

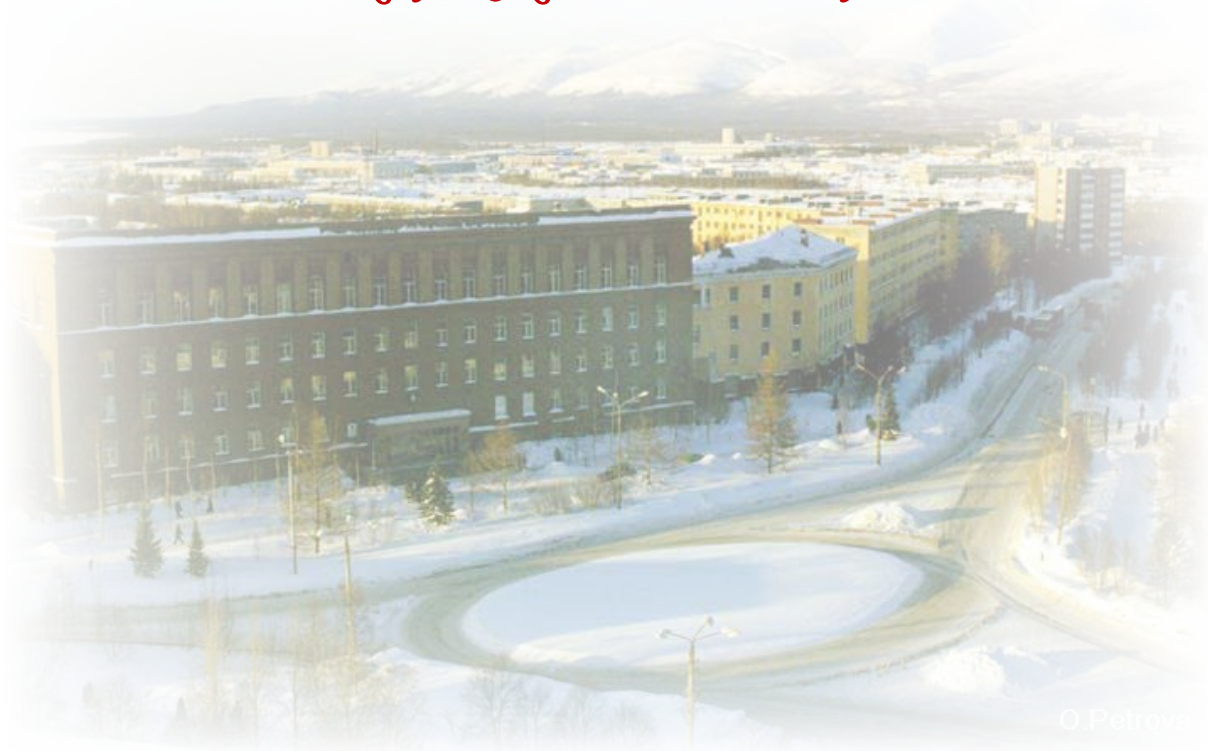


Геология и полезные ископаемые Кольского региона

*Труды X Всероссийской (с международным участием)
Ферсмановской научной сессии, посвящённой
150-летию со дня рождения акад. В.И. Вернадского
г. Апатиты, 7-10 апреля 2013 г.*

*Геологический институт КНЦ РАН
Российский фонд фундаментальных исследований
Российское минералогическое общество
Комиссия по истории, Кольское отделение*

ТЕОЛОГИЯ И ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ КОЛЬСКОГО РЕГИОНА



*Пруды X Всероссийской (с международным участием)
Ферсмановской научной сессии,
посвящённой 150-летию со дня рождения акад. В.И. Вернадского
Апатиты, 7-10 апреля 2013 г.*

Апатиты, 2013

УДК 55 + 553 (470.21)
ISSN 2074-2479

Геология и полезные ископаемые Кольского региона. Труды X Всероссийской (с международным участием) Ферсмановской научной сессии, посвящённой 150-летию со дня рождения акад. В.И. Вернадского. Апатиты, 7-10 апреля 2013 г. / Ред. Ю.Л. Войтеховский. – Апатиты: Изд-во К & М, 2013. – 274 с.

Научный редактор: проф., д.г.-м.н. Ю.Л. Войтеховский
Компьютерный дизайн: Л.Д. Чистякова, Н.А. Мансурова
Фоторепортаж: А.В. Чернявский, Н.А. Мансурова, В.Ю. Жиганов

Рецензенты: проф., д.г.-м.н. Ю.Л. Войтеховский (История науки; Общая и генетическая минералогия); проф., д.г.-м.н. Н.Е. Козлов (Геология и геофизика); д.г.-м.н., почётный член РМО А.В. Волошин (Месторождения полезных ископаемых); д.х.н. А.М. Калинин (Технологическая и экспериментальная минералогия).

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

© Коллектив авторов, 2013
© Российский фонд фундаментальных исследований, 2013
© Российское минералогическое общество, Кольское отделение, 2013
© Российское минералогическое общество, Комиссия по истории, 2013
© Федеральное государственное бюджетное учреждение науки Геологический институт
Кольского научного центра Российской академии наук, 2013

ОТ РЕДАКТОРА

Уважаемые читатели! Перед вами – Труды X Всероссийской (с международным участием) Ферсмановской научной сессии «Геология и полезные ископаемые Кольского региона», посвящённой 150-летию со дня рождения акад. В.И. Вернадского. В этом году исполняется и 130 лет со дня рождения его ученика и соратника акад. А.Е. Ферсмана, с которым связано начало активного геологического освоения Кольского п-ова. Совсем недавно ушёл из жизни акад. Н.П. Юшкин, начавший геологическую карьеру здесь же. Этим трём выдающимся учёным была посвящена секция «История науки» (5 докладов). Также работали секции «Геология и геофизика» (11), «Месторождения полезных ископаемых» (7), «Общая и генетическая минералогия» (4) и «Технологическая и экспериментальная минералогия» (6). Кроме того, были представлены 10 стендовых докладов. В рамках секции «Геология и геофизика» прошла Международная научно-техническая конференция АФ МГТУ «Наука и образование 2013».



В.И. Вернадский (1863-1945) и А.Е. Ферсман (1883-1945). Н.П. Юшкин (1936-2012).

Среди авторов – 90 научных сотрудников из Апатитов (ГИ, ГоИ, ИХТРЭМС и ЦНМ КНЦ РАН; АФ МГТУ), Благовещенска (ИГиП ДВО РАН), Воронежа (ВГУ), Заполярного (ГМК «Печенганикель»), Иркутска (ИЗК СО РАН), Кировска (Историко-краеведческий музей, Госархив Мурманской обл.), Красноярска (ИГДГГ СФУ), Ломоносова (ФГУ НПП «Полярная морская ГРЭ»), Махачкалы (ИГ ДНЦ РАН), Мирного (ЗЯ НЦ АН РСЯ), Москвы (ГЕОХИ, ГГМ и ИФЗ РАН; НИИ и Музей антропологии МГУ; МГРИ-РГГРУ), Мурманска (ПГИ КНЦ РАН), Новосибирска (ИНХ СО РАН), Петрозаводска (ИГ КарНЦ РАН), Ростова-на-Дону (ИАЗ ЮНЦ РАН), Санкт-Петербурга (ИГГД РАН, СПбГУ), Сыктывкара (ИГ Коми НЦ УрО РАН), Ухты (УГТУ), Хабаровска (LLC «Western Pacific Minerals») и Читы (ЗабГУ). Международное участие обеспечили коллеги из Геологической службы Финляндии (Рованиemi, Хельсинки, генеральный директор проф. E. Ekdahl, K. Piettikajnen, P. Johansson, J. Pihlaja) и Университета Дели (д-р A. Saikia). Таким образом, X Ферсмановская научная сессия подтвердила статус всероссийской (с международным участием) и обеспечила альянс научных сотрудников из институтов РАН, госуниверситетов и производственных организаций, обменявшихся новейшими результатами в различных областях геологии и полезных ископаемых Кольского региона. Почти все доклады помещены в данном сборнике в виде научных статей.

Ферсмановская научная сессия прошла под эгидой Геологического института КНЦ РАН и Российского минералогического общества (Кольское отделение и Комиссия по истории). Финансовая поддержка была оказана Российским фондом фундаментальных исследований (грант 13-05-06007-г). Во исполнение постановления президиума РАН № 256 от 11 декабря 2012 г., «в целях повышения эффективности связей федеральных государственных бюджетных учреждений науки Российской академии наук с общественностью, повышения информационной открытости, формирования благоприятного общественного мнения о деятельности Академии» работа сессии широко освещалась оргкомитетом в местной и центральной печати (Тиетта, Хибинский вестник, Кировский рабочий, Мурманский вестник, Голос России), на сайтах Геологического института КНЦ РАН и Российского минералогического общества. Надеюсь, сборник будет полезен геологам широкого профиля, аспирантам и студентам соответствующих специальностей.

*Директор Геологического института КНЦ РАН
председатель Комиссии по истории РМО
председатель Кольского отделения РМО
д.г.-м.н., проф.*

Ю.Л. Войтеховский

ИСТОРИЯ НАУКИ



ВЕРНАДСКИЙ В.И. И ЮШКИН Н.П.: ДВА ВЗГЛЯДА НА ПРОБЛЕМУ ЖИЗНИ

Войтеховский Ю.Л.

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

Есть тема, объединяющая научное творчество двух выдающихся российских геологов – акад. В.И. Вернадского (1863-1945, рис.), 150-летие которого отмечается в этом году, и акад. Н.П. Юшкина (1936-2012, рис.), ушедшего в историю недавно. Это проблема жизни как космического, вселенского феномена. Ни один, ни другой, ни кто-либо ещё не дали её удовлетворительного решения. Но следует отдать должное мыслителям, осмелившимся и сумевшим содержательно говорить о ней.



Акад. В.И. Вернадский



Акад. Н.П. Юшкин

В.И. Вернадский обратился к проблеме жизни в рамках развиваемой им концепции биосферы, указав «на принадлежность жизни к таким же общим проявлениям реальности, как материя, энергия, пространство, время» [3, с. 155, рис.]. Он рассматривал жизнь на всех возможных уровнях иерархии: биологического индивида; биологического вида, проявленного в смене поколений; биоценоза; биокосной системы (например, почвы); биосферы; наконец, космического феномена. Нас в первую очередь интересуют два аспекта проблемы: вечность жизни и её специфическое отношение ко времени.



Первый аспект содержится в следующем эмпирическом обобщении. «Между живыми и косными естественными телами биосферы нет переходов – граница между ними на всём протяжении геологической истории резкая и ясная» [3, с. 172]. Действительно, если, согласно принципу Ф. Реди, живое не произошло от косного, а третьего не дано, то жизнь существовала всегда. Очевидная предпосылка тезиса – актуальная вечность вселенной [1].

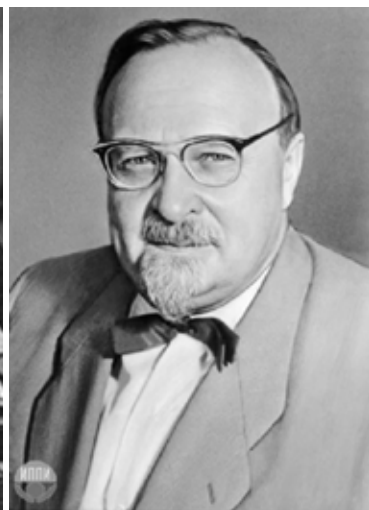
Второй аспект обозначен, например, следующей формулировкой. «Для тела живого организма отделить время от пространства невозможно. Смерть организма, не существующая в косных телах биосферы, и есть такое отделение» [2, с. 191, рис.]. Из неё следует, что время дано живому не так, как косному. В отличие от косных, живые тела проживают отпущенное время активно (органично, имманентно). Окончание их времени обозначено качественным переходом (умиранием, прекращением жизни) без исчезновения их (жизни и времени) носителя – косного тела. Но тогда не является ли жизнь как таковая вселенским часовым механизмом, фиксирующим феномен времени жизнями биологических индивидов, видов, биоценозов, биосфер?..

Н.П. Юшкин обратился к теме «минералогия и жизнь» очень рано, ещё в дипломных работах, рассматривая происхождение месторождений самородной серы с участием бактерий. Одна из его первых работ в академических журналах – критический анализ книги М.В. Иванова «Роль микробиологических процессов в генезисе месторождений самородной серы» [5]. На собственном материале участие бактерий в образовании самородной серы было детально показано им в диссертации [6, рис.]. Постепенно эта тема стала одной из ведущих в его творчестве с целым рядом разделов: роль минералов в происхождении и обеспечении жизни, сингенез и коэволюция живого и минерального миров, витаминералогия (минералогия жизни) [4, с. 28].

Что принципиально отличает взгляды Н.П. Юшкина от взглядов В.И. Вернадского на проблему происхождения жизни? Казалось бы, «концепция углеводородной кристаллизации жизни» - попытка представить её как естественное окончание минералообразующего процесса [7-10]. Какая при этом может быть вечность жизни? Но так ли противоречивы их точки зрения? Пристальный взгляд скорее обнаруживает их согласованность. Действительно, вечность жизни, по В.И. Вернадскому, можно помыслить не иначе как интеграл по бесконечному числу рождающихся и исчезающих космических тел – носителей жизни. При этом логика естествоиспытателя требует признать, что известная нам форма жизни должна была зародиться хотя бы однажды (с последующей панспермией). Представляется, что именно эту возможность и пытался обосновать Н.П. Юшкин на примере планеты Земля. В этом контексте он должен быть поставлен в ряд выдающихся естествоиспытателей нашего времени: Дж. Бернал (1901-1971, рис.), акад. А.И. Опарин (1894-1980, рис.), д.г.-м.н. Е.К. Мархинин (род. 1926, рис.) и др.



Дж. Бернал



А.И. Опарин



Е.К. Мархинин

Как быть с принципом Ф. Реди? По-видимому, противопоставление живого косному (а третьего не дано) в проблеме происхождения жизни не верно. Вероятно, естественные физико-химические (в том числе минералообразующие) процессы, подразумевающие потоки вещества и энергии (процессы самоорганизации), приводили к образованию всё более сложных высокомолекулярных соединений (структур), обладавших теми или иными свойствами живого (например, репликация, по Н.П. Юшкину). В некоторый момент совершился качественный скачок – образование естественных тел (по В.И. Вернадскому), носителей комплекса автокаталитических реакций, который мы и называем жизнью. Возможность структур на границе живого и косного доказывается существованием вирусов.

Заключение. Таким образом, В.И. Вернадский обосновал космический, натурфилософский взгляд на проблему жизни, признавая три принципа:

1. Принцип Ф. Реди «*Omne vivum ex vivo*» верен, жизнь вечна.
2. Живое вещество переживает время иначе, чем косное.
3. Жизнь на всех уровнях иерархии – это часы Вселенной.

Н.П. Юшкин обосновал земной, естественнонаучный взгляд на ту же проблему, признавая свои три принципа:

1. Между живым и косным больше сходства, чем различия.
2. Жизнь хотя бы однажды возникла абиогенным путём на финише минералообразующего процесса.
3. С момента зарождения она – неотъемлемый фактор Вселенной.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Аксёнов Г.П. В логике вечности жизни. М.: ИИЕТ РАН, 2011. 70 с.
2. Вернадский В.И. Химическое строение биосферы Земли и её окружения. М.: Наука, 1965. 364 с.
3. Вернадский В.И. Философские мысли натуралиста. М.: Наука, 1988. 520 с.
4. Николай Павлович Юшкин / Сост. Л.А. Овчинникова и др. М.: Наука, 2011. 253 с.
5. Юшкин Н.П. О книге М.В. Иванова «Роль микробиологических процессов в генезисе месторождений самородной серы» // Литология и полезные ископаемые. 1965. № 1. С. 134-136.
6. Юшкин Н.П. Минералогия и парагенезис самородной серы в экзогенных месторождениях. Автореф. дис. уч. ст. к.г.-м.н. Сыктывкар: Коми кн. изд-во, 1967. 18 с.
7. Юшкин Н.П. Концепция углеводородной кристаллизации жизни // Минералогия и жизнь: биоминеральные взаимодействия. Тез. докл. II межд. семинара. Сыктывкар, 17-22 июня 1996 г. Сыктывкар: Геопринт, 1996. С. 73-74.
8. Юшкин Н.П. Минеральный организмобиоз. Концепция углеводородной кристаллизации жизни // Лекции лауреатов Демидовской премии (1993-2004). Екатеринбург, 2006. С. 275-303.
9. Yushkin N.P. Natural polymer crystals of hydrocarbons as models of prebiological organisms // J. Crystal Growth. 1996. V. 167. N 1-2. P. 237-247.
10. Yushkin N.P. Hydrocarbon crystals as protoorganisms and biological systems predecessors // Instruments, methods and missions for astrobiology. San Diego. 1998. V. 3441. P. 234-246.

АКАДЕМИК А.Е. ФЕРСМАН И СОЗДАНИЕ ГОРНО-ХИМИЧЕСКОЙ ПРОМЫШЛЕННОСТИ НА КОЛЬСКОМ П-ОВЕ: К 130-ЛЕТИЮ СО ДНЯ РОЖДЕНИЯ А.Е. ФЕРСМАНА

Петров В.П., Макарова Е.И., Токарев А.Д.

Центр гуманитарных проблем Баренц-региона, Апатиты

petrov@admks.apatity.ru, makarova@admks.apatity.ru, noo@admks.apatity.ru

Вглядываясь в историю промышленного освоения и урбанизации Европейского Севера в первой половине XX в., мы видим свидетельства величайших преобразований общества и науки. Глубокие социальные катаклизмы сопровождались революцией в естествознании, рождением новых научных направлений. Само время порождало героев, нуждаясь в сильных и самоотверженных, талантливых и непреклонных в достижении цели людях. Первая половина XX в. ознаменована именами блистательных ученых, прославивших русскую и советскую науку. В этом списке, безусловно, в числе первых значится имя акад. А.Е. Ферсмана, которому в ноябре 2013 г. исполняется 130 лет. Ученик и соратник В.И. Вернадского, чье 150-летие в этом году уже отметила мировая наука, А.Е. Ферсман благодаря своим «безмерным и бессмертным заслугам перед наукой и родиной», по мнению акад. Д.С. Белянкина сопоставим с «бессмертными Ломоносовым и Менделеевым» [1]. Не ставя перед собой задачу охватить всю необычайную широту его научных интересов и разнообразие районов страны, где он работал и где его вклад выглядит не менее масштабно, можно с уверенностью утверждать, что историю промышленного освоения Кольского Севера трудно представить без акад. А.Е. Ферсмана. Создание в Хибинах апатитовой промышленности, рождение г. Хибиногорска (Кировска) – первого города советской эпохи в Хибинах и одного из первых научного учреждения Академии наук стационарного типа на периферии страны – все это результаты труда северян, получившие воплощение и долгую жизнь, прямо или косвенно связанные с деятельностью А.Е. Ферсмана.

Яркой особенностью личности А.Е. Ферсмана является то, что, будучи выдающимся ученым геологом, минералогом, основателем отечественной геохимии, он, в отличие от многих его академических современников, чутко реагировал на проблемы практической реализации научных идей, внимательно относился и чувствовал самые острые проблемы экономического развития России, был в хорошем смысле слова «государственником». Именно в этом отношении он был сродни М.В. Ломоносову и Д.И. Менделееву.

Уже в 1915-1916 гг., будучи ученым секретарем КЕПС, созданной Академией наук для решения проблем обеспечения обороноспособности России в первой мировой войне, А.Е. Ферсман инициировал создание специальной комиссии сырья и химических материалов для обеспечения оборонной промышленности минеральным сырьем. Для энергичного молодого ученого, каковым А.Е. Ферсман зарекомендовал себя в научных кругах благодаря способности «трудиться до самозабвения» этот период стал прекрасной школой практической организаторской деятельности. За короткий период А.Е. Ферсман совершил экспедиции в Забайкалье, Монголию, Крым, Урал, Алтай, Украину. Он бывал под обстрелом на фронтах Первой мировой войны, участвуя в фортификационных работах и составлении карты полезных ископаемых и материалов России, используемых для маскировки и строительства дорог. [2].

После Октябрьской революции Советскому правительству, ставшему в 1917 г. во главе государства принципиально нового типа – с плановой экономикой и социалистическим укладом, досталась страна с полностью разрушенной экономикой. В тяжелейших условиях экономической блокады Советской России со стороны экономически развитых держав только восстановление экономики и становление собственной индустрии было залогом спасения страны от развала. Поэтому призыв правительства к ученым о сотрудничестве стал вполне обоснованным и закономерным, и Академия наук приняла этот призыв, не оставшись в стороне от происходящих в стране событий.

В феврале 1920 г. акад. А.Е. Ферсман возглавил Комитет порайонного описания России при КЕПС. В состав Комитета вошли ведущие ученые страны: президент Российского географического общества проф. Ю.М. Шокальский, академики Ф.Ю. Левинсон-Лессинг, С.Ф. Ольденбург, С.Ф. Платонов и др.

Акад. А.Е. Ферсман как геохимик считал важнейшей проблемой народно-хозяйственного значения – создание химической промышленности на основе отечественных минеральных ресурсов. Докладные записки по проблеме химизации, поданные А.Е. Ферсманом в 1920-е гг. в различные правительственные органы, сыграли важную роль в развитии горной, химической и металлургической промышленности. Кроме того, в 1920-е гг. он написал серию работ по проблеме химизации: «Химические проблемы промышленности» (1924), «Перспективы развития промышленности редких элементов в СССР» (1925), «Минеральное сырье для химической промышленности» (1925), «Минеральное сырье в химической промышленности» (1927), «Проблема нерудных ископаемых» (1929), «Проблемы избыточного минерального сырья» (1929), «Проблемы активированного сырья» (1929). Следует отметить, что вопросу химизации народного хозяйства уделяли большое внимание и другие видные ученые – А.Н. Бах, И.М. Губкин, Н.С. Курнаков, Н.И. Вавилов, И.Л. Зелинский, Л.И. Прянишников, А.Е. Фаворский. Это за их подписями, включая и А.Е. Ферсмана, 14 марта 1928 г. в правительство поступила специальная записка, посвященная развитию химической науки и промышленности в СССР. Результатом стало принятие через полтора месяца постановления СНК СССР «О мероприятиях по химизации народного хозяйства СССР» от 28 апреля 1928 г. При ВСНХ был образован Комитет по химизации народного хозяйства СССР, который возглавил заместитель председателя СНК СССР Я.Э. Рудзутак, его заместителями были назначены В.В. Куйбышев, А.Н. Бах и Г.М. Кржижановский.

Открытие хибинских апатитов на Кольском п-ове в 1920-е гг., история организации которых также связана с научной и организационной деятельностью акад. А.Е. Ферсмана, заложило основу для создания собственной сырьевой базы в России. А.Е. Ферсман сумел «зажечь» перспективами открытия апатитовых месторождений одного из самых ярких и эрудированных советских руководителей – первого секретаря Северо-западного бюро ЦК и Ленинградского обкома ВКП(б) С.М. Кирова во время приема в Смольном в 1926 г. И с этого времени добыча апатитов перешла в разряд важнейших народнохозяйственных задач, которую С.М. Киров поддерживал в течение восьми лет вплоть до трагического ухода из жизни (1934). Акад. А.Е. Ферсман сумел привлечь для решения апатитовой проблемы энергичного и талантливого хозяйственника В.И. Кондрикова, прошедшего путь от комиссара Южного фронта гражданской войны (1918-1920) до председателя Ленинградского коммунального банка (1927-1929) и первого директора треста «Апатит» (1929-1937).

11 сентября 1929 г. Совет Труда и Оборона СССР (СТО) поручил Госплану РСФСР рассмотреть «хибинский вопрос». 4 октября президиум Госплана РСФСР заслушал доклад А.Е. Ферсмана о состоянии



Рис. 1. А.Е. Ферсман с картой геологических прогнозов Кольского п-ова, 1929 г.

и перспективах апатитового дела, 5 октября 1929 г. Экономический совет РСФСР принял постановление по Хибинским апатито-нефелиновым месторождениям, признав их первостепенное значение для народного хозяйства СССР и обязав ВСНХ РСФСР создать предприятие по разработке и добыче апатита. 29 октября 1929 г. президиум ВСНХ СССР под председательством В.В. Куйбышева поручил ВСНХ РСФСР создать трест республиканского значения с подчинением Ленинградскому облсовету народного хозяйства. 13 ноября 1929 г. приказом №190 был создан трест «Апатит», в декабре 1929 г. по постановлению СТО СССР он был включен в число предприятий общесоюзного значения и был передан в ведение ВСНХ СССР.

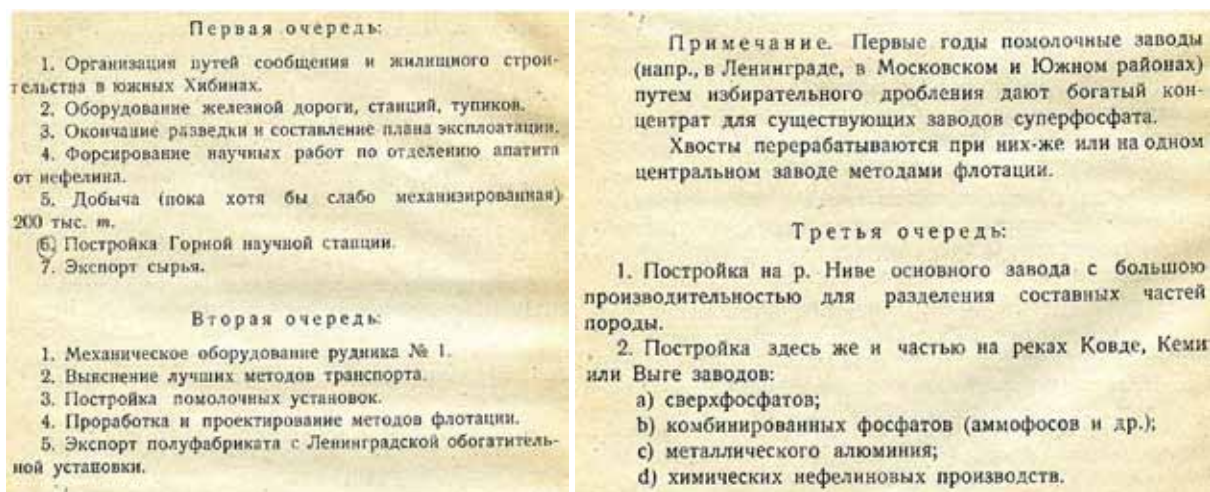


Рис. 2. Очередность хозяйственных мероприятий по разработке хибинских апатито-нефелиновых руд, предложенная А.Е. Ферсманом в 1929 г. [3].

1930-й год ознаменовался небывалым размахом крупного промышленного строительства в Хибинах. Уже в первый день 1930-го года Апатитовый городок посетил С.М. Киров, состоялось производственное совещание, где он сформулировал задачи треста:

1. Форсированное строительство апатитового рудника и организация добычи руды, как для удовлетворения потребностей внутреннего рынка, так и для создания экспортной статьи с целью получения валюты.

2. Быстрейшее окончание строительства железной дороги от разъезда Белый к Хибинскому месторождению.



Рис. 3. А.Е. Ферсман и В.И. Кондриков среди участников совещания на открытии первого здания Хибинской горной станции, 20 июля 1930 г.

3. Постройка рабочего поселка, сооружение электростанции, строительство обогатительной фабрики.

4. Проведение ряда работ по научному и промышленному исследованию апатитов и других полезных ископаемых Хибинского месторождения. По возвращении С.М. Кирова, доклад о работе треста «Апатит» был заслушан на заседании Политбюро ВКП(б) 15 мая 1930 г., что существенно определило ход дальнейшего развития промышленности и создания инфраструктуры в Хибинском регионе. Перечень мероприятий, сформулированных С.М. Кировым, стал тезисным выражением научно обоснованного плана хозяйственных мероприятий, представленного А.Е. Ферсманом в работе «Апатито-нефелиновая проблема Хибинских тундр» (1929).

Оглядываясь в прошлое с позиции наших дней, можно лишь сожалеть, что идеи А.Е. Ферсмана не получили воплощения в полной мере. В силу объективных и субъективных причин план был реализован лишь в части мероприятий первой и второй очереди, при этом химическое производство конечных продуктов осталось за пределами Кольского п-ова.

Еще одно важное направление в научном обеспечении развития производительных сил страны, в том числе и Кольской горнопромышленной промышленности, было обеспечено принятием Постановления Июльского 1928 г. пленума ЦК ВКП(б) «Об организации в кратчайшие сроки учреждений Академии наук на местах», в результате чего по инициативе А.Е. Ферсмана уже 20 июля 1930 г. состоялось неофициальное открытие Хибинской исследовательской горной станции Академии наук.

Юридически её создание было оформлено 2 октября 1930 г. Общим собранием ученых АН СССР по докладу А.Е. Ферсмана об итогах экспедиционной деятельности, а затем подтверждено Постановлением ЦИК СССР от 19 октября 1930 г. На Хибинскую исследовательскую горную станцию – Кольскую базу АН СССР (с 1934 г.), оставшуюся в исторической памяти под именем «Тьетта», как на базу экспедиционных работ в предвоенные годы опирались практически все исследовательские экспедиции, направляемые на Кольский полуостров. «Тьетта» стала также ключевым звеном в культурологической, образовательной и научно-просветительской деятельности в среде обитания формировавшегося в 1930-1940 гг. населения Хибинского региона.

Акад. А.Е. Ферсман был организатором, создателем и руководителем не только «Тьетты», но также целого ряда научных институтов и региональных центров Академии наук. Так, в 1932-1938 гг. он возглавлял деятельность Уральского филиала АН СССР, созданного вопреки традиционной и долгой процедуре

согласования с Президиумом АН СССР, за что А.Е. Ферсман по предложению отдельных «чиновников от науки» в руководстве АН СССР едва не подвергся «эзекуции». В этой ситуации, как и в истории создания «Тиетты» проявился характер А.Е. Ферсмана как человека «твердой позиции», оперативно реагирующего на вызовы времени (не зря его прозвали «человеком-молнией»), и непреклонного в отстаивании научных и государственных интересов. Не случайно акад. С.И. Вольфович в своих воспоминаниях, называя А.Е. Ферсмана «воинствующим ученым», писал: «... С поразительной стойкостью, выдержкой и тактом Ферсман преодолевал эти трудности, являя собой пример высокой принципиальности»[4].

В героическую (но не будем забывать – подчас беспощадно жестокую) эпоху первых «подъемных» советских пятилеток 1930-х гг. А.Е. Ферсман удивлял современников своей «неуемностью» и уникальной способностью «заражать» своими идеями и умением находить подход к людям с разным социальным положением и уровнем образования, создавая сплоченные творческие команды. В начальный период существования «Тиетты» ее кадровый штат насчитывал от 5 до 8 сотрудников, которые своими силами не были способны охватить все сложные исследовательские проблемы Кольского п-ова и создания кольской горной промышленности. Но, будучи вице-президентом АН СССР (до 1929 г.) и возглавляя ряд организованных им же институтов, А.Е. Ферсман смог обеспечить организацию научных исследований на Кольском Севере силами большого отряда ученых и инженеров. Известна его большая роль и в строительстве оригинального архитектурного стиля «Тиетты», и в поддержке научных исследований треста «Апатит» во главе с В.И. Кондриковым, а также других производственных организаций. Душой организации всех контактов и проектов взаимодействия был А.Е. Ферсман. Наиболее показательным примером тому является Первая полярная конференция в Хибинах, состоявшаяся с 9 по 11 апреля 1932 г. по инициативе А.Е. Ферсмана и В.И. Кондрикова.

Открывая Первую Полярную конференцию, заседания которой поочередно проходили в г. Хибиногорске, на «Тиетте», Нивастрое, Кандалакше, акад. А.Е. Ферсман обратился к участникам – ученым, производственникам, представителям власти: «Это первая конференция, которая намечает в плановом порядке новые овладения полярным севером, и мы надеемся, что наша конференция проработает и установит ту связь работников мест с работниками центральных учреждений, которая так необходима, и создаст новые стимулы для углубления нашей общей работы, чем мы еще больше укрепим и усилим энтузиазм строителей, работающих над созданием новых строек в условиях полярной тундры» [5].

С самого начала геологического изучения и промышленного освоения Хибин и других горнорудных районов Кольского п-ова акад. А.Е. Ферсман придавал особое значение принципу комплексного исполь-

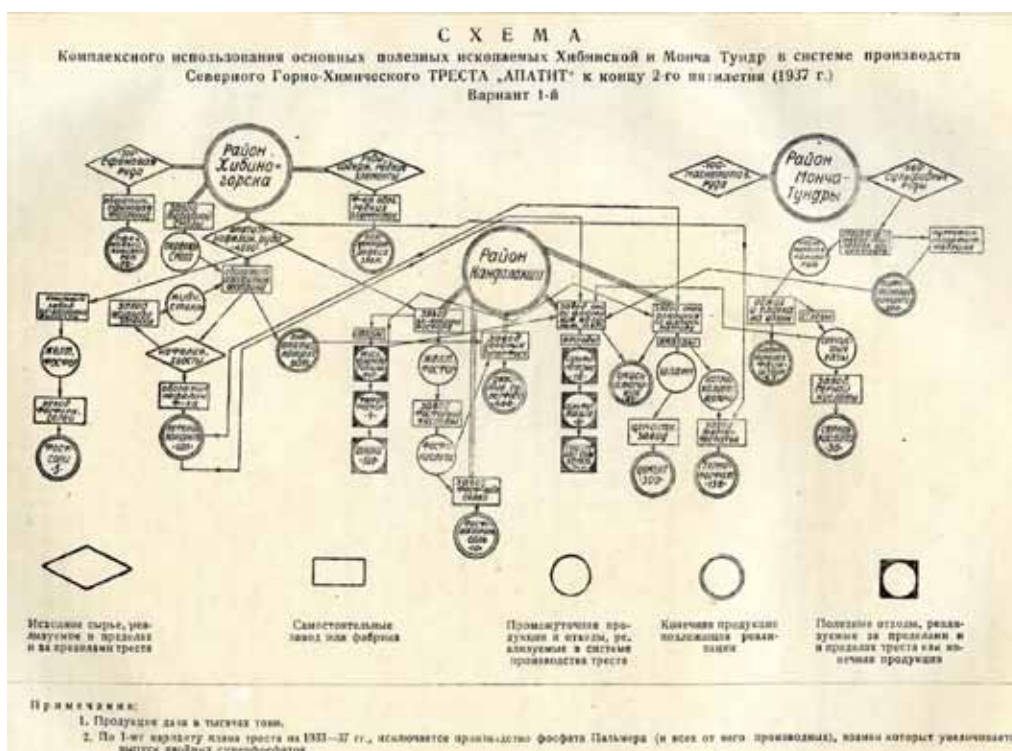


Рис. 4. Схема комплексного использования полезных ископаемых Хибинских и Монча-тундр [6].

зования сырья, подчеркивая, что комплексное использование ископаемых «не есть арифметическое сложение отдельных производств – это техноэкономическая задача огромного значения, это хозяйственно-организующий принцип отдельных территорий Союза... Надо вложить идею комбинирования в самое промышленное строительство, которое еще далеко не сумело полностью использовать свои же материалы и отходы, широко применяя в различных сочетаниях местное сырье, шлаки производства, золу и мусор, отбросы металлургических и химических установок».

Так представлялась составленная Г.Н. Соловьяновым, но базирующаяся на идеях Ферсмана, схема комплексного использования полезных ископаемых Хибин и Мончетундры к 1937 г. – году завершения первой социалистической пятилетки. [7]. Мы видим, что идеи создания на базе минеральных ресурсов Кольского п-ова единого, взаимосвязанного горно-энерго-химического комплекса были уже в начале 1930-х гг. На схеме видно, что в практической работе по его созданию участвуют более 75 институтов, лабораторий, фабрик и заводов. К решению и разработке научных и технологических проблем привлекаются 60 организаций.

Разработка идей А.Е. Ферсмана о комплексном использовании полезных ископаемых, создании Кольского горно-металлургического комплекса была путеводной задачей ученых Кольского филиала – Кольского научного центра Академии наук в течение всего периода деятельности до настоящего времени. В советское время практической реализации этих идей помехой служили межведомственные барьеры, но некоторые важные результаты по комплексному использованию отдельных типов руд и месторождений при этом были достигнуты.

В новых политических и экономических реалиях постсоветского пространства России реализация идей акад. А.Е. Ферсмана оказалась лицом к лицу с отсутствием какой-либо действующей законодательной базы и последовательной государственной политики в обеспечении рационального использования недр как общенародного национального достояния, столкнулась с проблемой преодоления частнособственнических барьеров.

Но и сегодня ученые Кольского научного центра РАН, основываясь на последних достижениях науки и новых технологиях в переработки наших руд, исходя из современных экономических условий, в том числе и мирового масштаба, разработали и совместно с Правительством Мурманской области активно лоббируют в высших эшелонах власти России проект создания Кольского химико-технологического кластера, по сути, одного из конечных звеньев плана реализации ферсмановских идей 1930-х гг. Цель предлагаемого проекта – организация на базе месторождений уникальных Хибинских, Ловозерских и Ковдорских руд новых производств с получением высокотехнологичной редкометальной и редкоземельной продукции, а также целого ряда других ликвидных продуктов и материалов.

Будет ли реализован этот проект ученых Кольского научного центра в обозримом будущем или он войдет в историю достижений академической науки как еще одна перспективная научная разработка – будущее покажет...

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Баландин Р.К. Поэт камня. М.: Знание, 1982. С. 4.
2. Перельман А.И. Александр Евгеньевич Ферсман. М.: Наука, 1968. С. 23.
3. Академик А.Е. Ферсман. Апатито-нефелиновая проблема Хибинских тундр. Л.: Научное химико-техническое изд-во НТУ ВСНХ, 1929. С. 86.
4. Вольфович С.И. «Генератор идей». Александр Евгеньевич Ферсман. Жизнь и деятельность. М.: Наука, 1965. С. 128.
5. Первая Полярная конференция по вопросам комплексного использования Хибинской апатито-нефелиновой породы (9-12 апреля 1932 г.). Апатиты: Изд-во КНИЦ РАН, 2009. С. 18.
6. Соловьянов Г.Н., Федотьев Н.П., Маркова Н.Н., Каган Б.И. Научная база Кольского промышленного комплекса. Л.: Изд-во Бюро НИС НКТП по комплексному использованию апатито-нефелиновой породы, 1932. С. 12.
7. Соловьянов Г.Н. Кольский промышленный узел. С предисловием ЦБК и акад. А.Е. Ферсмана. М-Л, 1932. С. 29.

КОЛЬСКИЙ И КОМИ: АКАДЕМИЧЕСКИЕ ВЗАИМОДЕЙСТВИЯ

Асхабов А.М., Иевлев А.А.

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

Кольский п-ов и Республика Коми, разнесенные на географической карте на противоположные стороны европейского Севера России, связаны множественными взаимодействиями в XX в. Самые крепкие нити сотрудничества соединяют академические организации Кольского п-ова и Республики Коми. Наиболее значимой фигурой для обоих регионов является акад. А.Е. Ферсман.

30 января 1919 г. в составе Народного комиссариата торговли и промышленности была создана Комиссия по изучению и практическому использованию русского Севера. Председателем президиума комиссии был назначен ученый секретарь Полярной комиссии Академии наук И.П. Толмачев, заместителями – А.Е. Ферсман и Ю.В. Пятигорский. При комиссии было организовано Ухтинское бюро, которому поручалась координация геологоразведочных работ, строительство грунтовых дорог и изыскания железнодорожной линии на Ухту. Но военные действия в Коми отложили осуществление этого проекта [4].

4 марта 1920 г. приказом Высшего Совета Народного Хозяйства (ВСНХ) была образована Северная научно-промысловая экспедиция (Севэкспедиция) с целью научно-практического использования производительных сил на Крайнем Севере. Руководил научной деятельностью Севэкспедиции, планированием заданий и обработкой собранных материалов ученый совет, помещавшийся в здании Академии наук в Петрограде. Во главе ученого совета стоял председатель – президент Академии наук А.П. Карпинский, его заместителем был акад. А.Е. Ферсман. Для связи с Петроградским ученым советом в Москве было создано ученое совещание во главе с проф. М.М. Новиковым (председатель) и членами: профессорами Г.В. Вульфом, А.Н. Реформатским, А.А. Черновым и др. [10]. В 1921 г. от Севэкспедиции в бассейне р. Илыч (Сев. Урал) вел работы А.А. Чернов совместно с В.А. Варсанофьевой и Т.А. Добролюбовой с целью поиска углей кизеловского типа в каменноугольных отложениях. В 1923 г. Севэкспедиция организовала 3 отряда на Печору: В.А. Варсанофьевой (геологические исследования в районе р. Илыч и на Урале), Т.Н. Добролюбовой (изыскания в районе р. Подчерем) и А.А. Чернова (по маршруту Троицко-Печорск – Подчерем – Илыч – Троицко-Печорск) [2]. Именно в отчете о работах Печорского геологического отряда Севэкспедиции летом 1924 г. проф. А.А. Чернов впервые сформулировал судьбоносный для Республики Коми вывод: «Таким образом, в настоящее время начинают выступать на Северо-Востоке европейской части СССР неясные контуры большого каменноугольного бассейна, который естественно назвать Печорским» [11, с. 28].

23 мая 1931 г. президиум АН СССР признал целесообразным приступить к организации сети баз и станций Академии наук. По инициативе акад. А.Е. Ферсмана рядом со строящимися на Кольском п-ове апатитовыми рудниками была открыта 19 июля 1930 г. Хибинская горная станция АН СССР (в 1934 г. преобразована в Кольскую базу АН СССР). Официально в число научных учреждений Академии наук станция была включена по постановлению Общего собрания Академии 2 октября 1930 г., а 18 октября того же года это решение было утверждено ЦИК ВС СССР.

15 декабря 1935 г. в Архангельске в результате реорганизации Бюро по изучению Северного края Полярной комиссии АН СССР была создана Северная база АН СССР. Ее возглавил Н.М. Книпович. Сектором геологии руководил А.А. Чернов. Основным направлением работы базы было изучение перспектив освоения Печорского края [9].

В марте 1940 г. в Коми АССР для обследования радиевых промыслов в Ухте приезжала экспедиция АН СССР во главе с акад. А.Е. Ферсманом. В состав экспедиции входили акад. В.Г. Хлопин, А.А. Чернов, Н.Н. Славянов, В.Н. Васильев, Л.В. Комлев и Е.М. Рожанская. После окончания работ в Ухте, 22 марта 1940 г. было проведено совещание с республиканским активом в Сыктывкаре, на котором А.Е. Ферсман поставил вопрос о необходимости создания здесь базы АН СССР [7, 8].

В связи с начавшейся Великой Отечественной войной в Сыктывкар согласно постановлению президиума АН СССР от 30 сентября 1941 г. были эвакуированы Кольская база АН СССР из Кировска и Северная база АН СССР из Архангельска. Они были объединены в Базу по изучению Севера им. С.М. Кирова. Возглавил ее акад. А.Е. Ферсман [3]. Штат нового учреждения составлял 80 человек – это были ученые из Кировска, Архангельска, Гомеля, Петрозаводска, Москвы и Ярославской обл. Заведующим геолого-геохимическим отделом Базы был назначен проф. А.А. Чернов [1]. В 1942 г. в Сыктывкар привезли фонды научных библиотек Кольской и Северной баз АН СССР [6].

Военное время поставило перед акад. А.Е. Ферсманом новые научные и организационные проблемы большого масштаба. Он приступил к организации в АН СССР оборонных комиссий с привлечением ученых различных специальностей. Перед ними ставились задачи определения условий фортификационного строительства и добычи строительных материалов, по водоснабжению и маскировке военных объектов, поиску новых месторождений стратегического сырья [8]. Поэтому приехать в Сыктывкар А.Е. Ферсман не смог, но сохранились документальные свидетельства его неоднократных намерений сделать это. В письме акад. В.И. Вернадскому от 16 сентября 1941 г. А.Е. Ферсман сообщает: «Потом придется поехать в Сыктывкар, куда переехала благополучно Кольская база, и где начинается серьезный цикл работ... Сейчас получил срочный вызов на Север, в Сыктывкар, в связи с организацией там крупных работ... 10 ноября на месяц на север – Ухту и Сыктывкар» [8, с. 140]. Эта же мысль звучит и в письме, написанном из Свердловска 19 ноября 1941 г.: «Думаем поехать в Сыктывкар, где находится Кольская база» [8, с. 141]. 28 марта 1942 г. он сообщает В.И. Вернадскому из Москвы: «Думаем здесь оставаться еще недели две-три, потом едем в Свердловск и на север в Сыктывкар» [8, с. 142]. В письме тому же адресату 4 августа 1942 г. А.Е. Ферсман снова пишет: «Если все будет благополучно в Москве, то собираюсь проехать в Сыктывкар, где работает моя Кольская база» [8, с. 144]. Академик продолжал называть базу в Сыктывкаре – Кольской.

23 мая 1944 г. на заседании бюро Совета филиалов и баз АН СССР были рассмотрены и утверждены материалы о разделении Базы АН СССР по изучению Севера на Базу Академии наук в Коми АССР, Кольскую базу им. С.М. Кирова и Архангельский стационар. 3 июня 1944 г. было издано соответствующее распоряжение Президиума АН СССР и Совета филиалов и баз АН СССР. Для базы в Коми были оставлены 21 научный сотрудник и 5 человек научно-технического персонала [5]. 5 июня 1944 г. акад. А.Е. Ферсман издал приказ о реорганизации Базы по изучению Севера и распределению личного состава по вновь образуемым научным учреждениям. Согласно приказу, с 1 июля 1944 г. в Кольскую базу откомандировывались: к.г.-м.н. А.А. Чумаков, к.г.-м.н. И.Н. Чирков, к.с.-х.н. С.А. Каспарова, к.б.н. Н.П. Белов, к.б.н. И.А. Аврорин, к.б.н. О.С. Полянская, к.б.н. Н.И. Проскуряков, к.б.н. К.А. Моисеев, к.х.н. Е.М. Попов, с.н.с. А.И. Володченкова, с.н.с. Л.И. Боброва, с.н.с. С.М. Вартапетян, с.н.с. С.И. Игнатьевская, с.н.с. Б.Н. Мелентьев, с.н.с. Н.Н. Дьячков, с.н.с. З.М. Гилева, с.н.с. А.В. Звонов, м.н.с. М.Г. Коневец, м.н.с. З.И. Корнильева, м.н.с. Е.Р. Фрейдлинг, м.н.с. П.Г. Усова, м.н.с. К.И. Фролова, м.н.с. В.А. Чумакова, м.н.с. А.Н. Лашенкова, м.н.с. А.Я. Мишкина, ст. лаб. М.Т. Анисимова и машинистка С.В. Муравьева. Организацией послевоенной Кольской базы в г. Кировске занимался Ф.М. Терновский [1]. Вопрос о том, кто из ученых Кольской базы АН СССР приехал на работу в Сыктывкар, кто после войны вернулся обратно, а кто на всю жизнь связал свою судьбу с Республикой Коми, исследован недостаточно. В архиве Коми НЦ УрО РАН сохранились данные о следующих ученых и специалистах [1, 5]:

- Моисеев Константин Алексеевич работал в Кольской базе с 1941 г., в ее составе был эвакуирован в Сыктывкар, заместитель директора Института биологии Коми ФАН СССР (1962-1965 гг.), заведующий лабораторией интродукции растений (1959-1977 гг.);
- Полынцева Ольга Афанасьевна работала в Кольской базе АН СССР с 1938 г., с 1941 г. – в Базе АН СССР по изучению Севера, заведующая сектором почвоведения (1944-1951 гг.);
- Полянская Ольга Сергеевна работала в Кольской базе АН СССР в 1939-1941 гг., в 1941-1947 гг. – в Базе АН СССР по изучению Севера, а затем в Базе АН СССР в Коми АССР с.н.с. агробиологического отдела, в 1947 г. перешла на работу в Ленинградский пединститут;
- Терновский Федор Михайлович, экономист, в системе АН СССР с мая 1940 г., работал заместителем директора Базы по изучению Севера, в 1944 г. выехал в Кировск;
- Каспарова Софья Аркадьевна, заведовала агробиологическим отделом, реэвакуирована в Кировск в 1944 г.;
- Толмачев Василий Александрович, к.т.н., с 1940 г. работал в Кольской базе, в 1941 г. эвакуирован в Сыктывкар, заведовал сектором гидробиологии и гидрологии Базы АН в Коми АССР до 1946 г., затем был переведен в лабораторию озерадения АН СССР;
- Ламакин Василий Васильевич, к.г.-м.н., в 1940 г. был принят в Кольскую базу АН СССР с.н.с. геологического кабинета геолого-геохимического отдела, в 1941 г. эвакуирован в Сыктывкар, в декабре 1945 г. переведен в Институт геологических наук АН СССР в Москву;
- Чирков Иннокентий Николаевич, с 1938 г. – с.н.с. Кольской базы АН СССР, в 1941-1944 г. находился в эвакуации в Сыктывкаре, затем вернулся в Кировск;
- Володченкова Августа Ивановна, заведовала геохимической лабораторией Базы по изучению Севера, в 1944 г. реэвакуирована в Кировск;

- Игнатъевская Серафима Николаевна, с.н.с., в 1944 г. реэвакуирована в Кировск;
- Утехина Зинаида Васильевна, заведовала библиотекой, эвакуирована из Кировска;
- Кабанов Николай Евгеньевич, к.б.н., с 1939 г. – заместитель заведующего биологическим отделом Кольской базы АН СССР, в 1941 г. эвакуирован в Сыктывкар, до апреля 1944 г. был заместителем заведующего агробиологическим отделом Базы по изучению Севера;
- Вартапетян Сирануш Месроповна, работала с.н.с. в агробиологическом отделе, в 1944 г. реэвакуирована в Кировск;
- Мелентьев Борис Николаевич, заведовал геохимической лабораторией Базы по изучению Севера, в 1944 г. реэвакуирован в Кировск;
- Бахматов Афанасий Васильевич, лаборант, эвакуирован из Кировска;
- Проскурникова Тамара Алексеевна, специалист в области физиологии растений, эвакуирована из Кировска;
- Яковлева Елена Алексеевна, химик, эвакуирована из Кировска;
- Чумаков Алексей Александрович, эвакуирован из Ленинграда, в 1942 г. принят заведующим геологическим отделом в Базу по изучению Севера, в 1944 г. откомандирован в Кировск;
- Белов Николай Прокопьевич, почвовед, с.н.с. Базы по изучению Севера, в 1944 г. реэвакуирован в Кировск;
- Коневец Майя Григорьевна, в системе АН СССР с 1942 г., м.н.с., в 1944 г. откомандирована в Кировск;
- Корнильева Зинаида Ивановна, м.н.с. геохимической лаборатории Базы по изучению Севера, реэвакуирована в Кировск в 1944 г.;
- Фрейдлинг Евгения Робертовна, химик, в 1942 г. принята м.н.с. в агробиологический отдел Базы по изучению Севера, реэвакуирована в Кировск в 1944 г.;
- Усова Павла Георгиевна, химик, м.н.с., в 1944 г. реэвакуирована в Кировск;
- Чумакова Вера Алексеевна, эвакуирована из Ленинграда, в декабре 1943 г. принята м.н.с. геохимической лаборатории Базы по изучению Севера, в 1944 г. откомандирована в Кировск;
- Лашенкова Ариадна Николаевна, к.б.н., с 1941 г. работала научным сотрудником Кольской базы, затем Базы по изучению Севера, в 1944 г. откомандирована в Кировск;
- Мишкина Анна Яковлевна, с 1938 г. – м.н.с. Ботанического сада Кольской базы, затем эвакуирована в Сыктывкар, в 1944 г. откомандирована в Кировск;
- Анисимова Мария Тимофеевна, старший лаборант, в 1944 г. реэвакуирована в Кировск;
- Таранец Михаил Петрович, в 1941 г. был принят с.н.с. Кольской базы, эвакуирован в Сыктывкар, в 1949 г. перешел на работу в Московскую опытную станцию;
- Журавлева Елизавета Васильевна, с 1938 г. – машинистка Кольской базы, с 1941 по 1949 гг. работала в Базе по изучению Севера и далее в Базе АН СССР по Коми АССР.

Любопытен протокол совещания о разделении оборудования, материалов, научных фондов, библиотек, личных дел и архивов между вновь образованными научными базами и стационарами АН СССР от 12 июня 1944 г. Согласно документу, все кровати, привезенные с Кольской базы, ей возвращались, за исключением тех, что были в личном пользовании сотрудников, остающихся в Сыктывкаре. Кольской базе передавались оборудование и материалы шлифовальной мастерской и частично – лаборатории геохимии и других подразделений. Научные фонды и библиотека делились по территориальному признаку, книги акад. А.Е. Ферсмана и архив Кольской базы возвращались в Кировск [1].

Послевоенные научные связи Коми края и Кольского п-ова также оказались интересными и плодотворными. В 1952-1954 гг. в Кировском горно-химическом техникуме учился будущий академик, д.г.-м.н., директор Института геологии Коми НЦ УрО РАН Николай Павлович Юшкин. Здесь он получил профессию «горный техник-геологоразведчик» и всегда помнил о годах учебы в нем: «Кировский горно-химический техникум был одним из самых ярких и важных звеньев моей жизни» [12, с. 172].

Кирилл Паскальевич Янулов в конце 1940-х работал м.н.с. Кольского филиала АН СССР, в 1959-1961 гг. был заведующим лаборатории минералогии и шлихового анализа Института геологии Коми ФАН СССР, в 1970-1986 гг. – заведующим лаборатории физических методов исследований, затем с.н.с. института [5].

Юрий Леонидович Войтеховский, директор Геологического института Кольского НЦ РАН, в 1995-1998 гг. обучался в докторантуре Института геологии Коми НЦ УрО РАН под руководством консультанта – акад. Н.П. Юшкина, в 1998 г. защитил докторскую диссертацию «Проблема Науманна-Харкера».

Работа выполнена при поддержке программы фундаментальных исследований УрО РАН, проект № 12-И-5-2018.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Академический центр в Коми АССР в годы Великой Отечественной войны: ученый и война (1941-1945 гг.). / Отв. ред. А.Ф. Сметанин. Сыктывкар: Коми НЦ УрО РАН, 2005. 102 с.
2. Александр Александрович Чернов / Ред.- сост. А.И. Елисеев. СПб.: Наука, 2005. 255 с.
3. Беляев В.В., Юшкин Н.П. Летопись Института геологии. Сыктывкар: Геопринт, 1998. 88 с.
4. Большая нефть Тимано-Печоры / Н.Н. Герасимов, Н.В. Мельникова, А.А. Иевлев, Н.Н. Тимонина. Сыктывкар: Коми республиканская типография, 2009. 384 с.
5. Документальная история Коми научного центра Уральского отделения Российской академии наук. Коми филиал АН СССР в 1944-1965 гг. / Отв. ред. А.М. Асхабов. Сыктывкар: Коми НЦ УрО РАН, 2009. 456 с.
6. Историческая хроника: Республика Коми с древнейших времен / И.Л. Жеребцов, М.В. Таскаев, М.Б. Рогачев, Б.Р. Колегов. Сыктывкар: Коми книжное изд-во, 2002. 344 с.
7. Коми научному центру Уральского отделения Российской академии наук 50 лет / Отв. ред. Н.И. Тимонин. Сыктывкар: Коми НЦ УрО РАН, 1994. 160 с.
8. Неизвестный Ферсман / Гл. ред. М.И. Новгородова. М.: ЭКОСТ, 2003. 248 с.
9. Поморская энциклопедия / Гл. ред. Н.П. Лаверов. Т. II. Архангельск: Поморский университет, 2001. 603 с.
10. Сорокин Ю. Первая экспедиция 1924 года и деятельность Севэкспедиции в 1920-1925 годах // Георгий Александрович Чернов. М.: Научный мир, 1997. С. 75-83.
11. Угольная сокровищница Севера: Сборник документов. Сыктывкар: Коми книжное изд-во, 1984. 312 с.
12. Юшкин Н. Начало пути. Екатеринбург: УрО РАН, 1996. 172 с.

НОВЫЕ ПОСТУПЛЕНИЯ В КОЛЛЕКЦИЮ МУЗЕЯ ГЕОЛОГИИ И МИНЕРАЛОГИИ ИМ. И.В. БЕЛЬКОВА ГЕОЛОГИЧЕСКОГО ИНСТИТУТА КНЦ РАН В 2012 Г.

Борисова В.В., Волошин А.В.

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

Фонды музея ежегодно успешно пополняются образцами с новыми и редкими минералами, первыми находками на Кольском п-ове, различными типами руд, образцами магматических, метаморфических и осадочных пород. В 2012 г. в коллекцию музея поступило 695 образцов, из которых 197 были зарегистрированы в основном музейном фонде и 498 в научно-вспомогательном; 149 образцов основного фонда выставлены в экспозиции музея. Наибольшая часть образцов основного фонда поступила в систематическую коллекцию минералов – 142, в коллекцию руд – 22, в петрографическую коллекцию – 20 и в коллекцию новых, впервые открытых в Кольском регионе минеральных видов – 13.

Впервые поступили в музей 24 минеральных вида: голышевит, фосфоиннелит, фторбритолит-(Y), раслакиит, вигришинит, депмайерит, андриановит, фивегит, стронадельфит, шлыковит, чильманит-(Ce), криптофиллит, кульсонит, повеллит, эшинит-(Ce), ханнешит, алабандин, калиевый магнезиоарфведсонит, орикит, филлипсит-Na, роценит, никельгексагидрит, омфациит и гоацит. Поступление коллекций минералов по отдельным районам позволило оформить новые, постоянно действующие экспозиции.

В пополнении коллекции музея принимали участие сотрудники Геологического института – Ю.Л. Войтеховский, А.В. Волошин, Т.В. Рундквист, О.Б. Дудкин, В.В. Балаганский, Ю.П. Меньшиков, В.Н. Яковенчук, С.М. Карпов, А.У. Корчагин, С.В. Мудрук, Д.В. Жиров, А.А. Калинин, В.В. Котляров, аспирант В.В. Пуха, бывший сотрудник института Ю.Н. Яковлев, студент каф. геологии АФ МГТУ С.В. Шалимов, а также сотрудники других организаций – И.В. Пеков (д.г.-м.н., профессор МГУ, г. Москва), И.С. Красоткин (ПетрГУ, г. Кировск), А.А. Завьялов (выпускник каф. геологии АФ МГТУ, ныне геолог ОАО «Ковдорский ГОК», г. Ковдор), коллекционеры минералов Н.И. Фришман и В.В. Левицкий (г. Москва). Большая часть образцов была передана ими после летних экспедиционных работ 2012 г., другие – после изучения или принесены в дар.

Все поступления **основного фонда музея** можно объединить в следующие группы: 1) новые и редкие минеральные виды Кольского п-ова; 2) коллекция минералов Хибинского щелочного массива; 3) коллекция минералов Ловозёрского щелочного массива; 4) коллекция минералов щелочно-ультраосновных и карбонатитовых массивов; 5) коллекция сульфидных руд; 6) коллекция минералов других геологических объектов; 7) петрографическая коллекция.

Новые и редкие минеральные виды Кольского п-ова. Уникальная коллекция образцов была передана И.В. Пековым. В коллекции 13 новых и 9 редких минералов Кольского п-ова. В открытии большинства новых минералов автор принимал непосредственное участие. Среди них минералы Хибинского массива: **шлыковит**, **криптофиллит**, **фивегит** (г. Расвумчорр, рудник Центральный), **стронадельфит** (г. Кукисвумчорр, Кировский рудник); Ловозёрского массива: **раслакит**, **депмайерит** (г. Карнасурт, рудник) и **вигришинит** (г. Малый Пункаруайв); Ковдорского массива: **голышевит** и **фосфоиннелит** (карьер рудника Слюда); Западных Кейв: **фторбритолит-(Y)** (г. Вюнцпахк). Кроме того, им переданы в музей образцы с новыми минералами, открытыми другими исследователями – **эдгаритом** (Хибинский массив, г. Каскасньоначорр), **кариохроитом** (Ловозёрский массив, г. Карнасурт, подземный рудник) и **андриановитом** (Хибинский массив, г. Коашва).

К редким минералам из коллекции И.В. Пекова относятся минералы Хибинского массива: **эшинит-(Ce)** (г. Расвумчорр), **ханнешит** (залив Тульилухт), **алабандин** (г. Каскасньоначорр), **орикит** (г. Коашва); Ловозёрского массива – **филлипсит-Na** (г. Кедыкверпахк), **криолит** (г. Аллуайв) и **гояцит** (г. Вавнбед); Мончеплутона – **роценит** и **никельгексагидрит** (г. Нюд). Среди них хочется отметить поступление образца с орикитом – второй находкой в мире. Его обнаружил И.В. Пеков на г. Коашва в Хибинском массиве в полостях гидротермально измененного ультращелочного пегматита.

К первым находками минералов на Кольском п-ове относятся **кульсонит** и **повеллит**. Образцы с этими минералами были переданы в музей автором находок С.М. Карповым. **Кульсонит** (ванадиевая шпинель) был обнаружен в 2010 г. в мелкозернистых пирротиновых рудах в ассоциации с другими ванадиевыми минералами – **карелианитом**, **голдманитом** и **мухинитом** в Прихибинье в Пирротиновом ущелье. **Кульсонит**, **голдманит** и **мухинит** – первые находки на Кольском п-ове, **кульсонит** – первая находка в России. **Повеллит** (гр. шеелита) является первой находкой в Карело-Кольском регионе. Обнаружен в 2011 г. в альбитизированных песчаниках Салла-Куолаярвинской структурной зоны (участок «Озёрный», канава № 2). Образует сноповидные агрегаты тёмно-зелёного цвета – псевдоморфозы по молибдениту.

Образец с **паравиноградовитом** (Хибинский массив, г. Кукисвумчорр, руч. Свинцовый) передал Ю.П. Меньшиков. Это второе поступление в музей.

Коллекция минералов Хибинского щелочного массива. Из нового поступления следует отметить коллекцию Ю.П. Меньшикова из 9 интереснейших образцов. Среди них красивейший сросток кристаллов **арфведсонита** (г. Эвеслогчорр), **ильменит** в форме сферолитов (г. Кукисвумчорр), кристаллы **ваденита** белой, а не характерной для него розоватой окраски (г. Кукисвумчорр, Цирконовая перемычка), редкие по форме кристаллы **энигматита** – длиннопризматические (г. Эвеслогчорр), оригинальные **псевдоморфозы канкринита по нефелину** (г. Кукисвумчорр, Цирконовая перемычка).

Необычные по морфологии и окраске образцы с тонковолокнистым, светло-жёлтым **лампрофиллитом** и желваковидным мелкокристаллическим **астрофиллитом** (перемычка между г. Куэльпорр и Пиком Марченко) были переданы Н.И. Фришманом.

Образцами с толстотаблитчатыми розоватыми кристаллами **катаплента** и с **анкилитом-(Ce)** из ущ. Гакмана, а также с кристаллами **калиевого магнезиоарфведсонита** в натролите (г. Коашва), пополнил коллекцию Хибин И.В. Пеков.

Оригинальные крупные **сферолиты эгирина** в виде «бомб» из ущ. Голубых озер поступили от Ю.Л. Войтеховского. Образования крайне интересны необычной формой, а также внутренним строением: в центральной части срезов таких сферолитов часто наблюдается развитие кристаллов анальцима или пектолита.

Кристаллами малинового **эвдиалита** и жёлто-коричневого «смолистого» **ринкита** (Олений ручей) пополнил коллекцию музея Д.В. Жиров; образцами **титанита** (седловина Лопарского перевала), **эвдиалита** и **астрофиллита** (без точной привязки) – И.С. Красоткин; красочным образцом **флюорита** фиолетовой окраски из жильной породы (ЮЗ склон г. Поачвумчорр) – О.Б. Дудкин.

Из старых коллекций института, обнаруженных при инвентаризации, в основной фонд музея оформлены образцы **апатит-сфеновой (титанитовой)** и **линзовидно-полосчатой апатитовой руды**, а также ярко-малинового **содалита**, слагающего жилку, секущую полосчатые апатитовые руды – это образцы Хибинского массива без точной привязки.

Коллекция минералов Ловозёрского щелочного массива. Во время полевых работ 2012 г. Ю.Л. Войтеховским в отвалах Умбозерского рудника была собрана большая коллекция минералов и пород. Значительная часть отобранных образцов зарегистрирована в научно-вспомогательном фонде, но более 20 образцов, после рентгенофазового исследования, дополнили основной фонд музея. В основном это минералы пегматитового тела «Шомиокитовое» – **шомиокит-(Y)** – новый минерал Кольского п-ова, **клеюфан** (разновидность **сфалерита** светло-жёлтого цвета), **альбит**, **лоренценит**, **содалит**, **ильменит**, **шабазит**, **трона**, **уссингит** и другие. Все эти минеральные виды ранее имелись в коллекции музея, но вновь поступившие отличаются от них. Впервые появились образцы с плотными, похожими на лёд, обособлениями троны (рис. 1а), с мелкими хорошо огранёнными кристаллами и гребенчатыми сростками розоватого альбита. Коллекция ловозёрских шомиокитов-(Y) пополнилась тремя призматическими прозрачными сиреневатыми кристаллами.

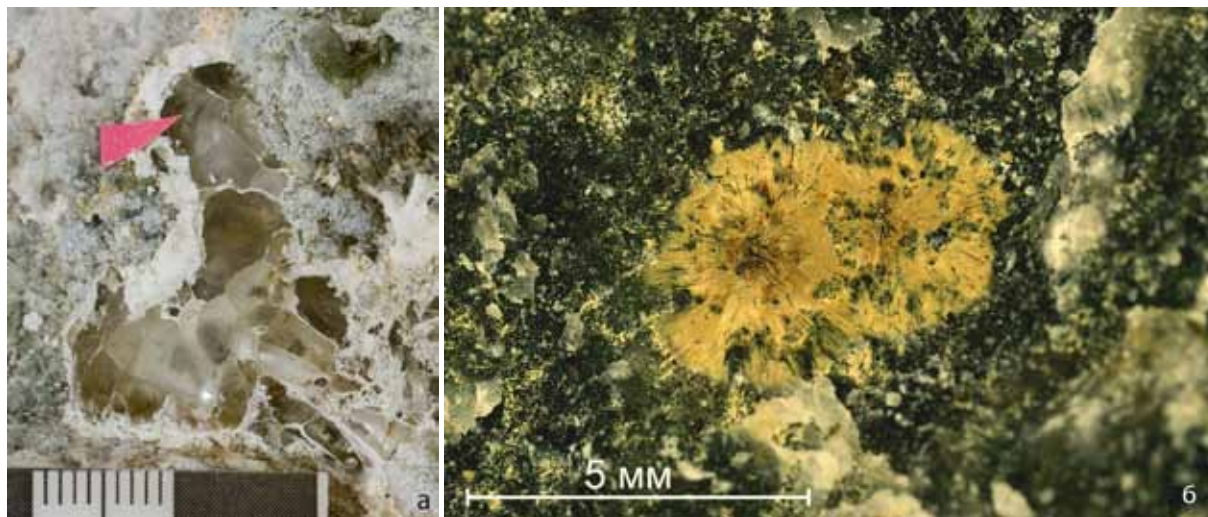


Рис. 1. Ловозёрский массив: а – трона (ГИМ 6797/1), Умбозерский рудник; б – йофортьерит (ГИМ 6819), г. Карнасурт.

Ещё один интереснейший образец из Ловозёрского массива – **йофортьерит** – водный марганцевый силикат (рис. 1б). В 2003 г. И.В. Пековым был передан в музей образец с тёмно-коричневым йофортьеритом тонковолокнистого строения в ассоциации с альбитом и натролитом из пегматитовой жилы на г. Карнасурт. Ю.Л. Войтеховский привёз с того же места и передал в музей образец с йофортьеритом, который отличается от предыдущего морфологией – радиально-лучистым строением, яркой оранжевой окраской и ассоциацией с нефелином.

Ещё одним образцом (рис. 2) пополнилась коллекция красивейших серебристо-сиреневых **мурманитов** Ловозёрского массива (Ю.Л. Войтеховский). Коллекцию **эпидидимитов** пополнил В.Н. Яковенчук, передав образец с ЮВ отрога г. Сенгисчорр – это первый образец эпидидимита с этого места.



Рис. 2. Мурманит (ГИМ 6642). Ловозёрский массив.

Коллекция щёльно-ультраосновных и карбонатитовых массивов. Музейная коллекция цеолитов пополнилась образцом гармотома Африкандского массива (И.В. Пеков) – это второе поступление минерала в коллекцию музея. Коллекция Ковдорского массива пополнилась образцами с Железорудного месторождения – это кристаллы **флогопита** с **гояцитом** в **кальците**, кристаллы **диопсида** и **апатита**, кристаллы **кальцита** серой окраски с **пиритом** и **коллинсит** (А.А. Завьялов), красивейшие бледно-голубые радиально-лучистые агрегаты **бобьерита** (В.Н. Яковенчук), **штаффелит** нежной голубовато-зеленоватой окраски (И.С. Красоткин). Образец с **гояцитом** – первое поступление в коллекцию музея.

Коллекция сульфидных медно-никелевых руд значительно пополнилась благодаря поступлению в музей красочных полированных образцов руд из месторождений Печенги, Аллареченского и Восток (Ю.Н. Яковлев). Образцы представ-

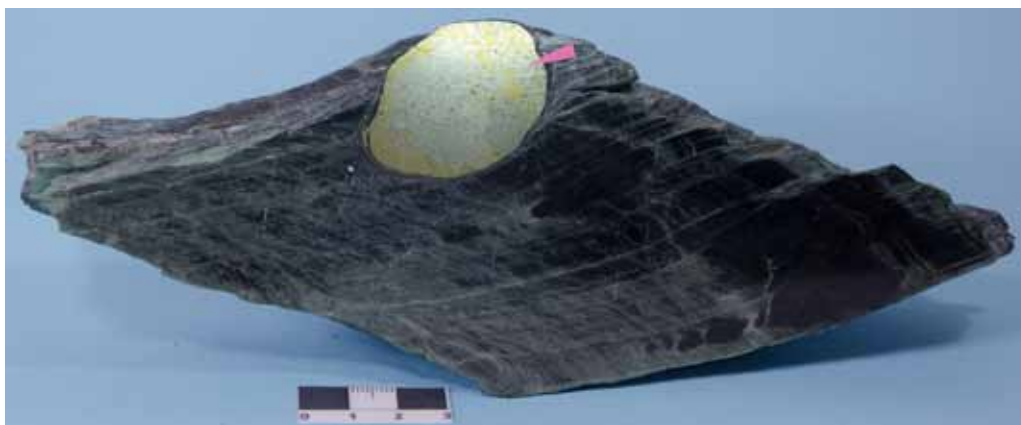


Рис. 3. Сульфидная «капля» в серпентините (ГИМ 6749). Печенга, Ждановское месторождение.

ляют собой различные типы руд: «серые», брекчиевидные, вкрапленные, густовкрапленные, сплошные, линзовидно-полосчатые и полосчатые. Экспозиция этих месторождений обновилась и стала ещё более привлекательной. Интереснейший **полированный образец с сульфидной «каплей»** размером 4×3 см в серпентинитах Ждановского месторождения Печенги (рис. 3) передал в музей А.У. Корчагин. Коллекция богатых **пирротин-пентландитовых руд** Мончегорского месторождения пополнилась образцом с массива Ниттис-Кумужья (И.С. Красоткин). Впервые появились в музее полированные образцы с **медной минерализацией** в метавулканитах хр. Серповидного Западных Кейв (С.В. Шалимов, С.М. Мудрук).

Коллекция минералов других геологических объектов Кольского п-ова.

Беломорское побережье. Коллекция из 34 полированных образцов, представляющих **гидротермально-метасоматическую минерализацию аметистового месторождения** мыса Корабль Белого моря, была подарена музеем Н.И. Фришманом. Образцы подобраны целенаправленно и отражают этапы образования метасоматитов и гидротермалитов от наиболее ранних к поздним. Коллекция оформлена в постоянно действующую экспозицию в Выставочном зале музея. Кроме того, Н.И. Фришманом переданы образцы с **малахитом** с этого же месторождения.

Коллекция из 13 необычных по форме и окраске **глендонитов** («беломорских рогулек») (рис. 4), передана музеем В.В. Левицким и, несомненно, украсила экспозицию Беломорского побережья.

Оригинальные образцы красноцветных песчаников с пустотами, выполненными **мелкими кристаллами кварца и халцедоновидными образованиями**, переданы Ю.Л. Войтеховским.

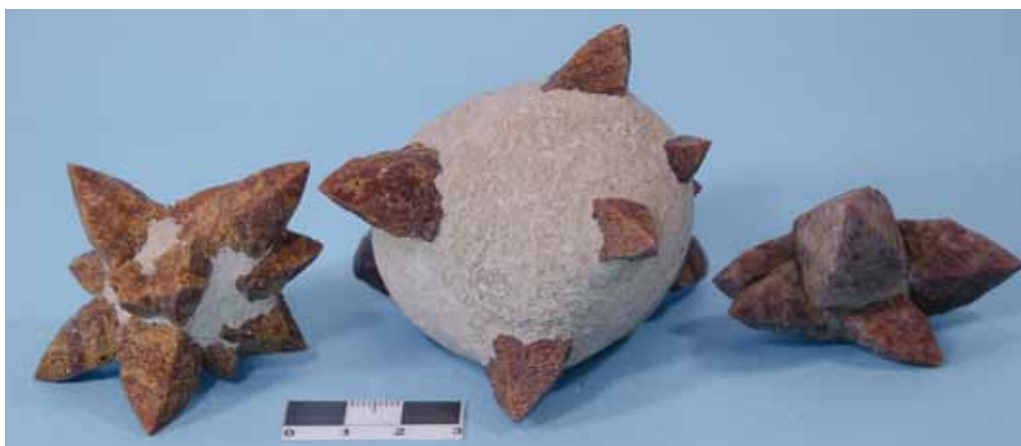


Рис. 4. «Беломорские рогульки» (ГИМ 6766/1,2, ГИМ6737/1). Беломорское побережье, д. Мосеево.

Широкая Салма. Образцы с крупными выделениями молибденита в кварц-полевошпатовых жилах, секущих амфиболиты, передал В.В. Балаганский. С этого же участка образец эклогитов с **омфацитом** и **альмандином** передал И.В. Пеков. Молибденит – первое поступление из этого района, омфацит – первое поступление в музей.

Западные Кейвы. Образец с мелкими кристаллами голубовато-зеленоватого **амазонита** в кварце (г. Ровгора) передал И.С. Красоткин .

Месторождение «Перчатка» (п. Слюда). Впервые появились в музее образцы с **кианитом** и **шерлом** из этого месторождения (А.А. Завьялов).

Прихибинье. Образец метавулканитов имандра-варзугской серии с крупными кубическими кристаллами **пирита** передал Ю.Н. Яковлев.

Мурманское побережье. Образец со **сфалеритом** и **галенитом**, переданный Ю.Н. Яковлевым, пополнил экспозицию свинцово-цинковых жил.

Петрографическая коллекция музея значительно пополнилась по сравнению с предыдущими годами – 20 образцов пород было передано в музей: доломиты и кислые вулканиты Печенги (Ю.Н. Яковлев), турмалиновый пегматит месторождения Восток (Ю.Н. Яковлев); метаморфизованные строматолитовые доломиты хр. Серповидного Зап. Кейв (С.В. Мудрук); песчаники и конгломераты п-ова Рыбачий, Средний и о. Кильдин (Ю.Л. Войтеховский, образцы из коллекции В.З. Негруцы); карбонатная конкреция, п-ов Рыбачий (Т.В. Рундквист, образцы из коллекции В.З. Негруцы); красноцветные песчаники Беломорского побережья (Ю.Л. Войтеховский); тингуаиты хр. Поачвумчорр Хибинского массива (Ю.Л. Войтеховский); фойяит г. Аллуайв Ловозёрского массива (Ю.Л. Войтеховский); люаврит г. Ангвудасчорр Ловозёрского массива (В.В. Пуха); кварц-грюнеритовый метасоматит из Тикшозёрского зеленокаменного пояса, Кандалакшский район, оз. Бабье (А.А. Калинин).

Поступления образцов научно-вспомогательного фонда. В 2012 г. 498 образцов минералов, пород и руд пополнили **научно-вспомогательный фонд** музея. Сотрудниками института и других организаций переданы следующие образцы минералов и пород: 54 образца с минералами Ковдорского массива, Vuoriaarvi и Кейв (А.В. Волошин); 29 образцов красноцветных песчаников мыса Корабль Белого моря со знаками ряби и флюорит-баритовой минерализацией, а также 268 образцов минералов и пород Ловозёрского массива (Ю.Л. Войтеховский) (образцы с Ловозёрского массива, особенно из пегматитового тела «Шомиокитовое», представляют минералогический интерес и требуют дальнейшего изучения, поэтому часть коллекции оставлена в научно-вспомогательном фонде музея); 84 образца минералов Хибинского, Ловозёрского и Ковдорского массивов, а также Кейв (И.С. Красоткин); 8 образцов – осадочных пород п-ва Рыбачий и Средний, о. Кильдин из коллекции В.З. Негруцы (Т.В. Рундквист); 6 образцов минералов Хибинского и Ковдорского массивов (О.Б. Дудкин); 14 образцов минералов Кейв (В.В. Котляров); 17 образцов с медной минерализацией в вулканитах хр. Серповидного Зап. Кейв (С.В. Шалимов); 5 образцов минералов Ковдорского массива (А.А. Завьялов); 4 образца пегматитов с эвдиалитом Ловозёрского массива, г. Аллуайв (В.В. Пуха); полированный образец с брекчиевидной сульфидной медно-никелевой рудой месторождения Восток Аллареченского района (Ю.Н. Яковлев); 8 образцов осадочных пород и конгломератов совоярвинской и хосиярвинской свит раннепротерозойской Пана-Куоляярвинской структурной зоны из коллекции В.З. Негруцы (А.А. Басалаев).

В 2012 г. из научно-вспомогательного фонда музея были переданы и отосланы в другие организации 26 образцов: лоренценит (1) (Ловозёрский массив) – для Государственного геологического музея им. В.И. Вернадского РАН (г. Москва); магнетит (1) (Ковдорский массив) – для магнитоакустических исследований, проводимых в рамках темы НИР в Геологическом институте КНЦ РАН; минералы Кольского п-ова (7) – для количественного фазового анализа в ИПКОН РАН (г. Москва); минералы и породы Кольского п-ова (15) – для Музея Мирового океана (г. Калининград); лопарит-(Се) (2) (Ловозёрский массив) – для Центрального Сибирского геологического музея Института геологии и минералогии СО РАН (г. Новосибирск).

Музей глубоко признателен всем, кто содействовал пополнению музейных фондов и надеется на дальнейшее сотрудничество.

В.И. ВЕРНАДСКИЙ О РОЛИ ВОДЫ В ИСТОРИИ ЗЕМЛИ И ЖИЗНИ

Даувальтер В.А.

Институт проблем промышленной экологии Севера КНЦ РАН (ИППЭС), Апатиты, vladimir@inep.ksc.ru

Акад. В.И. Вернадский относится к числу гениальных провидцев, открывших людям новые горизонты познания природы и общества, среди которых такие имена как Коперник и Галилей, Ньютон и Эйнштейн, Дарвин и Павлов [3]. Его называют Ломоносовым XX в. Он был основоположником геохимии, космохимии, биогеохимии, генетической минералогии; внес огромный вклад в кристаллографию, почвоведение, гидрохимию, метеоритику. В.И. Вернадский создал и разработал учение о биосфере [2], представляющей собой одну из геологических оболочек земного шара, глобальную систему Земли, в которой геохимические и энергетические превращения определяются суммарной активностью всех живых организмов – живого вещества.

В.И. Вернадский в своей многотомной работе «История минералов земной коры» воде посвятил целый том [1] (рис.). «Вода, – писал он, – стоит особняком в истории нашей планеты. Нет природного тела, которое могло бы сравниться с ней по влиянию процессов. Нет земного вещества – минерала, горной породы, живого тела, которое бы ее не заключало. Все земное вещество – под влиянием собственных вод частичных сил, ее парообразного состояния, ее вездесущности в верхней части планеты – ею

проникнуто, все и охвачено». Еще большую роль В.И. Вернадский придавал воде в явлениях жизни – «Не меньше 2/3 по весу всего живого вещества планеты, всех организмов состоит из жидкой воды, не резко измененной в своих свойствах; для многих – водных – организмов она составляет 99.5% по весу, никогда не спускаясь, для сухопутных – ниже 60-65%». Он приводит слова Р. Дюбуа – «Жизнь есть одушевленная вода – “eau animée”», и подчеркивает также исключительную важность воды в жизни человека – «Едва ли есть какое-нибудь другое природное тело, которое бы до такой степени определяло его общественный уклад, быт, существование».

В.И. Вернадский отмечал исключительную подвижность воды, как характерную особенность ее, отличающую от многих тел на Земле. «Это одно из немногих тел – чуть ли не единственное, которое может находиться на Земле во всех трех физических состояниях – в твердом, жидком и газообразном в биосфере, в жидком и газообразном – в стратисфере и в метаморфической оболочке, в газообразном – глубже. Распространение газообразного состояния воды во всех оболочках уже одно придает ее молекулам чрезвычайную подвижность и связывает в единое целое все нахождение воды».

Рис. Титульный лист «Истории природных вод» В.И. Вернадского.

В.И. Вернадский воду рассматривает как своеобразный минерал. Им формируется самостоятельное научное направление – минералогия природных вод. Ее основное содержание: 1) о вездесущности воды в верхней части планеты; 2) о единстве природных вод; 3) о разных формах связи природных вод с окружающей средой (между молекулами воды, водой и газами, водой и жидкостями, водой и твердыми телами, водой и организмами); 4) о геосферах, слагающих земную кору и ее облегающих, проникнутых каждая своими водами и отвечающими им «неоднородными равновесиями»; 5) о диссимметрии земной коры, резко разделяющей воды суши и Мирового океана; область диссимметрии распространяется в пределах тропосферы, гидросферы, коры выветривания, стратисферы, метаморфической геосферы и гранитной геосферы; 6) о закономерной смене подземных атмосфер в геосферах, что отражается на газовой составляющей природных вод; 7) о большой зависимости природных вод биосферы от их географического места на поверхности планеты; 8) о динамической, физической, химической зональности природных вод, в том числе подземных; 9) об энергетике природных водных растворов в земной коре; 10) об основах минералогической классификации природных вод. Работы В.И. Вернадско-

го в этой области определили дальнейшие направления в изучении вод Земли в гидрологии и других науках, изучающих природные воды и их связи со средой [3].

Видный гидрогеолог, профессор Ленинградского горного института Н.И. Толстухин, работавший с В.И. Вернадским, считает, что его учение о природных водах оказало прямое воздействие на следующие исследования в гидрогеологии, гидрологии и гидрохимии (начатые еще при жизни ученого): 1) учение о минеральных водах, стимулируя переход от изучения минеральных источников к изучению месторождений минеральных вод и разработке различных классификаций минеральных вод; 2) учение о физико-географической зональности природных вод, в том числе поверхностных и подземных вод, и о глубоком проникновении этой зональности в недра Земли; 3) учение о гидродинамических и гидрохимических зонах Земли; 4) учение о связи подземных и поверхностных вод; 5) становление генетической классификации подземных вод; 6) более углубленное изучение свойств поверхностных и подземных вод; 7) более углубленное изучение свойств подземных вод и их анализе (макро- и микрокомпонентного состава), а также анализе газов, органического вещества в водах, изотопии вод и их компонентов (минеральных, газовых и др.); 8) изучение иловых вод озер, морей, океана и седиментационных; 9) изучение взаимосвязи физически и химически связанных вод с капельножидкими водами; 10) в палеогидрогеологии – в изучении геологической истории и истории подземных вод; 11) в учении о гидротермальном режиме земной коры, о роли воды в переносе тепла; 12) в изучении роли организмов (биосферы) в формировании природных вод, микробиологии вод, нефтяных вод и газов, нефти; 13) изучение радиоактивности вод – возникновение радиогидрогеологии; 14) учение о месторождениях полезных ископаемых, изучение рудообразующих растворов и флюидов (в частности, водных растворов, выносящих рудное вещество из руд и из вмещающих рудное тело пород, а также из магмы); 15) возникновение поисковой гидрогеологии на базе химии и геохимии природных вод и их динамики; 16) учение о гидросфере; 17) мерзотоведение [3].

В.И. Вернадский подчеркивал также исключительную роль природной воды в минералогии и называл гидрохимию минералогической наукой. Он пишет: «Мысль минералога привыкла останавливаться перед природной водой, как перед чуждым ему объектом.... А по существу... гидрохимия есть дисциплина чисто минералогическая, ибо гидрохимия занимается химией природных, т.е. земных вод. Минералогию можно рассматривать как химию природных молекул и кристаллов – в отличие от связанной с ней дисциплины – геохимии, – химии земных атомов. Химия природных молекул воды в чрезвычайном разнообразии их комбинаций и есть гидрохимия». Он отмечает, что «вода в конце концов исчезла из научного кругозора минералога. В истории всех или почти всех минералов мы сталкиваемся с водой; нередко она и в этих частных проблемах играет совершенно исключительную определяющую роль. Если мы исключим из рассмотрения в истории минералов в земной коре природную воду, мы потеряем возможность научно обнять историю почти всех земных минералов».

«Вода без жизни в биосфере неизвестна» – подчеркивает В.И. Вернадский значение воды для жизни и биосферы в целом, – «ничтожные по весу такие ее нахождения являются редкими – временными – минералами; таковы воды, богатые свободной серной или соляной кислотой вулканов, может быть некоторые рассолы – и только». «Вода среди всех соединений химии – природных и искусственных – стоит резко отдельно по всем тем ее свойствам, которые являются необходимыми для жизни. Ни одно соединение не приближается к ней в этом отношении заметным образом даже в величине и характере какого-нибудь отдельного своего свойства, не говоря уже об их одновременном сосуществовании. Природная вода как бы предназначена для жизни, и с жизнью связана она одна из всех химических соединений».

Владимир Иванович указывает на определенную организованность земной коры – «тесная связь воды с жизнью и ее исключительное распространение в земной коре, резко отличающее ее от всех минералов, не может быть игрою случая.... Вода и живое вещество – генетически связанные части этой организованности». Академик ставит под сомнение очень распространенное представление, что «было время, когда растительная и животная жизнь наблюдались только в воде, только в гидросфере. Здесь мы встречаемся с отголосками старинных религиозных и натурфилософских построений, которые на первый взгляд как будто отвечали некоторым категориям научных фактов. Самый поверхностный анализ достаточен для того, чтобы рассеять это кажущееся совпадение. На всем протяжении геологической истории мы наблюдаем теснейшую связь воды и жизни как в водной среде, так и на суше».

В.И. Вернадский является также автором классификации природных вод, «минералов группы воды», по его определению. Все минералы этой группы, исходя из физического состояния, делятся на три подгруппы – газообразные (пары воды), жидкие (растворы) и твердые (льды) воды. На основании концентрации сторонних молекул воды тел выделяются три класса – пресных, соленых и рассольных вод. Концентрации и характер газов позволил ему разбить классы на более дробные деления – подклассы, ряды, подряды. По характеру нахождения воды делятся на царства – поверхностных, подземных и глубинных вод. Все подгруппы и классы делятся на царства и обратно. Далее выделяются более дробные подразделения, семейства, по конкретному нахождению природных вод – семейства озерных, болотных, речных, пластовых вод, минеральных источников и т.д. Семейства делятся на подсемейства и виды на основании химического характера компонентов. В список минералов группы воды он включил 485 видов, причем в некоторых случаях в общих чертах указаны только семейства, поэтому количество всех видов могло превысить 1500 [1]. Классификация природных вод В.И. Вернадского включает все виды воды в земных оболочках. Эта классификация не очень широко используется географами и геологами, потому что она довольно сложна и требует очень тщательного изучения и освоения. Вероятно, она намного переживет своего основателя и будет широко использоваться будущими поколениями естествоиспытателей.

Еще в начале XX в. была понятна роль человечества, далеко не всегда положительная, в изменении водных систем земного шара, о чем В.И. Вернадский пишет: «“Девственные” реки быстро исчезают или исчезли и заменились нового типа образованиями, новыми водами, раньше не существовавшими. На огромной территории Евразии, а за последнее столетие в Америке и в Австралии – во всей биосфере идет переработка природных вод и одновременно создание новых культурных рек, озер, прудов, прибрежных морских образований, почвенных растворов. Начало процесса теряется в седой исторической древности Египета, Месопотамии, Средней Азии, Китая. Немногими тысячелетиями позже он начался в Центральной Америке. А в XIX-XX вв. кривая изменения небывало резко поднялась вверх, охватив всю биосферу. Этот процесс идет вглубь, меняет режим пластовых вод биосферы и стратисферы. Тысячелетия идет изменение верховодок – вод грунтовых, позже началось изменение бурением и рудным делом вод пластовых напорных. Сейчас оно местами сказывается глубже двух километров от земной поверхности. На всей биосфере исчезают и изменяются старые виды поверхностных, пластовых вод, вод почв и источников создаются новые культурные воды».

В.И. Вернадский затронул вопрос охраны водных ресурсов – «Мы не привыкли сознавать, какие изменения вносит человеческая культура в историю природных вод, и не привыкли это учитывать». На примере озера Юта (штат Юта, США) показывает, как буквально за 20 лет вода озера переходит из пресной в соленую в результате использования воды притоков озера для ирригации. В то время еще не было известно об исчезновении Аральского озера во второй половине XX в. в результате той же причины, а также загрязнении Средиземного моря в целом и его составных частей, Великих Американских озер, угрозе загрязнения Байкала, в котором сосредоточена четвертая часть чистой пресной озерной воды нашей планеты, и других проблемах, созданных человеком «разумным».

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Вернадский В.И. История минералов земной коры. Т. 2. История природных вод. Ч. 1. Выпуск первый. Л.: Госхимтехиздат, 1933. 202 с.
2. Вернадский В.И. Биосфера. Избранные труды по биогеохимии. М.: Мысль, 1967. 374 с.
3. Мелуа А.И. В.И. Вернадский – ученый и организатор науки. Л.: Институт истории естествознания и техники АН СССР. Препринт. № 9. 50 с.

ЗАКОНОМЕРНОСТИ ОСВОЕНИЯ НЕДР ЕВРОПЕЙСКОГО СЕВЕРА РОССИИ: УРОКИ ИСТОРИИ

Иевлев А.А.

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

В наши дни Европейский Север России с точки зрения исследования и использования его недр зачастую делят на два района – Европейский Северо-Восток (им занимается Институт геологии Коми НЦ УрО РАН) и Европейский Северо-Запад (сфера интересов Геологического института Кольского НЦ РАН). Каждый институт и исследователь специализируется на «своем» районе, что приводит к недооценке и непониманию общей истории освоения региона и общих закономерностей широкомасштабного и динамичного исследования и освоения недр, имевшего место в 1920-1930-х гг.

Северная научно-промысловая экспедиция – начало широкомасштабного изучения Европейского Севера России

История попыток организовать планомерные, разнонаправленные и широкомасштабные исследования Русского Севера восходит к началу XX в.

Временные и постоянные комиссии («комиссия» в переводе с латинского означает «поручение») появились в Академии наук в конце XIX в. как способ организации коллективов ученых для выполнения определенных функций или проведения специальных мероприятий [14]. Полярная комиссия возникла в 1914 г. как ответ на насущные потребности России: «Если мысль о создании такой постоянной Полярной комиссии давно уже носилась в воздухе, то толчком к осуществлению ее явились последние открытия русских моряков в Северном Ледовитом океане, вызвавшие желание исследовать эти земли. Таким образом, не из академических соображений, а из потребностей практической жизни возник вопрос о создании комиссии, которая, находясь на нейтральной почве и пользуясь доверием правительства и общества, объединяла бы труды отдельных лиц и обществ на поприще полярных исследований... Почин этого дела изшел из среды Академии» [2, с. 41]. Среди первоочередных задач Полярной комиссии была следующая: «В области геологии значительный интерес представит изучение полезных ископаемых, особенно каменного угля» [2, с. 42].

Первая мировая война, революционные события 1917 г. и последовавшая за ними Гражданская война, безусловно, задержали развертывание крупных исследовательских работ на Русском Севере. 30 января 1919 г. на заседании Научно-технического отдела (НТО) Высшего Совета Народного Хозяйства (ВСНХ) было утверждено Положение о Комиссии по изучению и практическому использованию Русского Севера. Председателем президиума комиссии был назначен ученый секретарь Полярной комиссии Академии наук И.П. Толмачев, членами президиума – А.Е. Ферсман, Ю.В. Пятигорский и Р.Л. Самойлович. В состав комиссии входили Н.А. Кулик, А.Н. Тихонов, С.В. Керцелли и Д.Д. Руднев. Задачи комиссии состояли в следующем: консультация ведомств, учреждений, а также местных организаций по вопросам изучения Русского Севера и научно-техническим работам в этом районе, организация самостоятельных исследований и научно-технических изысканий для практического использования естественных производительных сил Русского Севера, обработка экспедиционных материалов и их издание, сбор и систематизация всех имеющихся материалов по вопросам изучения и практического использования Русского Севера [11]. Однако военные действия на Европейском Севере России помешали комиссии вести свою деятельность.

19 февраля 1920 г. в Вологде было проведено Межведомственное совещание при Особой продовольственной комиссии Северного фронта, на котором с докладом о необходимости организации Северного научно-промыслового комитета выступил Н.А. Кулик. Совещание постановило: «Принимая во внимание громадную территорию, занимаемую нашим Крайним Севером, не укладывающуюся по своим естественно-историческим условиям в определенные административные границы, ее физико-географические особенности и своеобразный строй хозяйственной жизни, крайнюю ненаселенность ее, недостаточность культурных и технических сил, однородность и тесную связь интересов всего обширного полярного побережья, омываемого на всем протяжении Ледовитым океаном, международное значение района, учитывая огромное значение северных промыслов как неиссякаемого источника продовольствия для всей страны, а также и богатство края пушниной и прочим сырьем, долженствующим сыграть значительную роль в будущем российского то-

варообмена, Совещание считает необходимым существование вневедомственного органа, ведающего всеми вопросами научно-промыслового исследования Северного края» [11, с. 313]. По окончании совещания Реввоенсовет 6-й армии обратился к В.И. Ленину с просьбой поддержать предложение о создании компетентной организации для работы на Севере. В.И. Ленин направил это обращение в ВСНХ. 4 марта 1920 г. приказом ВСНХ была образована Северная научно-промысловая экспедиция (Севэкспедиция) в системе НТО ВСНХ с целью научно-практического использования производительных сил на Крайнем Севере [11].

Севэкспедиция получила право организовывать исследовательские отряды. Все расходы по организации работ брал на себя ВСНХ. Во главе Севэкспедиции стоял президиум из 3 человек (Р.Л. Самойлович – начальник экспедиции, С.В. Керцелли, Н.А. Кулик), назначаемых президиумом ВСНХ. Руководил научной деятельностью Севэкспедиции, а также планированием заданий для нее и обработкой собранных материалов ученый совет, помещавшийся в здании Академии наук в Петрограде. Во главе ученого совета стоял председатель – президент Академии наук А.П. Карпинский, его заместителем был акад. А.Е. Ферсман, ученым секретарем – М.Е. Жданко. Членами ученого совета были крупнейшие отечественные ученые: президент Русского географического общества Ю.М. Шокальский, профессора Н.М. Книпович, Л.С. Берг, К.М. Дерюгин и др. Для связи с Петроградским ученым советом в Москве было создано ученое совещание во главе с проф. М.М. Новиковым (председатель) и членами: профессорами Г.В. Вульфом, А.Н. Реформатским, А.А. Черновым и др. В Архангельске, Мурманске и Вологде были хозяйственно-административные базы (отделения) Севэкспедиции для оказания помощи партиям (отрядам), выезжающим на весенне-летние исследовательские работы. Наиболее крупным было Архангельское отделение, где находилось и Межведомственное совещание при Севэкспедиции, в которое входили представители местных губернских военных и гражданских учреждений, председателем совещания был Р.Л. Самойлович. В 1925 г. председатель ВСНХ Ф.Э. Дзержинский подписал приказ о переименовании Севэкспедиции в НИИ по изучению Севера [9].

Уже в 1920 г. Севэкспедиция развернула широкомасштабные по научному и территориальному охвату исследования. Среди них:

- научно-промысловые работы в Мурманском и Баренцевом морях;
- опыт рыбозаведения в Архангельске;
- стационарные работы на Мурманской биологической станции;
- изучение биологии семги и сельди в Белом море;
- ихтиологические исследования на Печоре;
- геологическое изучение Хибинского массива;
- обнаружение и исследование магнитного железняка на Кольском п-ове;
- почвенно-ботанические исследования вдоль Мурманской железной дороги;
- оленеводная экспедиция в Большеземельской тундре;
- экономические исследования Мурманского района [13].

Р.Л. Самойлович писал: «Нельзя не указать на тяжелые условия, в которых нередко приходилось работать отрядам: на голодном пайке (вследствие запаздывания выдачи продовольствия), в рваной обуви научные работники с редким самоотвержением исполняли добровольно взятые на себя обязанности. И если все же работы Севэкспедиции идут с редкой интенсивностью, то этому можно найти объяснение лишь в том сочувствии и реальной помощи, которые оказывают экспедиции как органы на местах, так, в особенности, центральная власть, с исключительной чуткостью относящаяся к научным исследованиям» [13, с. 5].

Следует отметить, что Севэкспедиция в сжатые сроки приступила к практической исследовательской работе в очень широком по охвату территории регионе – от Кольского п-ова до р. Печоры, т.е. на всем Европейском Севере России. Вероятно, экспедиции и исследования 1920 г. планировались учеными ранее, но не было возможности их реализовать. С другой стороны, часть проведенных исследований были краткосрочными по времени. Например, ученый секретарь Кольской базы АН СССР А.М. Оранжева свидетельствовала: «29 августа 1920 г. из Ленинграда в Хибинские тундры Кольского п-ова выезжает в теплушке первый советский научно-исследовательский отряд в составе: акад. А.Е. Ферсмана, Е.Е. Костылевой, Э.М. Бонштедт, Н.Н. Гутковой, В.А. Унковской, Е.В. Ермолина и пяти студентов Ленинградского государственного института. В этом году отряд работал всего 10 дней» [10, с. 20].

Еще более масштабны были работы Севэкспедиции в 1921 г. [13]:

- в Хибинах работал геолого-минералогический отряд акад. А.Е. Ферсмана;
- Новоземельский отряд под руководством Л.Р. Самойловича проверял сведения о находках угля на Новой Земле; в Крестовой губе отрядом был найден каменный уголь во многих пунктах на побережье, но в коренных породах его найти не удалось;
- острова и побережье Ледовитого океана исследовал Карский отряд;
- в районе Канда拉克шского залива Белого моря вел работы горно-разведочный отряд Севэкспедиции;
- Пинежский геологический отряд возглавлял М.Б. Едемский;
- Мурманский геологический отряд вел работы под руководством П.В. Виттенбурга;
- почвенно-ботанический отряд Н.И. Прохорова проводил изыскания в районе Мурманской железной дороги;
- Северо-Кольский отряд В.М. Кузьмина исследовал внутренние территории Кольского п-ова;
- Большеземельский отряд Д.Д. Руднева вел работы в районе р. Шапкиной;
- гидролого-ихтиологический отряд Г.Ф. Друккера и Н.М. Книповича изучал рыбные запасы северных морей;
- Мурманская биологическая станция проводила исследования Баренцева моря;
- биотехнический отряд вел работы на о. Кильдин и Мурманской биологической станции, изучая водорослевый и фаунистический материал северных морей;
- промышленный отряд С.Я. Мительмана выяснял возможность создания консервной промышленности на Мурманском побережье;
- Беломорский ихтиологический отряд В.В. Чернавиной изучал биологию и промысел семги и других промысловых рыб на Терском берегу Белого моря;
- Печорский ихтиологический отряд возглавляли В.К. Солдатов и С.А. Зернов;
- Н.С. Кононов и Н.Н. Волков исследовали промысловое судостроение в районе Онежского залива Белого моря;
- отряд С.В. Керцелли обследовал оленеводство Лапландии и Карелии;
- Печорский этнографический отряд Д.Д. Травина вел работы в Усть-Цильме;
- художник Н.Г. Прохоров как единственный сотрудник Обско-Енисейского этнографического отряда выполнил ряд графических и акварельных зарисовок быта местных жителей;
- Беломорский экономический отряд возглавлял В.В. Никольский;
- Мурманский экономический отряд вел работы под руководством Г.А. Мебуса;
- Печорский экономический отряд Н.В. Воленса осуществил предварительную экономическую реконструкцию района р. Печоры и ее притоков, описав 19 населенных пунктов;
- особый экономический отряд В.Э. Дена исследовал район Мурманской железной дороги;
- в бассейне р. Илыч (Северный Урал) вел работы Верхне-Печорский отряд А.А. Чернова с целью поиска углей кизеловского типа в каменноугольных отложениях [1].

В 1920-1922 гг. Севэкспедиция издала 15 выпусков своих трудов, отражавших результаты собственных исследований по широкому кругу проблем освоения Севера [13].

Таким образом, старт широкомасштабного исследования Европейского Севера России был организован из единого центра, проходил под единым руководством, эти работы планировались и их результаты обсуждались под руководством и при непосредственном участии ведущих российских ученых. Эта определяющая роль ученых в решении важных народнохозяйственных задач страны была подчеркнута в записке, которую 20 февраля 1925 г. Академия наук направила в Совнарком СССР, обосновывая необходимость признания ее главным научным учреждением страны: «Российская Академия наук или во всей своей совокупности в составе особых комиссий из специалистов, или в лице отдельных членов всюду принимает видное и часто руководящее влияние» [11, с. 202].

Пассионарии как двигатели новых научных идей

Велика роль в изучении и освоении недр Европейского Севера России отдельных выдающихся ученых, взявших на себя груз лидера и «двигателя» новых научных представлений и идей. На «Северо-Западе» такой фигурой был акад. А.Е. Ферсман, на «Северо-Востоке» – проф. А.А. Чернов.

Обоим ученым в одни и те же годы пришлось выдвигать революционные научные идеи, отстаивать их на разных уровнях, преодолевать недоверие и отрицание оппонентов, чтобы в конечном итоге добиться скорейшего вовлечения полезных ископаемых в промышленное использование.

В отчете о работах Печорского геологического отряда Севэксспедиции летом 1924 г. проф. А.А. Чернов впервые сформулировал судьбоносный для Республики Коми вывод: «Таким образом, в настоящее время начинают выступать на Северо-Востоке европейской части СССР неясные контуры большого каменноугольного бассейна, который естественно назвать Печорским» [15, с. 28]. Руководящие хозяйственные органы Страны Советов очень серьезно отнеслись к научному предвидению ученого. Уже в июне 1925 г. Северо-Восточная областная плановая комиссия провела в Архангельске первую конференцию по изучению производительных сил и народного хозяйства Северо-Восточной Области, первым вопросом повестки которой значилось «Залежи каменного угля на Севере и возможность их эксплуатации» [5, с. 12]. Такая реакция властей вполне объяснима: например, в начале 1930-х общая потребность в каменном угле Европейского Севера России составляла 43-45 млн. пудов, из них 1 млн. пудов поставлялся из Донбасса, а остальное количество закупалось в Англии и на Шпицбергене [3].

Однако в научных кругах предвидение А.А. Чернова встретило известное и объяснимое недоверие. Сам ученый вспоминал: «...Вы думаете, легко было доказать, что эти печорские угли имеют большое значение? Нет. Я помню, на первом заседании смеялись, что на Урале пермские угли. Нет таких. Там есть соль, гипс и т.д. По моему настоянию было созвано специальное совещание угольщиков, причем один очень почтенный специалист прямо заявил: «Вот чем нас заставляют заниматься, какими-то пермскими углями, которые не имеют никакой перспективы» [7, с. 260]. Акад. Д.В. Наливкин свидетельствовал, что научная дискуссия по этой проблеме была продолжительной: «Я помню, как в начале 30-х годов на заседании Ученого совета Геологического комитета (ныне ВСЕГЕИ) шел ожесточенный спор о значении Печорского бассейна. А.А. Чернов горячо доказывал его громадное значение. Его противник (уже не помню его фамилию) возражал, считая, что пласты угля здесь непостоянны, уголь плохого качества и запасы его незначительны. Время доказало справедливость выводов А.А. Чернова» [8, с. 80-81]. После обнаружения Г.А. Черновым в 1930 г. высококачественных коксующихся углей на р. Воркуте был организован ряд совещаний у заместителя председателя ВСНХ В.И. Межлаука с участием А.А. Чернова по проблеме немедленного промышленного освоения углей Печорского бассейна [6]. 20 апреля 1931 г. ВСНХ принял постановление «О развитии топливной базы в Северном крае», в котором предусматривалось заложить 1 шахту в районе р. Воркуты и 2-3 в районе р. Адзвы, чтобы в 1931 г. добыть в этих районах 7 тыс. т угля. Кроме того, в районе р. Нечи предполагалось заложить пробные угольные разрезы и добыть в 1931 г. здесь 2 тыс. т угля. Работы были возложены на Ухтинскую экспедицию ОГПУ, которой в 1931 г. было добыто 9 884 т угля, что составило 108,9 % к плановому заданию [15]. Таким образом, за 7 лет новая научная идея о Печорском угольном бассейне на практике воплотилась в конкретные добычные предприятия и первые тысячи тонн добытого угля.

Аналогичный путь пришлось пройти акад. А.Е. Ферсману и его группе. В 1920 г. отряду А.Е. Ферсмана удалось найти в Хибинах среди ряда других минералов – апатит. В 1923 г. здесь была найдена апатитовая пластовая жила, в 1925 г. обнаружены коренные апатито-нефелиновые месторождения на площади около 10 тыс. м². Первый доклад об этом открытии, сделанный А.Н. Лабунцовым в 1926 г. в Институте по изучению Севера, встретил скепсис и недоверие. В 1927 г. общая сумма обнаруженных запасов апатито-нефелиновой породы достигла 18 млн. т. В 1927-1928 гг. решаются технологические вопросы переработки обнаруженной руды, и акад. А.Е. Ферсман ставит перед правительством СССР вопрос о промышленном освоении природных богатств Хибин [10].

В 1929 г. добыча фосфоритового сырья в СССР составляла около 4,3 тыс. т, импорт фосфоритов осуществлялся на сумму 12 млн. руб. золотом. Благодаря решительности и инициативе А.Е. Ферсмана, поддержанной властями СССР, к 1 января 1931 г. из Хибин было поставлено свыше 1 млн. т апатито-нефелиновой породы, в 1931 г. в новом г. Хибиногорске были построены рудник и обогатительная фабрика [10].

Приведенные выше сверхскоростные темпы вовлечения в промышленный оборот крупных новых месторождений ценных, импортозамещающих видов сырья в труднодоступных районах Крайнего Севера свидетельствуют о том, что инициаторам их освоения (А.Е. Ферсману, А.А. Чернову и их коллегам) пришлось приложить громадные усилия для решения этих задач, а также найти деятельных и влиятельных союзников.

Все пути борьбы за правоту научной идеи

С самого начала, как было показано выше, исследовательская работа групп А.Е. Ферсмана и А.А. Чернова опиралась на поддержку органов государственной власти (ВСНХ). Известно, какое внимание уделяли богатствам недр Кольского п-ова видные деятели Советского государства – С.М. Киров и В.В. Куйбышев [10]. Аналогичную поддержку властей разного уровня получали и ученые, отстаивавшие идею Печорского угольного бассейна [1].

Бывший ученый секретарь Кольской базы АН СССР А.М. Оранжевская ярко и кратко сформулировала секрет успешности усилий А.Е. Ферсмана: «...Им были использованы все те пути борьбы, которые широко представляются в нашей стране – популяризация новой идеи в прессе, газеты, журналы, отдельные издания, доклады на совещаниях и в научно-исследовательских учреждениях, наконец, в правительственных органах, сплочение вокруг нового дела энтузиастов, поверивших в него, и работа, работа» [10, с. 57].

В этой связи стоит упомянуть научную работу А.А. Чернова «Каменный уголь», напечатанную в июне 1926 г. в краеведческом журнале «Коми му – Зырянский край», издававшемся исполкомом Автономной Области Коми. Статью трудно отнести к научно-популярному жанру, т.к. в ней приводятся точные и подробные геологические характеристики выявленных тогда угольных месторождений Печорского края, результаты химических и технологических анализов образцов угля, обсуждаются перспективы поисков различных видов полезных ископаемых. Но, с другой стороны, обширное и тоже очень подробное заключение статьи, по сути, детально разъясняет читателям, даже далеким от геологии, значимость поисков угля в Печорском крае для его дальнейшего хозяйственного, транспортного и колонизационного развития [17]. Таким образом, ученый решал две задачи: 1) популяризация своих идей среди населения Коми; 2) снабжение представителей местной власти понятными и обоснованными аргументами и доказательствами для поддержки проведения геологоразведочных работ в Коми крае.

Сегодня порой можно услышать довод, что статья в газете или научно-популярном издании не может считаться полноценным научным трудом. Для А.А. Чернова, по-видимому, такой проблемы не существовало. Его целью была не «чистая наука», а результат, который можно и нужно было достичь с помощью самых передовых и актуальных научных знаний. При этом «площадкой» для высказывания этих знаний могли быть и газеты, и популярные издания.

Акад. А.Е. Ферсман тоже не «чурался» средств массовой информации для пропаганды новых научных идей. В марте 1940 г. для обследования радиевых промыслов в Ухте в Коми АССР приезжала экспедиция АН СССР, которую он возглавлял. Выводы экспедиции, опубликованные в т.ч. и в Коми республиканской газете «За новый Север», были весьма благоприятными: «Даже при далеко еще не совершенном технологическом процессе процент извлечения радия из ухтинской воды выше того, что достигается на радиевых заводах, работающих на богатых рудах. Себестоимость радия, по сравнению с мировыми ценами, вполне приемлема и справедлива» [16].

Заключение

Исследование и освоение недр Европейского Севера России в 1920-30-х имело единый центр руководства, в который входили ведущие ученые страны. Лидеры научных групп, отстаивающих быстрейшее вовлечение новых видов полезных ископаемых в промышленный оборот, опирались на действенную поддержку центральных и местных государственных органов власти и использовали все способы для проведения в жизнь своих идей – выступления на научных конференциях, участие в совещаниях органов власти, публикация статей в газетах, журналах и всемерная популяризация новых знаний.

Признание новых идей о наличии в северных недрах больших запасов необходимого стране сырья проходило непросто – от полного отрицания через споры и дискуссии к созданию горнодобычных предприятий. Однако лидеры научных групп сделали все, чтобы этот процесс получился максимально сжатым по времени.

В заключении стоит отметить еще один факт тесных горнопромышленных связей «Северо-Запада» и «Северо-Востока». В 1933 г. в составе многочисленной Печорской бригады Полярной комиссии АН СССР, изучавшей результаты работ по разведке и добыче полезных ископаемых в Автономной Области Коми, был представитель кольского треста «Апатит» Н.Г. Соловьянов [4]. Это свидетельствует о том, что про-

блемы освоения природных богатств Печоры были актуальны для всего Европейского Севера СССР. Известно, например, что 26 февраля 1935 г. бюро НИС Наркомтяжстроя СССР на специальном расширенном заседании рассматривало вопросы добычи и производства сфена, ниобия, тантала и сернокислого глинозема в Хибинах одновременно с проблемой печорских углей [10]. А управляющий трестом «Апатит» В.И. Кондриков, выступая на Первой Полярной конференции в г. Хибиногорске 11 апреля 1932 г., заявил, что высококачественные печорские угли являются одним из решений топливной проблемы в задаче освоения апатито-нефелиновых и сернистых руд Кольского п-ова [12].

Таким образом, самые удаленные друг от друга районы Европейского Севера России связаны между собой тесными историческими узами.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Александр Александрович Чернов / Ред. – сост. А.И. Елисеев. СПб.: Наука, 2005. 255 с.
2. Брейтфус Л.Л. Северные полярные экспедиции 1912 г. и их поиски. Обзор деятельности экспедиций: старшего лейтенанта Седова, лейтенанта Брусилова, геолога Русанова и лейтенанта Шредер-Штранца. Петроград: Типография Морского министерства в Главном Адмиралтействе, 1915. 44 с.
3. Волков М.С. Ископаемые угли бассейна р. Печоры. М.-Л.: Геологическое изд-во ГГРУ, 1931. 29 с. (Труды Главного Геолого-Разведочного Управления ВСНХ СССР. Вып. 18).
4. История Коми с древнейших времен до современности. Т. 2 / Под общ. ред. И.Л. Жеребцова, А.А. Попова, А.Ф. Сметанина. Сыктывкар: ООО «Анбур», 2011. 688 с.
5. К I-ой Конференции по изучению производительных сил и народного хозяйства Северо-Восточной Области и ко II-му Областному краеведческому съезду. Архангельск: Центральная типография ОМХ, 1925. 24 с.
6. Материалы Второй конференции по изучению производительных сил Северного края. Т. 1. Недра / Под общ. ред. М.Я. Рознера. Архангельск: Северное краевое изд-во, 1933. 128 с.
7. Материалы совещания по итогам геологических и геологоразведочных работ, проведенных различными организациями на территории Коми АССР за период 1948-1953 гг. / Отв. ред. А.А. Чернов. Сыктывкар: Коми кн. изд-во, 1955. 403 с.
8. Наливкин Д.В. Наши первые женщины-геологи. Л.: Наука, 1979. 216 с.
9. Сорокин Ю. Первая экспедиция 1924 года и деятельность Севэкспедиции в 1920-1925 годах // Георгий Александрович Чернов: Судьба первооткрывателя / Сост. Л.Н. Чернова. М.: Научный мир, 1997. С. 75-83.
10. Оранжиреева А.М. Работа Академии наук СССР и социалистическое строительство на Кольском п-ове (1920-1935). Апатиты: Изд-во Кольского НЦ РАН, 2008. 119 с.
11. Организация науки в первые годы Советской власти (1917-1925). Сборник документов / Отв. ред. К.В. Островитянов. Л.: Наука, 1968. 420 с.
12. Первая Полярная конференция по вопросам комплексного использования Хибинской апатито-нефелиновой породы (9-12 апреля 1932 г.) / Отв. ред. В.П. Петров. Апатиты: Изд-во Кольского НЦ РАН, 2009. 324 с.
13. Работы отрядов Севэкспедиции в 1921 г. Предварительный отчет. Петербург: Гос. изд-во, 1922. 95 с. (Тр. Северной научно-промысловой экспедиции. Вып. 14).
14. Рощевская Л.П., Коновалова Е.Н. Научные сообщества России. Исследования Северного Приуралья в XVII – начале XX в. Сыктывкар, 2012. 298 с.
15. Угольная сокровищница Севера: Сборник документов и материалов / Пред. ред. коллегии Н.П. Зашихин. Сыктывкар: Коми кн. изд-во, 1984. 312 с.
16. Ферсман А.Е. Радиевые месторождения Ухты // За новый Север. 6 июля 1940 г.
17. Чернов А. Каменный уголь // Коми му – Зырянский край. 1926. № 6. С. 1-12.

СОЦИАЛЬНЫЕ АСПЕКТЫ ЕСТЕСТВЕННОНАУЧНОГО МИРОВОЗЗРЕНИЯ И ЭВОЛЮЦИЯ ПРЕДСТАВЛЕНИЙ О ВОЗРАСТЕ ЗЕМЛИ

Магидов С.Х.

Институт геологии Дагестанского НЦ РАН, Махачкала, salavmag@yandex.ru

Мировоззрение – обобщённая система взглядов на мир, отношение человека к окружающей его действительности. В качестве важнейшего компонента оно включает в себя, прежде всего, научно-теоретическую ориентацию, которая даёт ответы на вопросы космогонии и происхождения человека. То есть в мировоззрении центральное место занимает вопрос: когда и как возникли мир и человек. Теоретически возможны два ответа на вопрос о происхождении мира: доктрина творения (креационизм) и концепция самоорганизации, включающая эволюционизм. Господствующая идеология включает в себя не только объяснение картины мира, но и время его возникновения. Количественно это может быть выражено в годах от нескольких тысяч до бесконечности. Первоначально эти пределы должны были приниматься на веру. Только в Эпоху Возрождения стали делаться попытки на научной основе определить возраст Земли. Религиозные представления или научная парадигма, доминирующие на определённом этапе развития, в значительной степени определяют и рост производительных сил, и ход общественного развития. Существует и обратная связь – технологическое и социальное развитие общества может способствовать не только трансформации научных представлений, но и смене идеологии.

Последние два века идет борьба между доктриной креационизма и идеей эволюции, особенно в 19 в. Относительно малый возраст Земли, порядка нескольких миллионов лет, ставит под сомнение теорию Дарвина. А эволюционный подход крайне необходим человеку для обоснования концепции самоорганизации и оправдания своего права для любых действий. Предполагается, что ошибки человека будут исправлены процессами самоорганизации глобальной системы Земли. Да и человеческая деятельность представляется как высший процесс самоорганизации: биологической и геологической. При таком подходе человек не чувствует ответственности и считает себя вправе производить грандиозные преобразования природы. Идея эволюции и поступательного хода развития природы создаёт иллюзию безопасности, а наряду с введением представления о большой древности мира придаёт уверенности для активной деятельности без оглядки на возможные последствия в долговременной перспективе. Считается, что эволюция живой и неживой природы привела к образованию человека – самого высокоорганизованного существа на планете. Данная идея выражена в изречении: «Человек – венец природы», и разделяется абсолютным большинством людей, хотя и существуют обоснованные сомнения в её истинности [11]. Телеологические идеи о внешней целесообразности бытия, согласно которой мир создан «ради целей человека» получили широкое распространение ещё с начала Возрождения. Их влияние на науку и философию последующего периода было значительным.

В средние века возраст Земли определялся библейскими представлениями и составлял несколько тысяч лет. Подобные представления доминировали даже в XVII в. В середине века Дж. Ашером было определено время сотворения мира – 4004 г. до н.э. Естествоиспытатели не разделяли такого подхода и считали, что возраст Земли значительно старше. По оценке Бюффона, возраст Земли составлял 75 тыс. лет. В XIX в. предпринимаются активные попытки оценки возраста Земли с использованием научных данных. Они сводятся к расчётам, связанным с остыванием первоначально расплавленной Земли, а также по скорости денудации. К середине XIX в. у значительной части учёных сформировалось мнение о неограниченном геологическом времени. Таким представлениям способствовал и выход знаменитой книги Ч. Лайеля о принципах геологии. Но со второй половины века в связи с получением новых данных возраст Земли корректируется в сторону уменьшения [2]. Эту тенденцию иллюстрирует табл. 1.

По расчётам Ч. Дарвина, основанным на данных по скорости денудации в районе Вельда юго-восточной Англии, получен возраст 300 млн. лет. Этот результат вызвал возражения со стороны геологов и физиков. Профессор геологии Оксфордского университета Дж. Филиппс по суммарной мощности слоёв и средней скорости осадконакопления на основе более детальных расчётов определил возраст земной коры в 96 млн. лет. По скорости остывания Земли с учётом теплопроводности, температурных градиентов и других показателей известным физиком У. Томсоном (лорд Кельвин) проведён ряд расчётов. Если в 1863 г. он допускал возраст Земли в 400 млн. лет, то к концу века он сократил его до 24 млн. лет [12]. Эволюция его представлений о возрасте Земли приведена на рис. 1.

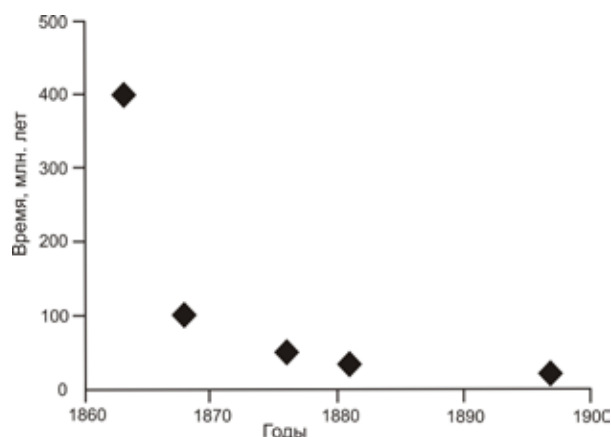


Рис. 1. Представления о возрасте Земли, по лорду Кельвину.

которые основоположники метода ядерной геохронологии указывали для возраста Земли меньшие значения. Исследованиями Холмса и других показано, что земная кора сформировалась примерно $3.35 \cdot 10^9$ лет назад. И это значение сохранялось примерно до 1950-х [9]. В конце 1930-х В.И. Вернадский придерживался этих же значений. Он писал: «При длительности три миллиарда лет, которые мы можем допустить уверенно для области наших геологических наблюдений...» [5].

Таблица 1. Эволюция представлений о возрасте Земли.

Автор	Ашер	Бюффон	Лайель	Дарвин	Филлипс	Кельвин	Хоттон
Год	1650	1770	1830	1859	1860	1862	1865
Время, лет	5650	75 тыс.	>1 млрд.	300 млн.	96 млн.	<100 млн.	2.3 млрд.
Автор	Кролл	Лайель	Тэйт	Рид	Хоттон	Рид	Рид
Год	1868	1868	1876	1878	1878	1879	1893
Время, лет	100 млн.	240 млн.	10 млн.	526 млн.	153 млн.	600 млн.	95 млн.
Автор	Кинг	Кельвин	Джоли	Чернов	Холмс	Вернадский	Вассоевич
Год	1893	1897	1900	1929	1931	1938	1952
Время, лет	23 млн.	24 млн.	100 млн.	141 млн.	3,3 млрд.	≥ 3 млрд.	3-4 млрд.
Автор	МСЭ	Виноградов	Магомедов	ГЭ	Мархинин	Батырмурзаев	БРЭ
Год	1959	1974	1981	1986	1989	2002	2008
Время, лет	≥ 3 млрд.	4.5-4.6 млрд.	4.6 млрд.	4.5 млрд.	4.5 млрд.	4.5 млрд.	4.5 млрд.

Таблица 2. Необходимое время заполнения Мирового океана твердым стоком и достижения современной минерализации.

	Метод	Годовой, млрд. т	Необходимое количество	Период, млн. лет
Твёрдый сток (Львович)	седиментационный	22.4	$1.37 \cdot 10^{18} \text{ м}^3$	153
Ионный сток (Львович)	солевой	2.48	$4.79 \cdot 10^{16} \text{ т}$	19.3
Ионный сток (расчёт по данным стока в СССР)	солевой	13.9	$4.79 \cdot 10^{16} \text{ т}$	3.4
Группа соврем. авторов	солевой		$4.79 \cdot 10^{16} \text{ т}$	97

При изучении абсолютного возраста минералов различными методами ядерной геохронологии могут наблюдаться большие несоответствия. Так, при определении возраста горных пород Th методом данные часто не совпадают со значениями, определёнными U-Pb методом. Данные, полученные K-Ar методом, также могут не согласовываться с измерениями других методов. У некоторых минералов содержание Ar может соответствовать возрасту 14 млрд. лет [14]. Может быть подвергнут сомнению и постулат о неизменном значении радиоактивного углерода в атмосферном воздухе, положенный в основу радиоуглеродного метода. По данным французских и американских геохимиков, содержание радиоуглерода в атмосфере 20 тыс. лет назад было на 40 % выше современного [15]. Сейчас имеется достаточно данных, которые могли бы способствовать формированию более адекватных представлений о возрасте Земли. Он может оказаться меньше декларируемого в настоящее время [12] (табл. 2). Таким образом, имеются основания для утверждения, что возраст Земли не превышает 400 млн. лет. Он может быть и меньше указанного – конкретная величина не должна декларироваться без веских оснований. Современная научная трактовка возраста Земли и связанные с этим философские представления обосновывают программу покорения

ния человеком природы. Если и есть установка, на которую следует ориентироваться, то это принцип ответственности человечества, выдвинутый философом Г. Йонасом [6].

Декларируемый в настоящее время возраст Земли основан на ядерной геохронометрии, которая может быть поставлена под сомнение. Во-первых, ничем не обосновано главное допущение о том, что конечные продукты распада ^{206}Pb , ^{40}Ar , ^{87}Sr имеют целиком радиогенное происхождение. С другой стороны, стабильные изотопы, которые не включены в радиоактивные семейства, могут иметь к этому прямое отношение. Это касается, например, изотопа ^{204}Pb , который, как считается, имеет целиком нерадиогенное происхождение. Вызывает сомнение обоснованность первичного соотношения изотопов в момент образования земной коры и её однородность по химическому и изотопному составу. Ведь содержание изотопов в разных участках земной коры в начальный период могло различаться на порядки. Во-вторых, не доказано, что в течение огромных промежутков времени не происходило обмена с окружением. Нельзя исключать возможность привноса не только начальных и конечных элементов радиоактивного семейства, но и остальных членов радиоактивной цепочки. Аналогичные рассуждения применимы и к процессам, связанным с выщелачиванием, в результате чего также будет нарушаться соотношение между начальным и конечным продуктом. В третьих, сомнительны определение величин полураспада, измеряемых миллиардами и триллионами лет, и неизменность постоянных распада в такие промежутки времени. Еще в начале XX в., когда не были точно известны конечные продукты и постоянные распада, автором U-Pb метода Болтвудом для значительного количества образцов возраст был определён в интервале 410-2000 млн. лет. Принимая результаты этих исследований, мы должны были бы принять и верхнюю границу возраста Земли в 2 млрд. лет, хотя есть сомнения в корректности проведённых исследований. На наш взгляд, величина была увеличена более чем вдвое.

Приведенные данные позволяют нам утверждать, что декларируемый абсолютный возраст Земли сильно завышен. Реальный возраст лежит в пределах 40-400 млн. лет, хотя это мнение и является предварительным. Дальнейшие исследования с использованием широкой базы геологических данных помогут дать более определённую величину. Определение истинной величины абсолютного возраста Земли представляет не только академический интерес, но имеет очень важное значение. Если мы признаем общепринятую относительную геологическую периодизацию, то от величины абсолютного возраста Земли зависит длительность различных геологических эпох и циклов, а также повторяемость глобальных катаклизмов. Это касается частоты извержения супервулканов, проявления сверхсильных и гиперсильных землетрясений. Вероятность их обратно пропорциональна возрасту Земли. То есть, геологические катаклизмы, в соответствии с природными ритмами, могут происходить значительно чаще, если абсолютный возраст Земли завышен на порядки.

Положение осложняется нарастающей техногенной нагрузкой на геологическую среду. Человек становится «геологической силой», и масштабы его деятельности уже соизмеримы с геологическими процессами [13].

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Батырмурзаев А.С. Краткий курс науки о Земле. Махачкала, 2002. С. 14.
2. Большая Российская энциклопедия. Т. 9. М.: Сов. энциклопедия, 2008. С. 391.
3. Большая советская энциклопедия. Т. 9. М.: Сов. энциклопедия, 1972. С. 486.
4. Васильев Ю.М., Мильничук В.С., Арабаджи М.С. Общая и историческая геология. М.: Недра, 1977. С. 104-105.
5. Вернадский В.И. Философские мысли натуралиста. М.: Наука, 1988. С. 58.
6. Йонас Г. Принцип ответственности. Опыт этики для технологической цивилизации. Наука как персональный опыт. М.: Айрис-пресс, 2004. 479 с.
7. Горная энциклопедия. Т. 2. М.: Сов. энциклопедия, 1986. С. 22-23, 371.
8. Друянов В.А. Загадочная биография Земли. М.: Недра, 1989. С. 20, 31.
9. Коннор Р.Д. Естественная радиоактивность. Справочник по ядерной физике. М.: Физматлит, 1963. С. 160-161.
10. Краткий справочник по геохимии. М.: Недра, 1977. С. 140, 141, 184.
11. Магидов С.Х. Правильный путь // Сов. Дагестан. 1990. № 5. С. 34-42.
12. Магидов С.Х. Эволюция представлений о возрасте Земли // История наук о Земле: исследования, этапы развития, проблемы. М.: Наука, 2008. С. 157-158.

13. Магидов С.Х. Добыча нефти и газа и упругий потенциал недр Земли // Всерос. семинар по экспериментальной минералогии, петрологии и геохимии. М., 2012. С. 60-61.
14. Магомедов М.Н. О некоторых теоретических проблемах К-Аг геохронометрии // Влияние физических процессов на К-Аг возраст минералов. Махачкала, 1981. С. 90, 91.
15. Природа. 1991. № 11. С. 119.
16. Справочник по геохимии. М.: Недра, 1990. С. 427, 428, 480.
17. Старик И.Е. Возраст Земли // Физический энциклопедический словарь. Т. 2. М., 1962. С. 71.

АРХИВНЫЕ ДОКУМЕНТЫ О ГЕОЛОГОРАЗВЕДОЧНЫХ РАБОТАХ В ЛОВОЗЕРСКИХ ТУНДРАХ В 1930-Х ГОДАХ

Подгорбунская Т.И.

Государственный архив Мурманской области, Кировск, gamo_zapros@rambler.ru

Объективное и глубокое изучение истории освоения природных богатств Кольского п-ова было бы неполным без обращения к архивным документам. В частности, к документам, отложившимся в архивном фонде производственного объединения «Апатит» Государственного архива Мурманской области в г. Кировске. Именно в этом архивном фонде сосредоточились документы о геологоразведочных работах на месторождениях не только апатит-нефелиновых руд Умптека, но и медно-никелевых руд Монче-Тундры, и эвдиалитовых и лопаритовых руд Ловозерских тундр в 1930-е годы.

Немного истории. Еще в 1915 г. по инициативе группы российских академиков во главе с В.И. Вернадским при РАН была организована Комиссия по изучению естественных производительных сил (КЕПС). В программу деятельности комиссии входило издание сводного труда, посвященного описанию уже известных природных богатств страны и проведение специальных исследований природных объектов для использования в промышленности. Намечалась большая организационная работа по объединению научных сил, соединению их с производством, созданию сети НИИ.

С 1920 г. под руководством акад. А.Е. Ферсмана такие работы начались на Кольском п-ове. В этом же году в мае для ознакомления с природными ресурсами края и составления плана его экономического освоения на Мурман была направлена комиссия. В её состав входили крупнейшие ученые страны: акад. А.П. Карпинский – президент Российской Академии наук, акад. Ю.М. Шокальский – президент Всероссийского географического общества и акад. А.Е. Ферсман – директор Минералогического музея Академии наук. Комиссия приняла решение: приступить к всестороннему изучению полезных ископаемых Кольского п-ова [9].

И уже в августе 1920 г. на Кольский п-ов прибыла первая минералогическая экспедиция Академии наук во главе с А.Е. Ферсманом. Так началось планомерное и систематическое изучение природных богатств Мурманского края. Прямо на поверхности Хибинских гор был открыт апатит. К концу 1920-х, когда сначала А.Н. Лабунцову, а затем В.И. Влодавцу удалось доказать огромные масштабы месторождений хибинских апатитов, стало совершенно очевидно, что эти запасы позволяют начать их промышленное освоение. В ноябре 1929 г. организован трест «Апатит», который стал первым и в течение нескольких лет единственным горнодобывающим предприятием Кольского п-ова.

В первые годы деятельности треста решением Высшего совета народного хозяйства на него были возложены обязанности не только по добыче и переработке апатит-нефелиновых руд, но и по проведению геологоразведочных, поисковых работ и работ по освоению месторождений полезных ископаемых в других частях Кольского п-ова. Перед трестом «Апатит» стояли грандиозные задачи: геологические исследования района требовали широкого развития поисково-разведочных работ, а богатство, разнообразие и новизна объектов – продуманной очередности их изучения.

В течение одного только 1934 г. начались испытания ловчоррита – редкоземельного сырья, впервые в мире открытого в Хибинах, пирротина – нигде в мире не используемого как серноокисное сырье и сфена – титанового сырья, о котором даже в новейшем – на тот период времени – труде проф. Н.И. Свительского «Курс рудных месторождений» говорилось, что он не дает промышленных скоплений. Только в Хибин-

ских и Ловозерских тундрах акад. А.Е. Ферсман насчитывал 17 элементов таблицы Менделеева, возможность промышленного использования которых обеспечена, и ещё 10 элементов, промышленное использование которых весьма вероятно [1, 2].

Для объединения и руководства геологоразведочными и научно-исследовательскими работами, а также работами по освоению района в системе треста «Апатит» была создана контора «Новпромапатит».



Сотрудники конторы «Новпромапатит» треста «Апатит». 1934 г.

«Новпромапатит» имела целью выполнение сложного комплекса работ, начиная с геологоразведочных и поисковых, и кончая проектированием опытных рудников и заводов. Разнообразная деятельность этого учреждения была связана с многообразием объектов новых горных промыслов: апатит, сфен, нефелин, ловчоррит, молибден, пирротин, полиметаллы, медные и никелевые, железные, циркониевые руды и так далее. Особенности этого сырья и невыясненность свойств этих веществ заставляли особенно заботиться о комплексной методике их исследования. Вот поэтому личный состав конторы был укомплектован квалифицированным персоналом разных областей знаний из расформированных в 1933 г. Бюро Монче-Тундры и Бюро редких элементов треста «Апатит», Хибинской группы Института минеральных удобрений, Хибинской базы Ленинградского геологоразведочного треста и Мурманского консультационного геологического бюро [3]. В связи с большими перспективами научно-исследовательских работ «Новпромапатитом» был организован собственный петрографический кабинет, в котором под руководством проф. П.Н. Чирвинского проводились петрографические исследования по общей геологии и обогащению полезных ископаемых. В своей работе «Новпромапатит» опирался не только на собственные кадры научно-исследовательского персонала, но и на ряд исследовательских учреждений, с которыми он работал на основе договоров: Центральный научно-исследовательский геологоразведочный институт (ЦНИГРИ), Главное геолого-гидро-геодезическое управление (ГГГУ), Академия наук СССР, Ленинградский горный институт, Государственный институт прикладной химии (ГИПХ) и др.

Кроме геологоразведочных работ по заданию треста проводились комплексные исследовательские работы по изучению богатств Кольского п-ова. Эти исследования проходили по трем направлениям:

- антропологические и экономические изыскания;
- почвенно-ботанические, зоогеографические и промысловые работы;
- геолого-петрографические и геоморфологические исследования, которые дали первоначальную характеристику Кольскому п-ову как краю природных богатств и естественных ресурсов.

Финансовые средства на проведение большей части изыскательских и исследовательских работ выделялись через трест «Апатит». Становится понятным, почему в архивном фонде производственного объединения «Апатит» отложились документы о геологоразведочных работах в 1930-е годы на всем Кольском п-ове.

Остановлюсь на архивных документах, рассказывающих о разведочных и поисковых работах в Ловозерских тундрах. Видовой состав документов широк и разнообразен. Это планы работ исследовательских экспедиций, протоколы совещаний начальников геологоразведочных партий, отчеты о проделанных полевых работах, результаты исследований образцов руд и минералов, а также схемы, чертежи и карты. Интересные факты приводит в своем докладе проф. П.Н. Чирвинский на заседании 3-го Полярного совещания научно-исследовательского сектора Наркомтяжпрома СССР, проходившего в г. Кировске в 1935 г.: «О лопарите теперь много говорят как о новом ископаемом, новом источнике элементов, неведомых до сего дня для нашей промышленности. Благодаря анализам 1934-1935 гг. академических химиков, состав этого минерала установлен точно. Но не все, однако, знают интересную историю открытия и изучения этого минерала. Случилось это открытие давно, лет сорок тому назад. Минерал этот был найден Рамсеем, который описал его как «неизвестный минерал № 1». [...] Много лет спустя, приблизительно в том же месте этот минерал был найден геологом И.Г. Кузнецовым. Было это в советское время, в 1921 г. Об открытии Рамсея он не знал. В 1925 г. появилась печатная статья Кузнецова о лопарите, как он его назвал. Там же фигурировал и анализ, в котором, однако, был пропущен ниобий, который прошел под маркою титана, который встречается тоже в большом количестве и в этом минерале, и с трудом вообще отделяется от ниобия. Интересно и то, при каких обстоятельствах Кузнецов попал на то место, где оказался лопарит. Поезд застрял в пути, пассажиры разбрелись в ожидании дальнейшего следования. Было это вблизи станции Хибин. Вдали виднелись горы, Кузнецов пробрался туда (километра за три от дороги) через лес и болота и ... открыл «новый минерал». Нет худа без добра. Лопарит относится к группе перовскита, который в микроскопических шлифах отметил уже спутник Рамсея Гакман в своей работе по петрографии наших щелочных массивов. Сейчас уже идет речь не о минералогической редкости, а о сырье для новой отрасли нашей промышленности» [4]. Как видим, и А.Е. Ферсман, и И.Г. Кузнецов свои открытия апатита и лопарита сделали с некоторой долей счастливого случая.

Летом 1934 г. в порядке последовательного изучения района щелочных пород сразу три геологические партии работали в районе Ловозерских тундр:



Палатка геологов. 1930-е годы.



Семья коренных жителей погоста Ловозеро. 1930-е годы.

кие перспективы развития циркониевой и тантало-ниобиевой промышленности в СССР.

Благоприятным фактором для освоения этих месторождений является их территориальная близость, что создает возможность комплексного их освоения. [...] Целесообразной является постройка на месте обогатительной фабрики. Условия для её строительства в долине р. Чивруай благоприятные. Долина покрыта прекрасным строевым лесом (ель), которого достаточно будет для постройки фабрики и рабочего поселка. Здесь же на месте имеются гравий, песок и глина. Электроэнергию можно получить здесь же, построив небольшую гидростанцию на р. Сетийок. [...] Ближайшим населенным пунктом к данным месторождениям является погост Ловозеро, насчитывающий до 1000 жителей. Население полностью занято в быстро развивающемся оленеводческом и рыболовном хозяйстве района, а потому рассчитывать на местную рабочую силу нельзя, основная рабочая сила должна быть привезена сюда.

В заключение укажем ещё, что в долине р. Сетийок и по берегам Ловозеро имеются благоприятные условия для огородничества и посевов кормовых сельскохозяйственных культур, что даст возможность создать местную продуктовую базу».

Как масштабно, по-государственному мыслит начальник геологоразведочного отряда о дальнейшей судьбе открытого им месторождения! По существу, это программа действий на будущее. Как знать, может быть, в этом отчете речь шла именно о том месте, где впоследствии возник по-

— эвдиалито-лопаритовая геологоразведочная партия конторы «Новпромапатит» (нач. отряда В.И. Котельников) работала в районе верховьев р. Чивруай [5];

— Ловозерская геологоразведочная партия треста «Апатит», в задачу которой входило уточнение геологических данных предыдущих работ и дальнейшие поиски, а также разведка эвдиалитовых месторождений на площади Энгпор-Страшенпахк;

— по заданию треста «Апатит», в названном районе работал также петрографический отряд Академии наук, который в результате ударной работы геолога О.А. Воробьевой обнаружил ценнейшие месторождения лопарита на г. Нинчурт [6].

В заключении к отчету о проделанной работе нач. партии В.И. Котельников пишет: «До последнего времени как ниобито-танталовых, так и циркониевых месторождений с крупными запасами у нас в СССР не было известно, а потому открытие месторождений эвдиалита и лопарита в Ловозерских тундрах открывает широ-



Н.Н. Гуткова (слева) и О.А. Воробьева.

селок Ревда? Можно еще много цитировать и приводить факты из архивных документов того периода, когда в Хибинских, Монче- и Ловозерских тундрах было открыто до 2/3 всех известных на земле химических элементов, а из 110 найденных там минералов – 20 нигде в мире вообще больше не встречаются. В Ловозерских тундрах открыты колоссальные промышленные запасы лопаритовой руды, содержащей наряду с оксидами редких земель и титана, пятиокись редких металлов – ниобия и тантала. Там же найдены промышленные запасы эвдиалита – ценного циркониевого сырья [7].

1930-е годы были интересным, героическим и очень плодотворным периодом в истории Кольского п-ова. Ежегодно в районах Хибинских и Ловозерских тундр работали десятки геологоразведочных отрядов, которые открывали все новые и новые месторождения полезных ископаемых. И просто поражает и вызывает восхищение факт, как много было женщин среди людей такой непростой и «некомфортной» профессии. О.А. Воробьева – ей принадлежит удача открытия крупного месторождения лопарита на г. Нинчурт в 1934 г. Она участница и руководитель трудных и увлекательных экспедиций на Кольский п-ов, первый ученый секретарь Хибинской горной станции «Тизтта». Научные работы О.А. Воробьевой по петрографии и минералогии Кольского п-ова получили высокую оценку: в 1937 г. без защиты диссертации ей была присвоена ученая степень кандидата геолого-минералогических наук. В докладе на сессии Ученого Совета Кольской базы АН СССР, которая проходила в Кировске в январе 1940 г., с большим энтузиазмом и увлеченностью она утверждала, что Ловозерские тундры – единственная в мире область, где концентрации ниобия, редких земель и циркония достигают таких размеров, что можно говорить о практическом их использовании [8]. Итоги изучения щелочных пород Заполярья подведены О.А. Воробьевой в докторской диссертации в 1943 г. Большой интерес у специалистов может вызвать целый ряд документов, автором которых является О.А. Воробьева и которые хранятся в нашем архиве. В них представлены основы петрографии Ловозерского щелочного массива, предложены оригинальные концепции о происхождении его структуры, детально исследовано уникальное редкометальное месторождение Ловозерских тундр.

Можно привести еще имена людей, чьи труды включены в состав архивного фонда: Петр Николаевич Чирвинский, Владимир Клементьевич Котульский, Леонард Борисович Антонов-Антман, Нина Николаевна Гуткова, Александр Николаевич Лабунцов и др. В архивном фонде ПО «Апатит» сосредоточилась история возникновения, становления и развития не только Кировского гиганта апатитовой промышленности, но и



Лагерь геологов на оз. Сейдъявр. Справа О.А. Воробьева. 1934 г.

первые страницы истории почти всех городов и промышленных поселков Мурманской области. Теперь, когда с подавляющего большинства архивных документов снят гриф секретности, они стали еще ближе и доступнее всем, кто захочет узнать и изучить историю открытия и освоения минералов Кольского п-ова.

С каждым годом к документам Государственного архива Мурманской области г. Кировска обращается всё больше пользователей: ученые и специалисты различных областей знания, краеведы-исследователи, студенты и школьники и т.д. Написано и опубликовано в средствах массовой информации уже немало работ с использованием архивных документов. Много имен, человеческих судеб, маленьких и больших событий в Мурманской области и стране были исследованы и изучены благодаря пытливому интересу и энтузиазму этих людей. Но еще очень много фактов, информации и непрочитанных страниц ждут своего часа и своего читателя.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Ферсман А.Е. Редкие элементы Хибинских и Ловозерских тундр. Хибинские апатиты. Сб. № 6. 1933.
2. Ф. Р-179, оп.1, д. 625, л. 154-159.
3. Ф. Р-179, оп. 1, д. 202, л. 3.
4. Ф. Р-179, оп. 11, д. 181, л. 43-46.
5. Ф. Р-179, оп. 11, д. 223, л. 44, 52.
6. Ф. Р-179, оп. 11, д. 199, л. 1-28.
7. Ф. Р-179, оп. 11, д. 291, л. 3.
8. Газета «Кировский рабочий» от 5 января 1940 г.
9. Курочкин Г.Д. Исследования минеральных ресурсов экспедициями Академии наук СССР (1919-1959 гг.). М., 1969.

К 20-ЛЕТИЮ ОТКРЫТИЯ КРУПНЕЙШИХ ПЛАТИНОВЫХ САМОРОДКОВ ТИХООКЕАНСКОГО РЕГИОНА

Сушкин Л.Б.

LLC «Western Pacific Minerals», Хабаровск, wpm-s@mail.ru

В 2013 г. исполняется 20 лет с момента обнаружения в Хабаровском крае Российской Федерации, на Кондёрском ультрабазитовом массиве крупнейших в мире за последние 100 с лишним лет самородков платиноидов, ставших геологической сенсацией!

Геологическое строение Кондёрского концентрически зонального ультрабазитового массива, одного из наиболее крупных на Алданском щите, многократно описано и хорошо известно, но многие его аспекты продолжают оставаться остро-дискуссионными [2, 5, 7, 19]. На сегодня нет единого мнения о глубине образования дунитов, генезисе пироксенитов, форме, морфологии и механизме внедрения Кондёрского массива, его возрасте. Ещё более расплывчатыми являются представления о природе, возрасте и формационной принадлежности кольца субщелочных гранитоидов (монцонитоидов), являющихся внешним обрамлением ультрабазитового массива, и резко отличающихся от него по составу и сложной морфологии. Одним из наиболее дискуссионных продолжает оставаться вопрос о времени и последовательности образования различных по составу пород Кондёрского массива. Не менее противоречивы представления о взаимоотношениях пород его метаморфического обрамления.

Связанное с ультрабазитовым массивом одноимённое платинокороссыпное месторождение Кондёр является крупнейшим объектом подобного рода не только в России, но и в мире. Оно приурочено к радиальной речной сети, размывающей Кондёрский массив, и представленной, помимо самой р. Кондёр, её основными притоками – руч. Двуглавый, Трехглавый, Прямой, Аномальный, Трезубец, Южный, Бегун, и рядом более мелких ключей, интенсивно врезанных в массив (рис. 1). Аллювий ручьёв повсеместно платиноносен, но основная часть россыпного металла сосредоточена в песчанистом валунно-галечном слое. Основным минералом россыпи является иридиевая изоферроплатина с включениями осмиридия, платосмиридия и более редких платиновых минералов. Палладиевые минералы в россыпи практически отсутствуют [2]. Основная платиноносная россыпь образовалась за счёт эрозии ультрабазитов, и главным обра-

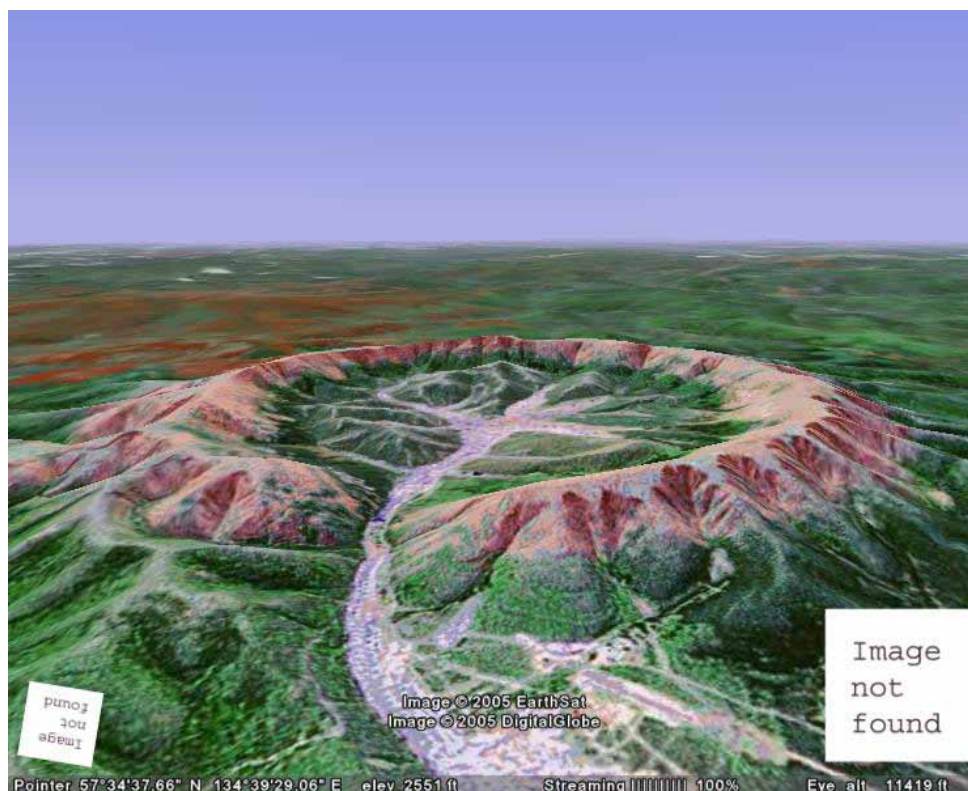


Рис. 1 Общий вид кольцевого хребта, массива и месторождения Кондёр.

зом, дунитов, особенно их крупнозернистых и пегматоидных фаций, содержавших шлиры, гнёзда и вкрапленность хромшпинелидов.

Выдающейся особенностью месторождения Кондёр является присутствие в россыпи огромного количества самородков платины, (реже золота и серебра), сопоставимого лишь с уникальными платиноносными россыпями Среднего Урала [3, 4], отработанными преимущественно в XIX в. С той поры, когда были сделаны последние уникальные находки на Урале в самом начале драматичного XX в., крупных самородков платины в нашей стране не находили вплоть до сенсационных находок, сделанных в конце XX в. на россыпном месторождении Кондёр.

Первые на Кондёре крупные самородки весом более 1.5 кг были обнаружены через год после начала отработки, когда в 1985 г. в нижнем течении руч. Бегун были найдены самородки весом 1645, 1565 и 1575 грамм, ставшие сенсацией как в науке, так и на рынке драгметаллов. Наиболее удачным были август – сентябрь 1993 г., когда в русле верхнего течения р. Кондёр, в северной части котловины один за другим были обнаружены крупные самородки весом 1078, 1195, 1810 и 1855 грамм. На этом же участке россыпи, чуть выше впадения в р. Кондёр руч. Двуглавого и Трехглавого 10 сентября 1993 г был обнаружен и уникальный самородок платины весом 3521.7 грамм, ставший одним из крупнейших платиновых самородков XX в., и самым крупным в мире за последние сто лет [11, 14, 15, 20]. Подобно найденному на Южном Урале «Большому Треугольнику» – самому крупному золотому самородку России (36.2 кг), этот уникальный самородок платины также имел форму неправильного треугольника размером $111 \times 78 \times 55$ мм, с характерными волнистыми краями, и линзовидно – жёлобообразными углублениями вдоль своей длинной оси (рис. 2).

Всего за 25-летний период эксплуатации месторождения было обнаружено около 20 крупных самородков весом более 1 кг. В верхней части платиноносной россыпи, локализованной в пределах кольцевого хребта, количество самородков в общей массе шлиховой платины обычно колеблется от 2 до 22 %, достигая на отдельных локальных участках 25-30 весовых процентов. При этом основная доля приходится на мелкие самородки весом менее 10 г [14-17, 20].

На примере месторождения Кондёр находят подтверждение высказанные представления о связи размера самородков благородных металлов с масштабами самого месторождения [13]. Характерно, что для расположенного неподалёку и очень близкого по геологическому строению платинороссыпного месторождения Чад, – на порядок меньшего чем Кондёр, самородки платины не свойственны [17].



Рис. 2. Уникальный, крупнейший в мире за последние 100 лет самородок платины (3521.7 г). Обнаружен в россыпи р. Кондёр 10 сентября 1993 г.

Замечательной особенностью месторождения Кондёр является присутствие в россыпи многочисленных самородков в виде хорошо сформированных кристаллов, абсолютное большинство которых представлено гексаэдрическими кристаллами, значительно реже – октаэдрическими. При этом доминируют кристаллы и сростки 2–3-х кристаллов кубической формы с гладкими гранями, наиболее крупные из которых достигают 15–20 мм. Наряду с двойниками срастания отмечены многочисленные двойники прорастания. Обращает на себя внимание свежий, неокатанный облик значительной части «кристаллических самородков», что свидетельствует о близости их коренного источника.

Максимальное количество слабоокатанных кристаллов платины установлено в россыпях юго-западного сектора Кондёрской котловины, в районе слияния ручьёв Прямого, Аномального и Трезубца. Это позволяет предполагать, что их коренным источником являются широко развитые здесь косьвиты и близкие к ним апатит-биотит, титаномagnetит – пироксеновые метасоматиты [14, 20]. Эта часть россыпного поля характеризуется также повышенным содержанием россыпного золота (до 3–5 вес. %) и серебра. Нередко отмечается в россыпи также медистое золото.

«Кристаллические самородки» платины нередко заключены в «золотую рубашку» [14, 20], представляющую собой, как показали минералогические исследования, тонкую (0.05–1 мм) плёнку соединений золота с медью, платиной и палладием. По мнению исследователей, плёнки золотых соединений на большинстве неокатанных кристаллов, несомненно, являются эндогенными, хотя для тонких микронных плёнок высокопробного золота на окатанных самородках платины не исключён и низкотемпературный генезис [7, 10]. Подобные плёнки интерметаллидов, как показали более поздние исследования, характерны и для платиновых самородков из россыпей Корякского нагорья, что указывает на генетическое единство платиноидного оруденения Алданской и Корякско-Камчатской провинций [8, 9, 15, 16].

Самые крупные платиновые самородки Кондёра сопоставимы по размерам лишь с самородками из богатейших, беспрецедентных в мире по масштабам платиноносных россыпей Среднего Урала, наибольшие из которых достигали веса 9635 г и 8359 г [3, 4, 14–17]. Ничего сравнимого с самородками платиноидов, открытыми России, в мире нет! Помимо самородков платины на месторождении Кондёр установлены мелкие самороды золота весом 1–5, реже 10 грамм, а также незначительная примесь, и очень редкие мелкие самородки серебра, вес которых обычно составляет 3–5 грамм. Исключением является гораздо более крупный самородок серебра весом более 200 грамм, обнаруженный в 1992 г в россыпи руч. Прямого [14, 20].

За прошедшую четверть века исследования благороднометалльной минерализации месторождения Кондёр здесь кроме уникальных и крупных самородков было выявлено более 50 минералов элементов платиновой группы, многие из которых относятся к новым, или редко встречающимся в природе. Исключительно разнообразна золотая минерализация Кондёрского массива, представленная как обычным самородным и серебросодержащим золотом, так и его медистыми, медисто-платиновыми и медисто-палладиевыми разновидностями, крайне редко встречающимися в природе [7, 10, 19]. Помимо соединений благородных металлов в контактовом ореоле Кондёрского массива были выявлены такие редко встречающиеся в природе минералы как цинковая шпинель ганит и крайне редкая титано-магниева шпинель кандилит. В щёльно-ультраосновных пегматитах установлены такие редкие минералы, как лампрофиллит, эвдиалит, лоренценит (рамзаит), мурманит. Характерной особенностью минералогии россыпи является заметная примесь радиоактивного торита, нередко образующего весьма крупные (5-7 см) хорошо огранённые кристаллы розовато-оранжевого, кремового цвета, представляющие значительный научный интерес. Одной из достопримечательностей Кондёра наряду с обычным хромдиопсидом является чёрный благородный дтопсид «Black Star» с эффектом астеризма (четырёхлучевая звезда).

В плане познания коренных источников россыпной платиноносности Кондёра представляет значительный интерес начатая разработка самой нижней по течению, и наиболее погребённой части россыпного месторождения Кондёр-Уоргалан. На этом этапе исследователям, наконец, становится доступна шлиховая платина, а возможно, и околорудное вещество из самой верхней, апикальной части Кондёрской рудоносной системы [17], уничтоженной эрозией десятки миллионов лет назад. Данные последних лет свидетельствуют о явных предпосылках выявления и здесь новых, платиноидных минералов. Новую важную геологическую информацию должны дать и результаты поискового бурения на новом этапе активизации геологоразведочных работ.

Геология и металлогения платиноидов России, широта и уровень исследований в данной области [1-5, 7, 9, 10, 12, 18, 19] не оставляют сомнений в том, что многие крупные открытия нам ещё предстоят, в том числе в ближайшие годы. Вместе с тем, на фоне всего этого богатства одной из самых ярких звёзд всегда будет оставаться Кондёр – единственный и уникальный в своём роде геологический объект на Дальнем Востоке России, подаривший миру не только беспрецедентное в XX в. количество уникальных платиновых самородков и новых редких минералов, но, что не менее важно, – множество трудных вопросов, новые генетические представления и идеи.

Автор посвящает свой труд 20-летию обнаружения на Дальнем Востоке крупнейших в мире за 100 лет самородков платиноидов, и 200-летию находки малолетней Катюшей Богдановой на Среднем Урале первого крупного платинового самородка России.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Геология и генезис месторождений платиновых металлов / Ред. Н.П. Лавёров, В.В. Дистлер. М.: Наука, 1994. 301 с.
2. Додин Д.А., Чернышёв Н.М., Чередникова О.И. Металлогения платиноидов крупных регионов России. М.: ЗАО «Геоинформмарк», 2001. 302 с.
3. Высоцкий Н.К. Месторождения платины Исовского и Нижнее Тагильского района на Урале // Тр. Геол. Ком. Нов. Сер. № 62. 1913.
4. Высоцкий Н.К. Платина и районы её добычи. Ч. I-IV. Петроград. 1923-1925. 692 с.
5. Ефимов А.А., Таврин И.Ф. О генетическом единстве платиноносных дунитов Урала и Алданского щита // Докл. АН. 1978. Т. 243. № 4. С. 991-994.
6. Каретников А.С. Возраст и генезис платиноидной минерализации массива Кондёр: палеомагнитные и радиоизотопные данные // Литосфера. 2006. № 3. С. 96-107.
7. Ленников А.М., Залищак Б.Л., Октябрьский Р.А. и др. Уникальный Кондёрский щёльно – ультраосновной массив и его минерализация // Крупные и суперкрупные месторождения: закономерности размещения и условия образования. М.: ИГЕМ, 2004. 430 с.
8. Мочалов А.Г. «Шлиховая платина» россыпей Дальнего Востока России. Автореф. Дисс. д.г.-м.н. М., 2001.
9. Мочалов А.Г., Зайцев В.П., Перцев А.Н. и др. Минералогия и генезис «шлиховой платины» россыпных месторождений южной части Корякского нагорья (Россия) // Геология рудных месторождений. 2002. Т. 44. № 3. С. 212-238.

10. Некрасов И.Я., Иванов В.В., Ленников А.М. и др. Редкие природные многокомпонентные сплавы на основе золота и меди из платиновой россыпи Кондёрского щёлко-ультраосновного массива // Геология рудных месторождений. 2001. Т. 43. № 5. С. 462-464.
11. Платина Амура. Ред. А.П. Волков. ЗАО «Артель старателей "Амур"», Хабаровск – Сан-Франциско, 1997. 100 с.
12. Рожков И.С., Кицул В.И., Разин Л.В. и др. Платина Алданского щита. М.: Изд-во АН СССР, 1962. 119 с.
13. Самусиков В.П. Самородки – золотая загадка природы // Наука из первых рук. 2008. № 2 (20). С. 58-73.
14. Сушкин Л.Б. Характерные черты самородных элементов месторождения Кондёр // Тихоокеанская геология. 1995. Т. 14. № 5. С. 97-102.
15. Сушкин Л.Б. Кондёр – Дальневосточная жемчужина России // Наука и природа Дальнего Востока. Хабаровск. 2006. № 2. С. 121-139.
16. Сушкин Л.Б. Самородки благородных металлов платиновой россыпи месторождения Кондёр // Минералогические исследования и минерально-сырьевые ресурсы России: Годичная сессия РМО. М., 2007. С. 144-148.
17. Сушкин Л.Б. О платиновых самородках месторождения Кондёр: Конф. посв. 100-летию И.С. Рожкова, Ю.Н. Трушкова, П.И. Мельникова. Тез. докл. Якутск: ЯНЦ СО РАН, 2009. С. 197-201.
18. Efimov A.A. The Platinum Belt of Urals: Structure, petrogenesis, and correlation with platinumiferous complexes of the Aldan Shield and Alaska // 8th Int. Platinum Symp. Abstr. Johannesburg, SAIMM, 1998. P. 93-96.
19. Lennikov A.M., Zalishak B.L., Oktyabrsky R.A. The Konder massif of ultramafic and alkaline rocks and related PGM mineralization // Interim IAGOD Conf. Excursion Guidebook. Vladivostok: Dalnauka, 2004. P. 29-42.
20. Sushkin L.B. Specific features of native elements at the Konder deposit // Geology of Pacific Ocean. 1996. V. 12. P. 915-924. OPA. Harwood Academic Publishers GmbH. Amsterdam B.V.

В.И. ВЕРНАДСКИЙ В МОСКОВСКОМ ИМПЕРАТОРСКОМ УНИВЕРСИТЕТЕ (1889-1911)

Черненко В.В., Кандинов М.Н.

Государственный геологический музей им. В.И. Вернадского РАН, Москва, victoria@sgm.ru
Научно-исследовательский институт и Музей антропологии МГУ, Москва, kmn_49@mail.ru

12 марта 2013 г. мы отметили 150-летнюю годовщину со дня рождения выдающегося русского ученого В.И. Вернадского (1863-1945), вся жизнь которого была полна глубокого творческого содержания и напряженной работы. Его деятельность оказала огромное влияние на развитие наук о Земле, на мировоззрение многих людей.

В.И. Вернадский родился в Санкт-Петербурге в 1863 г. Его отец Иван Васильевич был проф. экономики, а мать Анна Петровна – дочерью украинского дворянина. В 1873 г. В.И. Вернадский поступил в первый класс Харьковской классической гимназии, куда его семья переехала в 1868 г. из-за неблагоприятного климата. В 1881 г. (после возвращения семьи Вернадских в Санкт-Петербург (1876) и окончания гимназии) он поступил на первый курс естественного отделения физико-математического факультета С-Пб. Императорского университета, где благодаря блестящим лекциям Д.И. Менделеева, Н.Н. Бекетова, В.В. Докучаева и других преподавателей, перед ним открылся совершенно новый и увлекательный мир науки. Он участвует в работе Минералогического кабинета и лабораторий университета, и в знаменитых почвенных экспедициях В.В. Докучаева. На основе материалов, собранных во время экспедиций, был создан земский естественноисторический музей в Нижнем Новгороде (1885), куда были переданы комплексные коллекции экспедиций, в сборе которых участвовал и В.И. Вернадский. Именно здесь он приобрел первые практические навыки музейной работы [1]. Работа в Минералогическом



В.И. Вернадский в 1886 г.

кабинете Санкт-Петербургского университета открыла перед молодым хранителем широкие возможности для научной и педагогической деятельности.

В 1887 г. он успешно выдержал магистерские экзамены и стал готовиться к длительной заграничной командировке, цель которой – изучить новейшие методы минералогических исследований. Ему предстояло работать в Мюнхене главным образом у проф. П. Грота, а затем в Париже – у проф. Ф. Фукэ над синтезом минералов и у проф. А. Ле-Шателье над вопросами разложения каолина при нагревании. В течение учебных семестров В.И. Вернадский плодотворно работал в лабораториях, слушал лекции ведущих специалистов, занимался в библиотеках, много читал не только по специальности, но, кажется, по всем отраслям знания и деятельности человека. Во время летних каникул он совершил двухмесячное путешествие по Европе, начавшееся с изучения наиболее знаменитых в минералогическом отношении районов Швейцарии. Оттуда он переехал во Францию, где исследовал вулканы в окрестностях Клермона и область древних вулканических извержений – Мюн-Доре. В этих поездках В.И. Вернадский много размышлял над различными проблемами, своими мыслями он делился с женой: «Я натуралист, вот уже 7 лет так или иначе занимаюсь естественными науками, и только в последнее время начинаю овладевать этим методом и начинаю сознавать и чувствовать значение этого умения для моего общего развития... В университете я набросился с жадностью на естественные науки, но больше читал, чем наблюдал, и настоящим образом начал наблюдать <...> только в прошлом году, просматривая некоторые силикаты нашей университетской коллекции, теперь этому я все более и более научаюсь...» [2].

Конечным пунктом его путешествия была Англия, где В.И. Вернадский принял участие в работе конференции Британской ассоциации наук в Бате. Именно там, на геологической экскурсии он познакомился с российскими участниками Международного геологического конгресса. Эта встреча стала переломной в его судьбе. В письме к жене он пишет: «С Павловыми же мы все сошлись, и они довольно симпатичные люди, и работают, и интересуются наукою от души, да и от жизни не сторонятся» [3]. Вот как он сам описывает эти события в воспоминаниях 1942 г. в Боровом: «Я попал в Москву случайно, познакомившись с А.П. [Павловым] в Лондоне во время Международного конгресса и экскурсии в Бате... Я собирался ехать в Киев или в Харьков, но в 1889 г. получил в Париже письмо от А.П. [Павлова], который приглашал меня в Москву и перевернул всю мою жизнь» [4].

Время деятельности В.И. Вернадского в Московском университете – это один из замечательных периодов его жизни, полный глубокого творческого содержания и напряженной работы. С приходом



Здание Московского Императорского университета в конце XIX в.

В.И. Вернадского в 1890 г. начинается период расцвета минералогии в университете, ознаменовавшийся созданием здесь минералогической школы, получившей название «московской». Деятельность В.И. Вернадского началась с приведения в порядок минералогических коллекций. Пришлось проделать огромную работу, в которой ему помогали ассистенты Е.Д. Кисляковский и А.О. Шкляревский. Вот как сам он это описывает в воспоминаниях 1942 г.: «Когда я приехал, то я застал Минералогический кабинет в хаотическом состоянии. На полу в зале с коллекцией лежали кучи минералов. И я застал Кисляковского, который уничтожил пометки и наводил внешний порядок в коллекции, – но не успел закончить все к моему приезду. Потом он же нашел печатный каталог этой коллекции Фрейслебена – 1820-х годов, чрезвычайно ценный» [4]. А вот как описывает минералогический кабинет его ближайший помощник и ученик А.Е. Ферсман: «Был 1903 год. Две маленькие полутемные комнаты в старом здании Московского университета и на площади едва в двадцать квадратных метров – семь рабочих столов химиков-минералогов. В полутемном подвале – вытяжные шкафы для химических работ. На окне той же комнаты – точные химические весы. Огромная белая печь. Такова была минералогическая лаборатория проф. Владимира Ивановича Вернадского...» [5].

Преобразования на кафедре В.И. Вернадский начал с *каталогизации и систематизации коллекций*. Вот как он сам понимал стоящую перед ним проблему: «Мне везет! Вторую библиотеку и второй план ка-



В.И. Вернадский с ассистентами (В.В. Карандеев, Г.А. Касперович, А.Е. Ферсман, П.К. Алексат). 1900-е годы.

талога приходится составлять для второго Минералогического института в России. Здесь можно будет поправить ошибку, сделанную мной при плане каталога в С.-Петербурге: карточный завести каталог. *Каталог должен основываться на постоянных неизменных от хода науки величинах.* Принимаю за такую величину – единицу-коробку, где должен находиться минимум один экземпляр, она имеет номер инвентарный и числовой для данного соединения» [6]. Уже к концу 1890 г., когда были начаты работы по приведению в порядок собрания, коллекция Минералогического кабинета насчитывала «...14933 образца минералов, горных пород и ископаемых» [7]. При этом, первоочередной задачей для кабинета В.И. Вернадский считал формирование систематической коллекции. Минералы в ней были расположены по прогрессивной химической классификации профессора минералогии Йельского университета Дж.Д. Дана.

«В.И. Вернадскому пришлось включать в работу своих учеников, еще бывших на студенческой скамье, и надо только удивляться огромной энергии и талантливости Владимира Ивановича, сумевшего быстро привлечь к минералогической специальности ряд студентов и сразу заставить их войти в интересы возрождающегося учреждения» [8]. Его первыми учениками были А.О. Шкляревский, А.А. Ауновский, П.К. Алексат и С.П. Попов. Ранняя смерть в 1902 г. А.О. Шкляревского «в значительной степени была вызвана постоянной и ежедневной возней в пыли старых коллекций» [8]. Сознвая, насколько велика была роль его ученика в реорганизации музея, В.И. Вернадский впоследствии писал: «Имя покойного А.О. Шкляревского должно быть навсегда связано с музеем» [9]. Следует отметить, что помещение Кабинета и лаборатории не были приспособлены для работы по разбору коллекций – лишь в 1895 г. была проведена вода [10], а электричество в лаборатории появилось только на следующий год [11]. Работа по формированию систематической коллекции продолжалась семь лет и была завершена в 1897 г., к этому времени в ней насчитывалось 9957 номеров [12].

В.И. Вернадский прекрасно сознавал значение хорошего систематического музея и поэтому он большое внимание уделял *пополнению коллекций*. По составленному им плану, связанному с общей перестройкой университета, «...Минералогический кабинет <...> должен был стать в ряду самых больших и лучших минералогических институтов Запада» [13]. К 1911 г. собрание Минералогического кабинета увеличилось в два раза. Основными источниками новых поступлений были целенаправленные покупки в специализированных конторах мира и у частных коллекционеров, сборы во время проведения экскурсий и многочисленные дары, поступающие не только из разных уголков России, но и из-за рубежа. Согласно ежегодным отчетам и инвентарям в общей сложности за время работы в московском университете от В.И. Вернадского поступило в Кабинет около полутора тысяч образцов. В основном это полевые сборы, но есть экземпляры, купленные им на свои средства в конторах во время зарубежных поездок.

Ведущая роль при пополнении коллекций отводилась В.И. Вернадским целенаправленным покупкам, которые позволяют реализовать стратегию развития собрания. В Европе, Америке и России суще-

ствовали конторы, занимавшиеся сбором и продажей геологических коллекционных материалов. Эти организации имели возможность получать высококачественные образцы из классических и новых минералогических районов. Большинство таких контор печатало каталоги, которые рассылались в крупнейшие университеты и частным коллекционерам. Императорский Московский университет входил в список рассылки, а информация о новых приобретениях ежегодно помещалась руководством Минералогического кабинета в отчете о состоянии и действиях университета.

Большое время тратилось и на *преподавательскую работу*. В 1890 г. он был утвержден в должности приват-доцента по кафедре минералогии и кристаллографии и, несмотря на молодость (ему исполнилось только 27 лет) – был хорошо подготовлен не только к научной и музейной работе, но и к преподавательской деятельности. По воспоминаниям одного из его первых учеников, проф. С.П. Попова, на его плечи легла огромная задача – нужно было выработать курсы минералогии и кристаллографии, удовлетворяющие новым течениям в этих науках, обеспечить эти курсы собственными учебниками. Уже в 1891 г. вышел «Краткий курс минералогии», читанный студентам-медикам; в 1894 г. – «Лекции кристаллографии для студентов физико-математического факультета»; в 1896 г. – «Лекции кристаллографии для студентов-медиков».

Свою работу над «Опытом описательной минералогии» В.И. Вернадский начал в 1903 г., а осенью 1906 г. на заседании Физико-математического отделения АН он представил к печатанию первый том. Наряду с лекциями, ему приходилось заниматься минералогическим кружком и так называемыми «коллективными уроками». О последних в 1943 г. он вспоминал: «Это было законно дозволенное Общество учительниц, которое для себя организовало уроки, а фактически высшее образование. Труд профессоров был, конечно, даровой (...) Как только они открылись, я получил возможность проводить курсисток-специалисток на практические занятия в Минералогический кабинет. (...) Я предупреждал всегда ректора, что провожу эту работу (...) тайным путем. И (...) ректор никогда этому не препятствовал» [14]. «Коллективные уроки» были одной из форм высшего образования для женщин. Они были организованы в Москве в 1889 г. Лекции на них, помимо В.И. Вернадского, читали И.М. Сеченов, М.А. Мензбир, М.И. Коновалов и другие виднейшие ученые.

«Каждый месяц наверху происходили собрания минералогического кружка, на которых мы делились опытом своих работ и на которых В.И. Вернадский всегда развивал перед нами свои новые идеи» [5]. За период 1901-1910 гг. в кружке состоялось 77 докладов, из которых более половины были результатом оригинальных работ докладчиков, среди которых были А.Е. Ферсман, С.П. Попов, А.В. Шубников, В.В. Аршинов, А.Д. Архангельский, и сам В.И. Вернадский. Для обучения студентов и для пополнения коллекций В.И. Вернадский, пользуясь ранним собственным опытом, начал организовывать экскурсии и экспедиции. Из воспоминаний А.Е. Ферсмана: «Пришла весна, и Владимир Иванович со свойственным ему увлечением потянул нас в экскурсии и экспедиции. Он рассказывал, что на факультете не понимают, как необходимы для минералога настоящие экспедиции». В период с 1896 по 1911 гг. было организовано 65 минералогических экскурсий. Каждая экскурсия имела свою определенную задачу – изучение месторождений полезных ископаемых Сибири, Урала, Кавказа, Крыма, изучение сопот Керчи и пр. В 1911 г. в



Псевдоморфоза самородной меди по триникиту арагонита. Боливия. Подарен В.И. Вернадским в 1901 г. 2×2×1.5 см. Инв. МН-22398.



Кристаллы гипса в раковине. Керченское м-ние, Крым. Сборы В.И. Вернадского и С.П. Попова, 1899 г. 8×7×5 см. Инв. МН-41047.



Кристаллы киновари. Китай. Куплен у J. Bohm (Вена) в 1909 г. Кристалл 1.5×1×1 см. Инв. МН-20687.

знак протеста против политики правительства В.И. Вернадский был вынужден покинуть Московский университет и переехать в Петербург.

С 1890 по 1911 гг. кабинет изменился неузнаваемо. Были составлены каталоги по минералам и месторождениям. Коллекция минералов кабинета увеличилась за эти годы почти вдвое за счет целенаправленных покупок в России и за рубежом и материалов, привозимых из многочисленных геологических экскурсий. В 1900 г. в ее состав вошел Минералогический кабинет Румянцевского собрания. К 1910 г. коллекция, по словам В.И. Вернадского, представляла одну из самых больших в стране по разнообразию парагенезисов, количеству видов и была очень богата минералами России и необработанным научным материалом. Сам кабинет вырос постепенно в научный институт, снабженный научным оборудованием, вполне отвечающим требованиям науки того времени.

Вот как он сам характеризует этот период в воспоминаниях 1942 г.: «В 1911 г. Минералогический кабинет (собственно институт) был, думаю, самым мощным институтом в Европе и лучше всего оборудованным (может быть лишь менее чем у Брёггера в Христиании) и состав ученых был блестящий». И еще: «Около меня сплотились ученики, и я сам рос. Московский период моей научной жизни был чисто минералогический и кристаллографический, но уже в это время зарождалась геохимия, и через изучение явлений жизни я подошел к биогеохимии. Уже в это время я сразу вошел в изучение радиоактивности» [4].

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Черненко В.В. Геологические коллекции – это история развития геологической науки и горного дела в России // Альманах, 2001. Музеи РАН. М.: Научный мир, 2002. С. 61.
2. Вернадский В.И. Письма Н.Е. Вернадской (1886-1889). М.: Наука, 1988. 304 с.
3. Архив РАН. Ф. 518. Оп. 7. Д. 35.
4. Архив РАН Ф. 518. Оп. 2. Д. 21.
5. Ферсман А.Е. Путешествия за камнем. М.: Изд-во АН СССР, 1960. 392 с.
6. Страницы автобиографии В.И. Вернадского. М.: Наука, 1981. 349 с.
7. Отчет о состоянии и действиях Императорского Московского университета за 1890 г. Ч.1. М.: Унив. тип., 1891. С. 100-102.
8. Попов С.П. Минералогический кабинет Московского ун-та в период 1894-1908 гг. // Очерки по истории геологических знаний. Вып. 11. М.: Изд-во АН СССР, 1963. С. 21-29.
9. Вернадский В.И. Из истории минералогии в Московском университете. Памяти проф. Я.В. Самойлова // Очерки по истории геологических знаний. Вып. 5. М.: Изд-во АН СССР, 1956. С. 176-187.
10. Отчет о состоянии и действиях Императорского Московского университета за 1895 г. Ч.1. М.: Унив. тип., 1896. С. 141-147.
11. Отчет о состоянии и действиях Императорского Московского университета за 1896 г. Ч.1. М.: Унив. тип., 1897. С. 234-239.
12. Отчет о состоянии и действиях Императорского Московского университета за 1897 г. Ч.1. М.: Унив. тип., 1898. С. 163-168.
13. Вернадский В.И. Минералогический кабинет ИМУ // Изд-во Комитета XII Съезда русских естествоиспытателей и врачей. Ф. Крашенинников (ред.). М.: Тип. Лисснера, 1910. 10 с.
14. Вернадский В.И. Статьи об ученых и их творчестве. М.: Наука, 1997. С. 318.



ГЕОЛОГИЯ И ГЕОФИЗИКА

ПЕРВЫЕ ДАННЫЕ ПО ПЕТРОЛОГИИ, ГЕОХИМИИ И МИНЕРАЛОГИИ НЕДАВНО ОТКРЫТОГО ПРОЯВЛЕНИЯ ЩЕЛОЧНОГО МАГМАТИЗМА КАНДАЛАКШСКОГО РАЙОНА

Акименко М.И., Когарко Л.Н., Сорохтина Н.В.

ГЕОХИ РАН, Москва, akimenko.alkaline@gmail.com

Кольская щелочная провинция, несмотря на широкую изученность, содержит в своих недрах еще много интересных и неизученных до настоящего времени геологических объектов. Данная работа посвящена изучению петрологии, геохимии и минералогии недавно выявленного нового проявления щелочного магматизма Кандалакшского района, представленного редкой разновидностью щелочных пород агпаитового ряда – малиньитами.

Геология. Тела малиньитовых пород находится в пределах ЮВ фланга участка Мохнатые Рога Южно-Ковдорской площади. Самое крупное из них расположено в трех км к северу от среднего течения р. Канда и протягивается в СВ направлении между двумя безымянными ручьями, впадающими в р. Канда.

Простирается массивов ВСВ. Контакты с вмещающими породами четкие. Вмещающими породами являются метаморфические породы архея ($AR_2 mt$), магматические комплексы протерозоя кислого состава ($\gamma_2 PR_1$) и ультраосновные породы массивов Соркайокской группы ($\gamma_2 PR_1$).

Массив малиньитовых пород был выявлен в полевых маршрутах в обнажении склона безымянного ручья, и при документации скважины, пробуренной Мурманской геологоразведочной экспедицией для уточнения геологического строения данного участка. По данным бурения, мощность четвертичных отложений (морена) изменяется от 0.8 до 4.0 м, щелочные породы прослеживаются в интервале 4.0-93.9 м. Параметры массива: простирается восточное, длина около 1.0 км, ширина в плане в среднем 160.0 м. Падение на север под углом 60-90°.

Минералогия. Порода отличается богатым разнообразием темноцветных щелочных минералов, которые составляют до 70 % от всего объема породы. Главными минералами породы являются нефелин, калинатриевый полевой шпат, арфведсонит, энигматит, лампрофиллит, баритолампрофиллит, астрофиллит, к второстепенным относятся щербаковит, эгирин-авгит. Рудные минералы представлены ильменитом, гетитом. Из группы вторичных минералов присутствуют содалит, натролит.

Калинатриевый полевой шпат и нефелин образуют лейкократовую мелкозернистую массу, практически неразделимую, занимающую интерстиции между зернами темноцветных минералов (рис. 1, 2). В некоторых шлифах видны крупные (1-1.5 мм) зерна калинатриевого полевого шпата, в который включены зерна арфведсонита I и II, лампрофиллита. Они обладают ксеноморфной формой, под микроскопом бесцветные или слабо буроватые из-за неравномерно проявленной пелитизации, отличаются отрицательным рельефом. Иногда появляются неясно выраженные клиновидные полисинтетические двойники. Двупреломление у минерала низкое, интерференционные окраски не превышают светло-серой первого порядка. Нефелин образует бесцветные ксеноморфные зерна размером до 1 мм с несовершенной спайностью и очень низким рельефом. Местами нефелин по краям замещается мелкочешуйчатыми агрегатами натролита.

Арфведсонит представлен двумя генерациями (рис. 2, 3), пространственно тесно связанными друг с другом. Арфведсонит I образует удлиненные крупные зерна буровато-коричневого цвета, со слабым синеватым оттенком, поперечные (реже продольные) сечения часто имеют шестиугольную форму. Минерал обладает высоким положительным рельефом, низким двупреломлением, косым угасанием под углом C:Np до 30°, отрицательным удлинением и заметным плеохроизмом в зеленовато-бурых и синевато-зелёных тонах с обратной схемой абсорбции. Арфведсонит II образует удлиненные, иногда игольчатые зерна синезеленого цвета с неравномерной окраской отрицательным удлинением. Он развивается по более раннему арфведсониту с краев зерен или пересекает его кристаллы.

Лампрофиллит представлен двумя разновидностями (рис. 1-6). Лампрофиллит I образует соломенно-желтые призматические кристаллы в интерстициях между зернами амфибола. Иногда минерал образует радиально-лучистые скопления крупных зерен. Он обладает высоким положительным рельефом, совершенной спайностью по (100), величина двупреломления достигает 0.030, угасание косое под углом C:Ng до 13°, удлинение положительное. Лампрофиллит резко плеохроирует от светло-желтого по Np до золотисто-коричневого по Ng, формула абсорбции прямая. Лампрофиллит II образует бесформенную чешуйчатую массу желтого цвета в интерстициях между зернами арфведсонита I и лампрофиллита. По оптическим свойствам лампрофиллит II не отличается от раннего лампрофиллита.

Астрофиллит образует желто-оранжевую мелко-чешуйчатую, слюдоподобную массу, реже агрегаты игольчатых кристаллов в интерстициях между зернами амфиболов и лампрофиллита. Минерал обладает высоким положительным рельефом, высоким двупреломлением, интерференционные окраски достигают четвертого порядка. Каемки желто-оранжевого астрофиллита развиваются вокруг энигматита (рис. 4).

Энигматит образует крупные пластинчатые кристаллы с совершенной спайностью и очень высоким положительным рельефом (рис. 1, 3, 4). Размер их колеблется от 0.3 до 0.8 мм. Двупреломление у энигматита очень низкое, минерал отчетливо плеохроирует от красного и красно-оранжевого по Nr до черного по Ng, формула абсорбции прямая. Энигматит часто окружен каемкой более светлого, желто-оранжевого астрофиллита и нередко замещается лампрофиллитом (рис. 3, 4).

Содалит образует изотропные мелкие бесцветные зерна со средним отрицательным рельефом. Агрегаты содалита формируют четко очерченные участки, по-видимому, соответствующие границам бывших

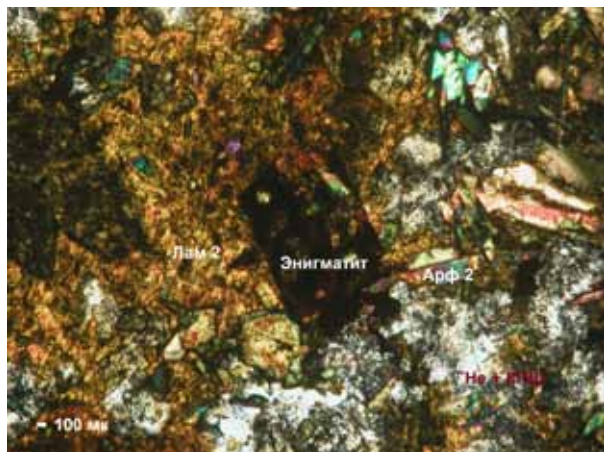


Рис. 1. Мелкозернистая масса нефелина и калишпата и темноцветные минералы (николи +).

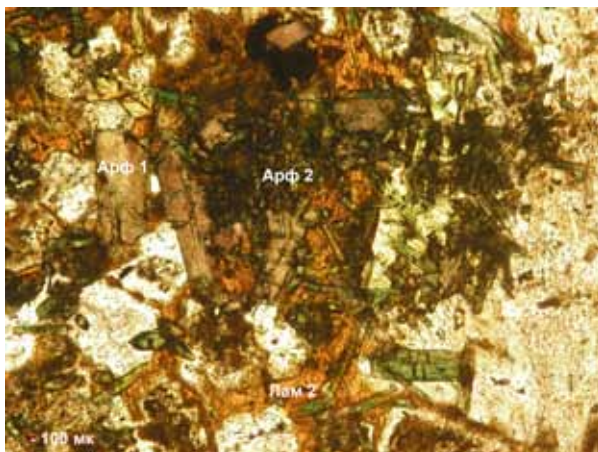


Рис. 2. Развитие арфведсонита второй генерации по арфведсониту первой генерации (при одном никеле).

зерен и кристаллов калиевого полевого шпата и/или нефелина. Промежутки между этими агрегатами заполнены удлиненными мелкими кристаллами арфведсонита II.

Щербаковит образует удлиненные кристаллы зеленого цвета, похож на арфведсонит второй генерации. Минерал обладает высоким положительным рельефом, совершенной спайностью и высоким двупреломлением (до 0.066), прямым угасанием и заметным плеохроизмом.

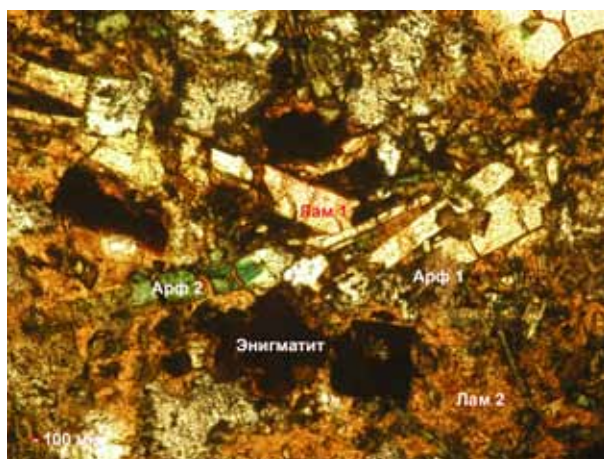


Рис. 3. Развитие арфведсонита первой и второй генерации по лампрофиллиту (при одном никеле).

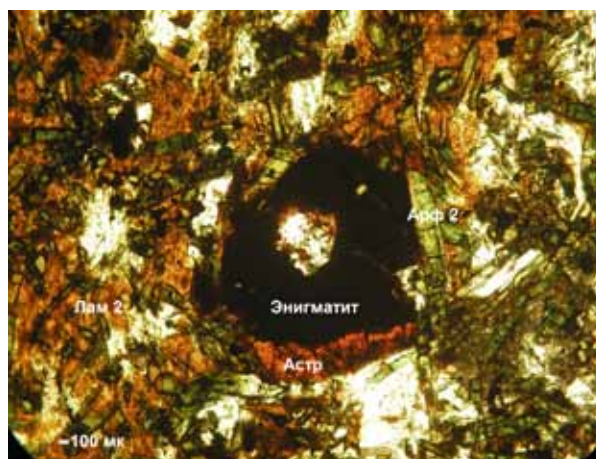


Рис. 4. Развитие астрофиллита по энигматиту (при одном никеле).

Эгирин-авгит находится в тесных сростаниях с арфведсонитом. Он отличается по характерным разрезам с пересекающейся под 90° спайностью. Эгирин-авгит в основном встречается в виде мелких кристаллов или ядер внутри зональных кристаллов с оболочкой из амфибола. Ильменит образует единичные резорбированные мелкие зерна.

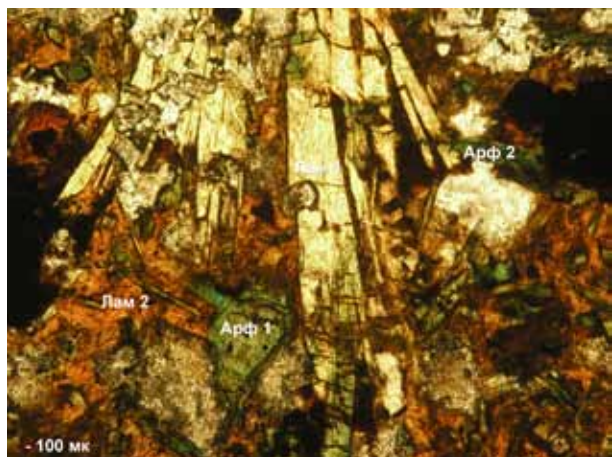


Рис. 5. Арфведсонит II развивается п лампрофиллиту I, в интерстициях – желтые ксеноморфные выделения лампрофиллита II (при одном николе).

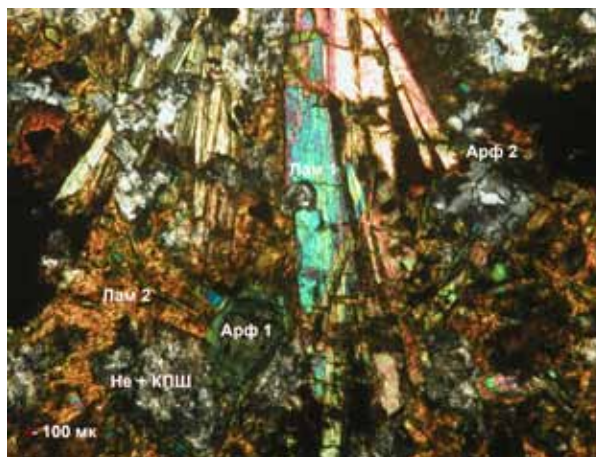


Рис. 6. Арфведсонит II развивается по лампрофиллиту I, в интерстициях – желтые ксеноморфные выделения лампрофиллита II (никולי +).

Микроструктура малиньитов лампрофировая, т.е. полнокристаллически-порфировая, характеризующаяся панидиоморфной основной массой, содержащей включения крупных идиоморфных кристаллов цветных минералов. В изученной породе цветные минералы отличаются относительным идиоморфизмом по сравнению с нефелином и калинатриевым полевым шпатом.

Геохимия. Значения коэффициента агапитности (по данным табл. 1) в исследуемых малиньитах больше единицы (среднее 1.2).

Таблица 1. Химический состав малиньитов (масс. %).

№ образца	SiO ₂	Al ₂ O ₃	TiO ₂	Fe ₂ O ₃	MnO	K ₂ O	CaO	MgO	Na ₂ O	P ₂ O ₅	К агп
UK-19	44.98	11.07	3.49	18.12	0.611	3.97	3.54	0.79	6.12	0.04	1.30
UK-24	44.78	13.57	3.00	16.93	0.548	2.94	2.21	1.65	6.51	0.07	1.02
UK-25	42.29	13.58	3.84	17.47	0.755	2.67	2.3	1.44	4.79	0.14	0.79
UK-26	44.25	10.64	3.78	19.24	0.563	3.23	2.4	1.58	5.7	0.05	1.21
UK-30	45.48	11.09	3.59	17.98	0.602	3.96	3.58	0.83	5.92	0.04	1.26
UK-33	48.16	11.54	3.49	16.75	0.543	5.1	2.46	1.06	6.13	0.17	1.35
UK-34	45.84	12.27	3.18	17.05	0.507	3.69	3.54	0.95	6.8	0.11	1.24
UK-35	47.59	11.56	3.12	17.59	0.554	4.15	2.93	1.11	7.25	0.08	1.42

Выводы. Изучаемые породы представлены редкой разновидностью нефелиновых сиенитов – малиньитами. Можно предположить, что они являются аналогами нефелиновых сиенитов, описанных ранее в крупнейших щелочных массивах Кольской щелочной провинции: Хибинского и Ловозерского [1] и являются производными (продуктами) той же тектоно-магматической активизации палеозойского возраста.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Герасимовский В.И., Волков В.П., Когарко Л.Н. и др. Геохимия Ловозерского щелочного массива. М.: Наука, 1966.

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ И ИЗОТОПНО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ КРИТЕРИИ КОРРЕЛЯЦИИ АРХЕЙСКОГО КОМПЛЕКСА КОЛЬСКОЙ СВЕРХГЛУБОКОЙ СКВАЖИНЫ СГ-3 С ПОРОДАМИ ОКРУЖЕНИЯ

Ветрин В.Р., Ковалевский М.В., Серов П.А.

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

Наиболее представительный разрез докембрийской коры региона вскрыт Кольской сверхглубокой скважиной (СГ-3), до глубины 6842 м пересекающей палеопротерозойский осадочно-вулканогенный комплекс, и далее до забоя на глубине 12262 м – неоархейские породы фундамента Печенгской рифтогенной структуры. При сравнении однотипных палеопротерозойских пород, вскрытых на уровне современного эрозионного среза и в разрезе Кольской сверхглубокой скважины установлено их значительное сходство, что с учетом изменений состава пород по латерали и условий метаморфизма на глубине позволяет рассматривать эти разноглубинные образования в качестве пород-гомологов [10]. В отличие от палеопротерозойских пород разреза, выделение аналогов (гомологов) архейских пород СГ-3 сталкивается со значительными трудностями, обусловленными их неоднократным метаморфизмом, гранитизацией и воздействием более поздних пород основного состава. Эта проблема решалась при проведении работ по проекту МПГК 408 «Сравнение состава, структуры и физических свойств пород и минералов в Кольской сверхглубокой скважине и их гомологов на поверхности» (1998-2002 г.г., руководители проекта Ф.П. Митрофанов,

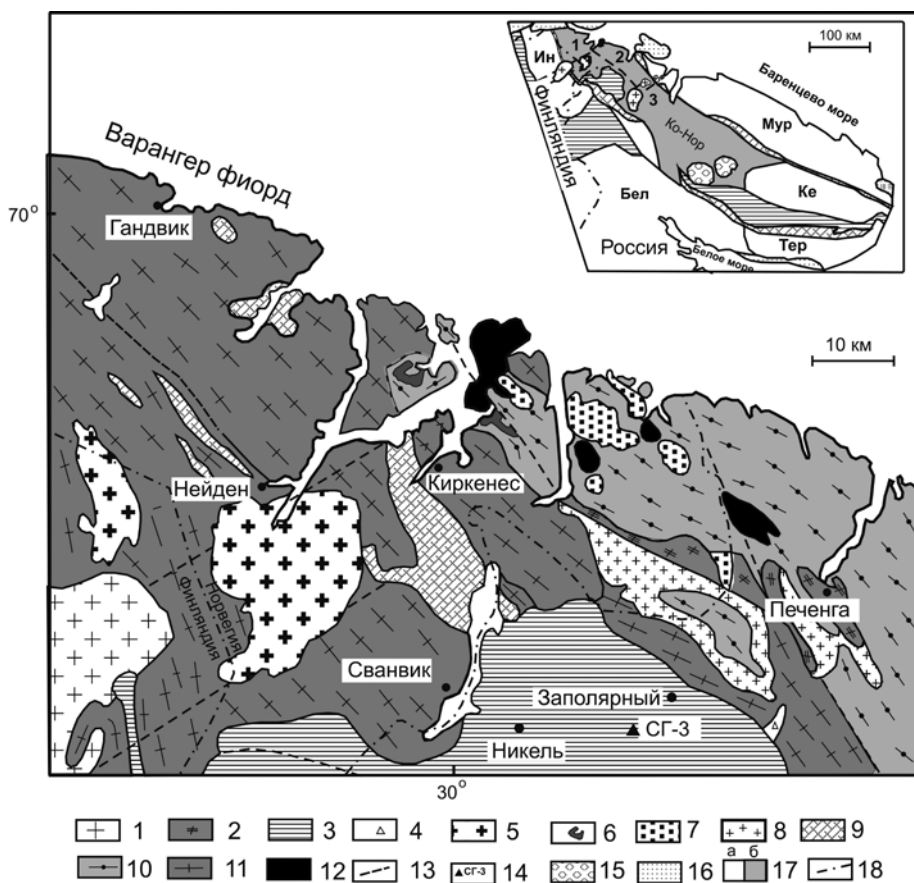


Рис. 1. Схема геологического строения северо-западной части Кольско-Норвежского блока.

1-4 – породы палеопротерозойского возраста: 1 – постскладчатые граниты, 2 – мусковит-микроклиновые граниты, 3 – вулканогенно-осадочные породы Печенгско-Имандра- Варзугского пояса, 4 – интрузивные породы основного состава, 5-12 – породы архейского возраста: 5 – порфирировидные граниты, 6 – кварцевые сиениты, сиениты, 7 – монцититы, гранодиориты, 8 – плагиомикроклиновые граниты, 9 – вулканогенно-осадочные породы зеленокаменных поясов, 10 – глиноземистые гнейсы, 11 – гранитоиды ТТГ-серии, 12 – пироксенсодержащие ортогнейсы, 13 – проекции разломов, 14 – Кольская сверхглубокая скважина (СГ-3). Вверху во врезке – схема тектонического районирования Кольской субпровинции Балтийского щита. 15 – палеозойские интрузии нефелиновых сиенитов, 16 – неопротерозойские осадочные породы, 17 – архейские породы: а – Мурманского (Мур), Беломорского (Бел), Кейвского (Ке), Терского (Тер), Инари (Ин) блоков, б – Кольско-Норвежского (Ко-Нор) блока (1 – Сванвик-Нейденский сегмент, 2 – Титовский сегмент, 3 – Центральнo-Кольский сегмент), 18 – государственные границы.

Д.М. Губерман, Х.-Й. Кюмпель), но не получила однозначного решения. Рядом исследователей сопоставление архейского комплекса СГ-3 проводится с высокометаморфизованными гнейсами кольско-беломорского комплекса, приуроченными главным образом к Титовскому и Центрально-Кольскому сегментам Кольско-Норвежского блока [6, 7 и др.]. Другая точка зрения развивается В.Р. Ветриным и его коллегами [2, 3], считающими, что по совокупности геолого-геофизических данных наибольшее сходство с породами архейского комплекса СГ-3 имеют гнейсы тоналит-трондьемитового состава с прослоями глиноземистых гнейсов, амфиболитов и железистых кварцитов, которыми образована западная часть Кольско-Норвежского блока (Сванвик-Нейденский сегмент, рис. 1).

Детально эти породы изучены в СЗ обрамлении Печенгской структуры, главным образом на территории Сев. Норвегии. Выполненное изучение и датирование этапов архейского магматизма и метаморфизма различных частей Кольско-Норвежского блока и основания разреза СГ-3 (табл. 1) свидетельствуют о идентичности их проявления для Сванвик-Нейденского сегмента и фундамента Печенгской структуры, вскрытого Кольской сверхглубокой скважиной, и об их существенном отличии от этапов эндогенной активности в пределах Титовского и Центрально-Кольского блоков. Как следует из этой таблицы, в Сванвик-Нейденском сегменте и архейском комплексе СГ-3 проявлен лишь один этап архейского метаморфизма амфиболитовой фации с возрастом 2.67-2.77 млрд. лет. Магматические производные представлены породами тоналит-трондьемитового и дацит-плагиориодацитового составов (2.83- 2.8 млрд. лет), а также пегматитами (2.54 млрд. лет) и порфиридовидными гранитами (2.48 млрд. лет). В Титовском и Центрально-Кольском сегментах образование протолитов наиболее ранних магматических пород происходило 2.99-2.91 млрд. лет назад, метаморфизм гранулитовой и амфиболитовой фаций был проявлен в 3 этапа с возрастами 2.86-2.83; 2.79-2.71 и 2.65-2.56 млрд. лет. Магматические производные помимо разновозрастных пород ТТГ-состава с возрастами от 2.99-2.92 до 2.66 млрд. лет представлены интрузиями и дайковыми телами пород повышенной щелочности – кварцевых монцонитов и сиенитов (2.73 млрд. лет). Выполненное ранее сравнение по составу как петрогенных, так и редких, в том числе редкоземельных элементов тоналитовых гнейсов возрастного интервала 2.8-2.83 млн. лет, которые являются составной частью фундамента Печенгской структуры и Сванвик-Нейденского сегмента, показало их полную идентичность [3].

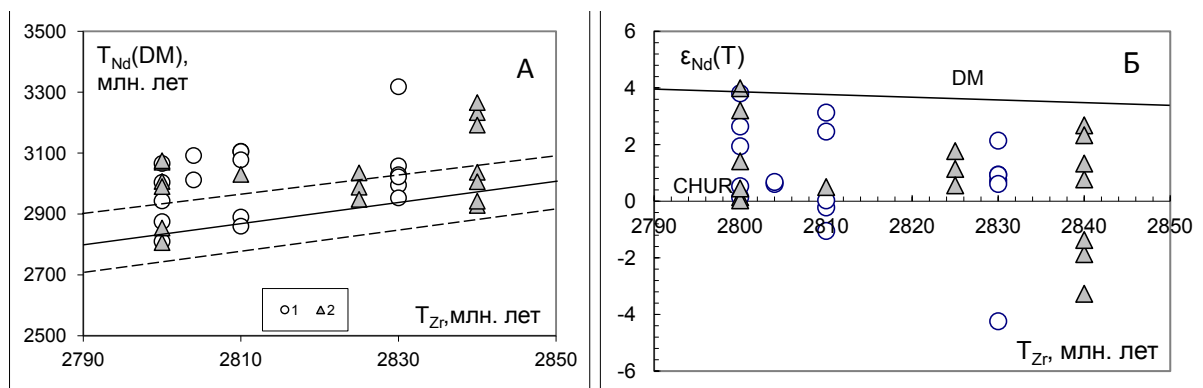


Рис. 2. Диаграммы в координатах T_{Zr} , млн. лет – $T_{Nd(DM)}$, млн. лет (А) и T_{Zr} , млн. лет – $\epsilon_{Nd}(T)$ (Б).

1, 2 – тоналитовые гнейсы, соответственно, из разреза СГ-3 и Сванвик-Нейденского сегмента. Сплошная линия на графике – линия равных значений возраста T_{Zr} и $T_{Nd(DM)}$. Пунктирными линиями показаны области погрешностей определения $T_{Nd(DM)}$ – ± 100 млн. лет.

Как следует из рис. 2, наблюдается существенное сходство и изотопных характеристик тоналитовых гнейсов разреза СГ-3 и Сванвик-Нейденского сегмента, выраженное в близких значениях $T_{Nd(DM)}$ и $\epsilon_{Nd}(T)$ в породах рассматриваемых выборок.

В пределах Титовского сегмента, примыкающего с севера к Печенгской структуре, тоналитовые гнейсы такого возраста в настоящее время не известны и в Центрально-Кольском сегменте имеют ограниченное распространение. Вследствие этого наиболее подходящими породами для сравнения по химическому и изотопному составу являются гнейсы с высокоглиноземистыми минералами (ВГМ) гранат-биотитового и силлиманит-гранат-биотитового состава, составляющие около 20% разреза архейского комплекса СГ-3, и занимающие не менее 50% площади Кольско-Норвежского блока. Проанализированные гнейсы с ВГМ Титовского и Центрально-Кольского сегментов принадлежат к породам среднего и кремнекислого составов нормальной щелочности, натриево-калиевой и калиевой специализации. Для

Таблица 1. Корреляция этапов архейского магматизма и метаморфизма различных частей Кольско-Норвежского блока и фундамента Печенгской структуры.

Титовский			Центрально-сегменты		Кольский	Сванвик - архейский	Нейденский комплекс	сегмент, СГ-3
Породы	Массив, комплекс, возраст (млрд. лет)	Метаморфизм, возраст (млрд. лет)	Источник	Массив, комплекс, возраст (млн. лет)	Метаморфизм, возраст (млрд. лет)	Источник	Источник	
Эндербиты, Гр-Би гнейсы (метатуфы)	Хомпен гнейсы (2.99- 2.92); 2.91		{4, 8]					
		Гранулитовая фация (2.86-2.83)	[4, 12]					
Эндербиты, ТТГ-комплексы	Вежа-тундра (2.83), р. Тулома (2.84)		[1, 14], данные авторов	СГ-3 (2.8-2.83), Варангер (2.81), Сванвик (2.83), Киркенес (2.8)			[11, 14]	
Тоналиты, гранодиориты, монцодиориты	Холмватн, Тулома, (2.76-2.73), оз. Чудзъявр (2.72-2.68), юго-восточная часть Центрально-Кольского сегмента (2.76-2.75)		[12, 14], данные авторов					
		Зональный метаморфизм гранулит., амфиболит. фаций (2.79-2.71)	[1, 8], данные авторов	Амфиболитовая фация (2.77-2.67)			[11, 14]	
Эндербиты	Пулозеро (2.66)		[9]					
		Гранулит., амфиболитовая фации (2.65-2.56)	[9, 12], данные авторов					
Кв. монциты, сиениты	Ропелв (2.73)		[14]					
Пегматиты, граниты, сиениты	Пулозеро (2.50-2.57), оз. Чудзъявр (2.56)		[9, 12]	Киркенес (2.54)			[14]	
Порфировидные граниты				Нейден (2.48)			[14]	

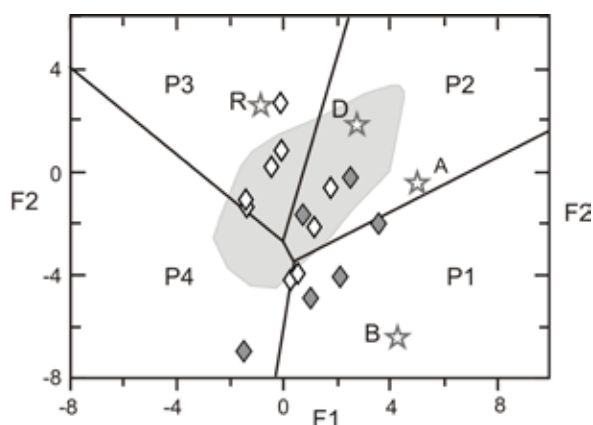


Рис. 3. Диаграмма в координатах F_1 - F_2 [15].

ется их соответствие составу детритуса пород основного состава (поле P_1 , рис. 3).

Поля P_1 , P_2 и P_3 отвечают составу детритуса, близкого исходным породам, соответственно, основного, среднего и кислого составов. Поле P_4 характеризует состав зрелого рециклированного осадочного материала. Звездочками обозначены составы базальта (B), андезита (A), дацита (D), риолита (R). Поле серого цвета – область составов гнейсов с ВГМ СГ-3. Ромбы серого и белого цвета отвечают, соответственно, составу гнейсов с ВГМ Центрально-Кольского и Титовского сегментов.

Результаты изучения Sm-Nd изотопной системы в гнейсах с ВГМ архейского комплекса СГ-3 и глиноземистых гнейсах кольско-беломорского комплекса Титовского и Центрально-Кольского сегментов приведены на рис. 4.

Для гнейсов с ВГМ из разреза СГ-3 характерно превышение или существенное превышение модельных значений $T_{Nd}(DM)$ относительно времени образования пород и значительно более низкие значения $\epsilon_{Nd}(T)$ – от 2.3 до 0.4 – по отношению к деплетированной мантии с возрастом 2.8-2.84 млрд. лет ($\epsilon_{Nd}(T) \sim 4$). По этим изотопным характеристикам рассматриваемые гнейсы СГ-3 резко отличаются от гнейсов кольско-беломорского комплекса, для значительной части которых установлено равенство значений $T_{Nd}(DM)$ и T_{Zr} и соответствие $\epsilon_{Nd}(T)$ гнейсов величине этого отношения в DM. Приведенные данные позволяют интерпретировать образование гнейсов СГ-3 за счет протолитов, часть которых имела длительную коровую предисторию и древний – мезо- и палеоархейский возраст. В отличие от этого образование гнейсов кольско-беломорского комплекса можно предполагать за счет ювенильных магматических пород с коротким временем нахождения протолитов в коре.

Особенности состава магматических и метаосадочных образований позволяют рассматривать неоархейские породы фундамента Печенгской палеопротерозойской структуры, вскрытого СГ-3, образованными на активной континентальной окраине террейна, представленного в настоящее время породами Титовского и Центрально-Кольского сегментов Кольско-Норвежского блока [5]. Их формирование было составной частью процесса возникновения суперконтинента Кенорленд, происшедшего в период 2.95-2.5 млрд. лет назад.

Выводы. Проведенное сравнение архейского комплекса СГ-3 с породами окружения скважины по геологии, геодинамике, петрохимии, геохимии редких, в том числе редкоземельных элементов, возрасту и система-

них характерна существенная неоднородность и вариации составов протолитов от гидрослюдистых и вермикулитовых глин до субграувакк, туффилов и аркозов. Лишь часть протолитов гнейсов кольско-беломорского комплекса отвечает составу граувакк и располагается в поле гнейсов с ВГМ из разреза СГ-3, тогда как преобладающее количество образцов имеет повышенные концентрации кремнезема или глинозема, располагаясь, соответственно, в областях составов аркозов и глин. На диаграмме в координатах F_1 - F_2 [15] точки составов гнейсов кольско-беломорского комплекса локализованы в полях изверженных пород, но в отличие от гнейсов СГ-3, для части рассматриваемых гнейсов отмечается их соответствие составу детритуса пород основного состава (поле P_1 , рис. 3).

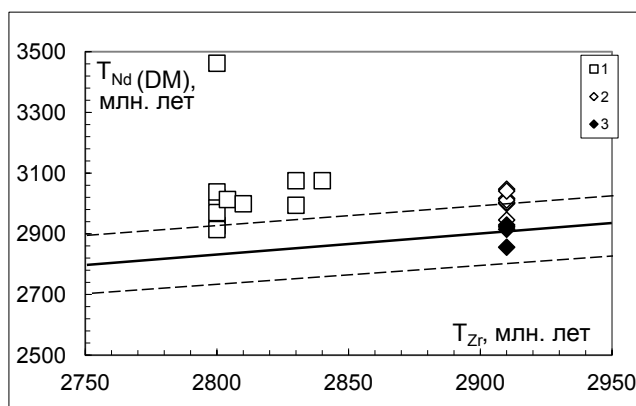


Рис. 4. Диаграмма в координатах T_{Zr} , млн. лет – $T_{Nd}(DM)$, млн. лет.

1 – гнейсы СГ-3; 2, 3 – гнейсы кольско-беломорского комплекса. Залитые значки – породы с «мантийными» значениями $\epsilon_{Nd}(T)$, равными или выше этих величин для деплетированной мантии (DM) по модели [13], не залитые значки – породы с $\epsilon_{Nd}(T)$ меньше указанных выше значений.

тике Sm-Nd изотопной системы выявило значительное сходство архейских пород разреза СГ-3 с изверженными и метаморфическими комплексами Сванвик-Нейденского сегмента Кольско-Норвежского блока, которые являются гомологами пород архейского комплекса скважины.

Гнейсы с ВГМ кольско-беломорского комплекса, широко развитые в пределах Титовского и Центрально-Кольского сегментов, имеют более раннее время образования, формировались в условиях пассивной континентальной окраины, характеризуются неоднократным проявлением процессов метаморфизма гранулитовой и высокотемпературной амфиболитовой фаций, и существенно отличаются по составу главных, второстепенных элементов и изотопным характеристикам от аналогичных пород в разрезе СГ-3.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Бибикова Е.В. Уран-свинцовая геохронология ранних этапов развития древних щитов. М.: Наука, 1989. 179 с.
2. Ветрин В.Р., Туркина О.М., Ладден Д. и др. Корреляция и петрология. пород фундамента Печенгского палеорифта. Геология и полезные ископаемые Кольского п-ова. Т. 2. Апатиты: КНЦ РАН, 2002. С. 208-230.
3. Ветрин В.Р., Туркина О.М., Ладден Дж. и др. Геохимия и реконструкция состава протолитов фундамента Печенгского палеорифта // Петрология. 2003. Т. 11. № 2. С. 196-224.
4. Ветрин В.Р., Родионов Н.В., Серов П.А. Возраст, Sm-Nd систематика и геохимия тоналит-трондьемит-гранодиоритовых гнейсов северной части Балтийского щита // Докл. РАН. 2013 (в печати).
5. Ветрин В.Р., Чупин В.П., Яковлев Ю.Н. Метаосадочные породы фундамента палеопротерозойской Печенгской структуры: источники терригенного материала, палеогеодинамические условия формирования // Литосфера. 2013 (в печати).
6. Кольская сверхглубокая. Исследование глубинного строения континентальной коры с помощью бурения Кольской сверхглубокой скважины / Ред. Козловский Е.А. / М.: Недра, 1984. 490 с.
7. Магматические и метаморфические комплексы пород Кольской сверхглубокой скважины. Л: Недра, 1986. 228 с.
8. 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) // Докл. АН. 2005. Т. 402. № 1. С. 82-86.
9. Петровская Л.С., Митрофанов Ф.П., Баянова Т.Б. и др. Этапы и условия формирования архейского энтербит-гранулитового комплекса района Пулозеро-Полнек-тундра Центрально-Кольского блока (Кольский п-ов) // Докл. АН. 2007. Т. 416. № 3. С. 370-373.
10. Скуфьин П.К., Яковлев Ю.Н. Геологическое положение и петрохимические особенности вулканитов маярвинской, пиритиярвинской и оршоайвинской свит в разрезе Кольской сверхглубокой скважины и в приповерхностной зоне // Вестник МГТУ, 2007. Т. 10. № 2. С. 173-197.
11. Balashov Y.A., Mitrofanov F.P., Balagansky V.V. New geochronological data on Archaean rocks of the Peninsula. Correlation of Precambrian formations of the Kola Karelian region and Finland. Apatity. 1992. P. 13-34.
12. Goldstein S.J., Jacobsen S.B. Nd and Sm isotopic systematics of rivers water suspended material: implications for crustal evolution // Earth Planet. Sci. Lett. 1988. V. 87. P. 249-265.
13. Levchenkov O.A., Levsky L.K., Nordgulen Ø. et al. U-Pb zircon ages from Sörvaranger, Norway and the western part of the Kola Peninsula, Russia // Nor. Geol. Unders. Special. Publ. 1995. V. 7. P. 29-47.
14. Roser B.P., Korsch R.J. Provenance signatures of sandstone-mudstone suites determined using discriminant function analyses of major-element data // Chem. Geol. 1988. V. 67. P. 119-139.

НОВЫЕ ДАННЫЕ ПО $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ВОЗРАСТУ ЛАМПРОИТОВ ИНГАШИНСКОГО ПОЛЯ И ДОКЕМБРИЙСКОЙ РОССЫПНОЙ АЛМАЗОНОСНОСТИ ВОСТОЧНОГО ПРИСАЯНЬЯ

Егоров К.Н., Иванов А.В.

ИЗК СО РАН, egorov@crust.irk.ru, egorov.konstantin.n@list.ru

В настоящее время единственными проявлениями докембрийского алмазоносного магматизма на Сибирской платформе являются алмазоносные лампроиты Вост. Присяня, располагающиеся в бассейне р. Ингаши (правый приток р. Оки в ее среднем течении). Установлены они здесь в виде серии жильных тел и, в совокупности с локальными ореолами минералов-спутников алмазов, составляют Ингашинское лампроитовое поле протяженностью около 30 км, при ширине 5-8 км [5]. Изохронный Rb-Sr возраст лампроитов жилы «Правобережная» составляет 1268 ± 12 млн. лет [5]. Об этом свидетельствует также присутствие в ней ксенолитов диабазов ангаульского комплекса с возрастом 1.64 млрд. лет. Однако в последнее время появилось сообщение о более молодом возрасте (менее 300 млн. лет) лампроитов на примере пород жилы «Искра» Ингашинского поля, полученным по U-Pb датированию ксеногенных цирконов [3]. Не обсуждая сути полученных датировок (пробы взяты не из коренных пород, а с поверхности забоя шурфа и т.д.), можно заметить, что от правильного решения этого принципиального вопроса зависит эффективность стратегического прогноза коренной и россыпной алмазоносности на юге Сибирской платформы, а также результативность проведения алмазопоисковых работ в этом регионе.

В этой связи возникла необходимость корректного проведения геохронологического исследования лампроитов Ингашинского поля с использованием современных методов анализа. Для этого из керновой пробы плотных, массивных лампроитов (скв. №1) жилы «Правобережная» была отобрана мономинеральная фракция флогопита основной массы породы. Датирование $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ методом флогопита осуществлено в Институте земной коры СО РАН с использованием мультиколлекторного масс-спектрометра Argus VI с высоковакуумной печью двойного вакуума. Расчет возраста осуществлялся относительно стандарта BERN4M, возраст которого принимался равным 18.7 ± 0.096 млн. лет [11]. Использование такого возраста для стандарта BERN4M позволяет согласовать датировки с рассчитанными относительно широко используемого стандарта GA1550 с возрастом 98.79 млн. лет [12], что однако приводит к систематическому омоложению $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датировок на $\sim 0.9\%$ относительно U-Pb датировок [9]. Ампула с образцами облучалась в исследовательском ядерном реакторе ВВР-К (г. Томск). Параметры облучения такие же, как в работах [10]. Приводимые ошибки – на уровне 2σ .

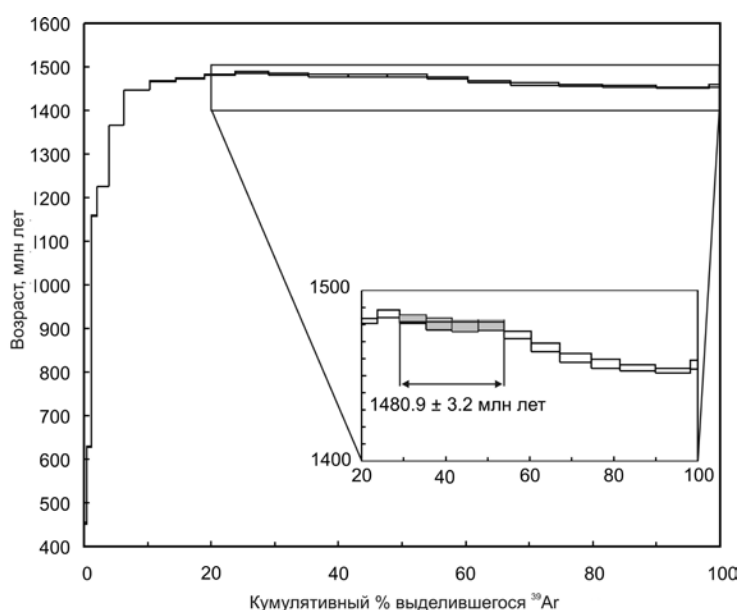


Рис. 1. Диаграмма ступенчатого нагрева мономинеральной фракции флогопита основной массы из лампроита жилы «Правобережная».

На рис. 1 показан возрастной спектр датированного флогопита из образца П-1 в диапазоне температур от 510°C до полного плавления при температуре 1185°C (21 температурная ступень). Из данного спектра видно, что флогопит претерпел существенные потери радиогенного аргона после кристаллизации. При высоких температурах спектр выполаживается и показывает значения возраста в диапазоне ~ 1450 - 1480 млн. лет. Четыре ступени в средней части спектра формируют платоподобный участок с рассчитанным возрастом 1480.9 ± 3.2 млн. лет (рис. 1).

Геодинамическое развитие юга Сибирской платформы в режиме стабильной внутриконтинентальной области началось с окончания постколлизийного гранитоидного магматизма в Вост. Присянье (1.85 млрд. лет),

что отвечает завершению становления палеопротерозойского суперконтинента Пангея-I, объединявшего Сибирь, Лаврентию, Гренландию. Возрастная отметка 1268-1480 млн. лет хорошо соотносится с возрастными гигантского дайкового роя базитовых пород Мак-Кензи на севере Канады, лампроитов Гренландии [13].

Лампроиты жилы «Правобережная» содержат ряд типоморфных минералов, характерных для ультраосновных лампроитов: тетраферрифлогопит (TiO_2 6-8 мас.%, Al_2O_3 5-7 мас.%), прайдерит, Nb-рутил (Nb_2O_5 до 1.61 мас.%), Mn-ильменит (MnO 2-3 мас.%, примесь Nb_2O_5 до 3.5 мас.%), F-Sr-апатит (SrO 1.5-12 мас.%, F 2-4 мас.%), La-Ce рабдофанит (La_2O_3 20-22 мас.%, Ce_2O_3 34-36 мас.%), армолколлит (Cr_2O_3 до 0.5 мас.%). Среди барофильных аксессуарных минералов установлены алмазы, пиропы ультраосновного и экологитового (в т.ч. алмазоносных) парагенезисов [4]. Кроме того, в лампроитах присутствуют хромшпинелиды (Cr_2O_3 до 65.2 мас.%) и хромдиопсиды (Cr_2O_3 до 3.6 мас.%); пикроильменит в породах не обнаружен.

Лампроиты характеризуются повышенными концентрациями LILE и отрицательными аномалиями Nb, Ta в спектрах редких элементов [6]. Изотопный состав лампроитов ($\epsilon_{\text{Nd}} = -9.9 \div -3.8$; $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}(t) = 0.7044 \div 0.7061$) указывает на формирование мантийного источника этих пород в обогащенной мантии первого типа (EM-1) [8]. Модельный возраст $T_{\text{Nd}}(\text{DM})$ обогащения мантийного источника лампроитов равен 2.1-2.0 млрд. лет. По изотопно-геохимическим данным лампроиты Вост. Присаянья идентичны алмазоносным оливин-флогопитовым лампроитам Костомукшского поля Карело-Кольской алмазоносной провинции (возраст 1230 ± 5 млн. лет, Ti-Nb-Ta аномалии, $\epsilon_{\text{Nd}} = -9.5 \div -7.9$; $\epsilon_{\text{Sr}} = 6 \div 35$, модельный возраст $T_{\text{Nd}}(\text{DM})$ 2.1 млрд. лет) [2].

Следует отметить, что существование докембрийской алмазоносности в пределах Вост. Присаянья подтвердилось находками нескольких десятков алмазов в классе -2+1 в вендских отложениях мотской свиты Урикско-Ийского грабена. Описание одного из них приведено ниже. Алмаз представлен поврежденным кристаллом (отсутствует более 40-45 % первоначальной формы) весом 14.25 мг, весьма прозрачный («чистой воды»), бесцветный, незональный. По кристаллографической форме алмаз является скрытослоистым додекаэдром с сильно искривленными ребрами и притупленными вершинами. По классификации Ю.Л. Орлова кристалл относится к первой разновидности алмазов – к скрытоламинарному додекаэдриду. Алмаз характеризуется комбинационным сочетанием различных типов скульптур поверхности кристалла. Одной из наиболее примечательных скульптур алмаза является наличие типичного волнистого, линзовидного, вальцеобразного рельефа поверхности кристалла, который обуславливает очень сильный блеск граней алмаза.

Распространенными скульптурами травления на гранях алмаза являются треугольные по морфологии ступенчатые углубления без плоского дна. Стенки углублений гладкие, с четким ступенчатым рельефом. Некоторые устья отрицательных впадин имеют характерные признаки механического износа в виде зазубренных неровных краев, осложненные мелкими выбоинами. Отрицательные треугольные скульптуры травления на данном кристалле являются своеобразными местами последующего развития на них относительно неглубоких узких четырех каверн травления причудливой формы, а также редких фрагментарных канальцев травления – «просечек». Характерной чертой каналов травления для алмаза являются следы их механического износа в виде выщербленных краев и стенок впадин.

При больших увеличениях поверхность алмаза фрагментарно покрыта типичными фигурами травления в виде отрицательных микроморфологических форм: от треугольных до сложных (многогранных) по морфологии устьев углублений. Скульптура поверхности основного скола алмаза характеризуется раковистым изломом, по которому дополнительно проявлены различного размера выщербины с неровной поверхностью. Края скола отбиты, зазубрены. На поверхности алмаза наблюдаются типичные трещины ударного механического воздействия в виде ромбической сетки трещинок, а также кольцевых, серповидных трещинок.

По совокупности типоморфных особенностей данный алмаз проявляет абсолютное сходство с определенной группой алмазов Шелеховской россыпи южной части Сибирской платформы [7], то есть кристалл претерпел интенсивный механический износ, характерный для алмазов из древних прибрежно-морских коллекторов докембрийской алмазоносности [1].

Таким образом, после рубежа 1.8 млрд. лет, когда завершились процессы становления палеопротерозойского суперконтинента Пангея-I, а Урикско-Ийский грабен превратился во внутрикратонную область стабильного развития (~1.5 млрд. лет назад) произошло внедрение лампроитов, как типичных представителей внутриплитных образований. Впоследствии суперконтинент Пангея-I, распавшийся в позднем неопротерозое, трансформировался в Родинию.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Афанасьев В.П., Зинчук Н.Н., Логвинова А.М. Особенности распределения россыпных алмазов, связанных с докембрийскими источниками // Зап. РМО. 2009. № 2. С. 1-13.
2. Богатилов О.А., Кононова В.А., Носова А.А. и др. Кимберлиты и лампроиты Вост.-Европейской платформы: петрология и геохимия // Петрология. 2007. Т. 15. № 4. С. 339-360.
3. Гладкочуб Д.П., Костровицкий С.И., Донская Т.В. и др. Возраст цирконов из алмазоносных лампроитов Восточного Саяна как индикатор известных и ранее не установленных эндогенных событий на юге Сибирского кратона // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту): Матер. сов. Вып. 9. Иркутск: ИЗК СО РАН, 2011. С. 59-61.
4. Егоров К.Н., Соловьева Л.В., Ковач В.П. и др. Минералогические и изотопно-геохимические характеристики алмазоносных лампроитов Присяня // Докл. АН, 2005. Т. 403. № 3. С. 373-377.
5. Егоров К.Н., Зинчук Н.Н., Кошкарёв Д.А. и др. Среднерифейский алмазоносный магматизм Сибирской платформы // Геология алмаза – настоящее и будущее. Воронеж: ВГУ, 2005. С. 457-467.
6. Егоров К.Н., Соловьева Л.В., Ковач В.П. и др. Петрологические особенности оливин-флогопитовых лампроитов Присяня по данным Sr-Nd изотопии и ICP-MS геохимии // Геохимия. 2006. № 6. С. 538-544.
7. Егоров К.Н., Галенко В.П., Складов В.Е. Типоморфные особенности алмазов бассейна р. Бирюсы (Вост. Присяня) в связи с поисками коренных источников // Матер. конф. «Онтогенез минералов и ее значение для решения геологических прикладных и научных задач. С-Петербург: СПГТИ, 2009. С. 45-47.
8. Егоров К.Н., Киселев А.И., Меньшагин Ю.В. и др. Лампроиты и кимберлиты Присяня: состав, источники, алмазоносность // Докл. АН, 2010. Т. 435. № 6. С. 779-783.
9. Иванов А.В. Систематическое различие между U-Pb и $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датировками: причина и способ учета // Геохимия. 2006. № 10. С. 1125-1131.
10. Травин А.В., Юдин Д.С., Владимиров А.Г. и др. Термохронология чернорудской гранулитовой зоны (Ольхонский регион, Зап. Прибайкалье) // Геохимия. 2009. № 11. С. 1181-1199.
11. Ivanov A.V., He H., Yang L., Nikolaeva I.V. *et al.* $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating of intrusive magmatism in the Angara-Taseevskaya syncline and its implication for duration of magmatism of the Siberian Traps // J. of Asian Earth Sciences, 2009. V. 35. P. 1-12.
12. Renne P.R., Swisher C.C., Deino A.L. *et al.* Intercalibration of standards, absolute ages and uncertainties in $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating // Chem. Geol. 1998. V. 145. P. 117-152.
13. Thy P., Stecher O., Korstgard J.A. Mineral chemistry and crystallization sequences in kimberlitic and lamproite dikes from the Sisimut area, central west Greenland // Lithos. N. 20. P. 391-417.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ, СТРУКТУРА ОКОЛОТРУБЧНОГО ПРОСТРАНСТВА И ПОСЛЕДОВАТЕЛЬНОСТЬ ФОРМИРОВАНИЯ СИСТЕМЫ КИМБЕРЛИТОВЫХ ТЕЛ ТРУБКИ «УДАЧНАЯ» (ЯКУТИЯ)

Егоров К.Н., Мельников А.И.

Институт земной коры СО РАН, egorov@crust.irk.ru, egorov.konstantin.n@list.ru

В рудной структуре одного из крупнейших в мире по запасам и размеру коренного месторождения алмазов Якутии – трубки «Удачная» расположены две сдвоенные многофазные трубки «Удачная-Восточная», «Удачная-Западная», четыре структурно сопряженных сателлитных «слепых» кимберлитовых тела и шесть кимберлитовых жил. Погоризонтное изучение структурно-тектонического плана карьерного поля с параллельным картированием геологического строения кимберлитового комплекса месторождения алмазов трубки «Удачная», начиная с 1976 по 2008 гг., позволило выделить три основных этапа формирования разрывных нарушений и всего рудного узла в целом.

Первый этап кимберлитового магматизма в районе трубки «Удачная» связан с формированием мощной СВ системы разрывных нарушений, пространственно контролирующей большинство до-трубчатых кимберлитовых жил и сталлитные «слепые» кимберлитовые тела (рис. 1а, б). Система про-

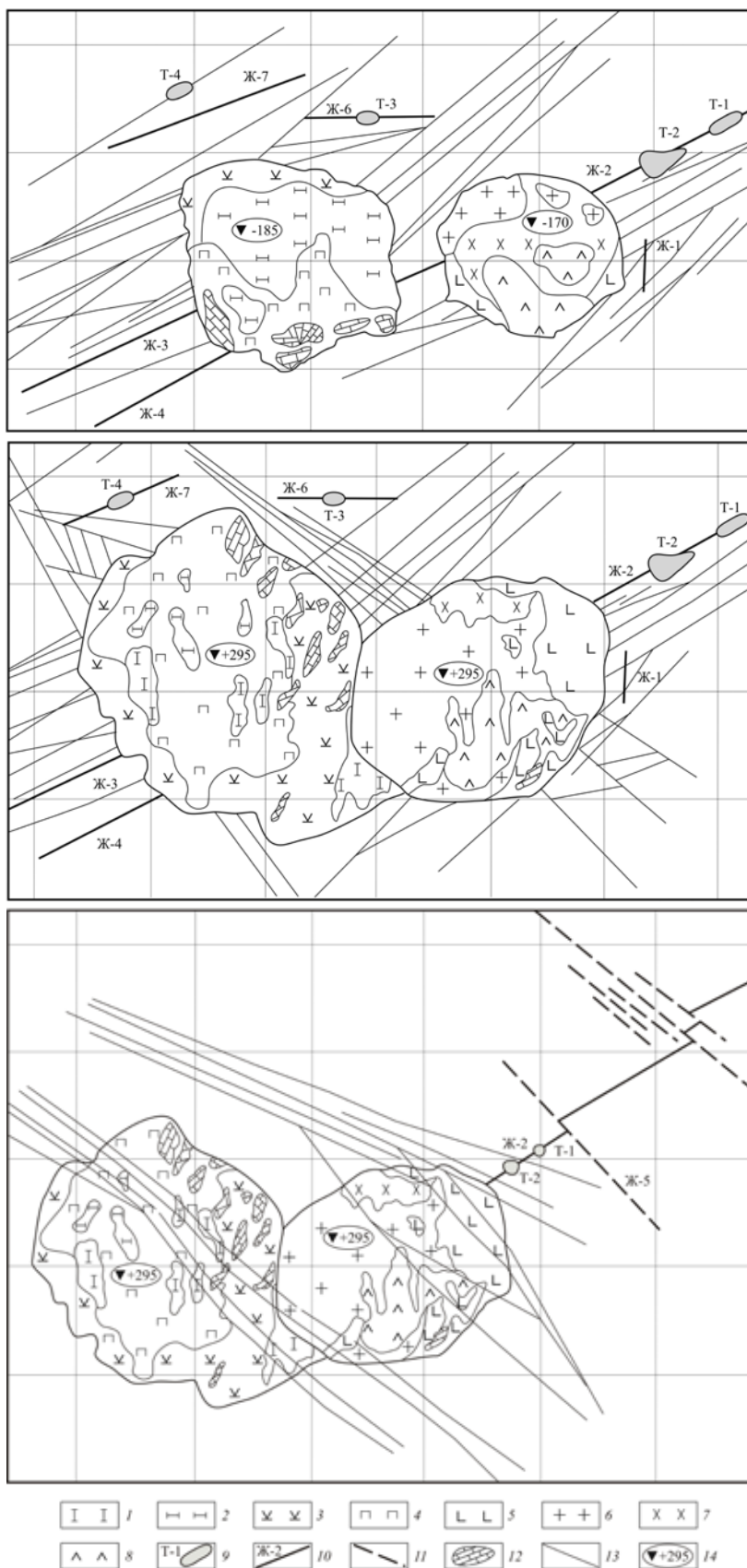


Рис. 1 а, б, в. Этапность формирования разрывных нарушений и кимберлитового комплекса месторождения алмазов трубки «Удачная».

1-4 – типы кимберлитов трубки «Удачная-Западная»; 5-8 – типы кимберлитов трубки «Удачная-Восточная»; 9 – «слепые» спутниковые кимберлитовые тела; 10 – кимберлитовые жилы; 11 – дайки долеритов и трахитов; 12 – рифы осадочных пород; 13 – разрывные нарушения; 14 – абс. отметки эксплуатационных горизонтов.

слеживается в бортах карьера на всех горизонтах и выражена зонами дробления, сетью мелких параллельных разрывов или крупных трещин, на плоскостях которых наблюдается развитие глинки трения с крутыми, достаточно протяженными зеркалами скольжения. В осевых частях крупных разломов СВ направления часто наблюдаются зоны сплошного дробления и катаклаза пород. Основные плоскости трещин и зон повышенной трещиноватости практически всегда крутые (угол падения 70-85°). Судя по ориентировке штрихов скольжения на плоскостях разрывных нарушений и по скульптурам роста самих трещин, СВ зону разломов по кинематическому типу можно отнести к правому сдвигу с небольшой сбросовой компонентой смещения. Сдвиговые перемещения происходили импульсно, в несколько стадий, о чем свидетельствуют, в частности, структуры роста кристаллов гипса в гидротермальных жилах.

Кимберлитовые жилы, приуроченные к СВ зоне разломов, выполнены карбонатизированными крупнопорфировыми кимберлитами с переменным (5-7 %) количеством флогопита. Основная масса жильных кимберлитов характеризуется кальцитовыми псевдоморфозами по оливину, лейстами флогопита, микролитами кальцита, зернами перовскита и апатита. Маломощная и прерывистая по простиранию кимберлитовая жила Ж-1, сложенная интенсивно преобразованной гипергенными процессами серпентин-карбонатной породой, прослеживается только на верхних горизонтах трубки «Удачная» (рис. 1 а). Кимберлитовые жилы прорываются «слепыми» сателлитными кимберлитовыми телами, структурно связанных с СВ, реже субширотной системой разрывных нарушений. Они вскрыты на глубинах 5-20 м от современной поверхности. Тела сложены карбонатизированной кимберлитовой брекчией, содержащей автолитовые обособления, обломки жильного кимберлита и ксеногенного материала.

К наиболее ранним фазам внедрения первого этапа относятся штокообразные и жильные тела, сложенные слюдистыми и слюдяными кимберлитами [2, 6]. Слюдяные кимберлиты с пироксеновой основной массой (трубка «Удачная-Восточная») и с повышенным содержанием сфена (трубка «Удачная-Западная») отмечаются в виде обломков в кимберлитовых брекчиях расщепления. На этом же этапе сформировались массивные порфировые кимберлиты, слагающие преимущественно периферийные зоны трубки «Удачная-Восточная» и крупные блоки в центральной части трубки «Удачная-Западная» [7, 8].

На глубоких горизонтах трубки «Удачная-Восточная» неизменные порфировые кимберлиты представлены монтichelлит-оливиновыми разновидностями с содержанием монтichelлита от 10 до 45-50 %.

Особенности механизма формирования интрузивных тел кимберлитов и внутреннее строение трубок «Удачная-Западная» и «Удачная-Восточная» свидетельствуют о том, что многие кимберлитовые жилы, штоки были «слепыми» и образовались на значительных глубинах от дневной поверхности [2, 4, 5]. Широкое проявление интрузивных тел кимберлитов на нижних горизонтах месторождения обусловлено пассивным заполнением кимберлитовым расплавом свободных полостей в дизъюнктивных зонах вмещающих пород. Так, например, вторая фаза внедрения в трубке «Удачная-Западная», представленная слюдистым мелкопорфировым кимберлитом с флогопит-карбонатной основной массой, на верхних горизонтах (+295 – +190 абс. м) встречается только в виде обломков и небольших блоков в кимберлитовой брекчии расщепления в северной и СЗ частях трубки (рис. 1 б). Начиная с горизонта +115 абс. м и глубже, слюдистый кимберлит уже образует коренные выходы с меняющейся мощностью (рис. 1 а).

На момент образования преимущественно интрузивных тел кимберлитов верхняя часть геологического разреза осадочных толщ в районе рудного узла трубки «Удачная» была сложена отложениями каларгонской свиты позднедевонского (фаменского) возраста [1]. После формирования комплекса ранних фаз кимберлитов верхние части трубок «Удачная-Западная» и «Удачная-Восточная» представляли собой одну околотрубочную мульду оседания, заполненную озерными осадочными отложениями с кимберлитовым материалом мощностью 150-300 м. Данное предположение основывается на обнаружении крупных (более 6-8 м³) блоков вулканогенно-осадочных пород в ЮЗ части трубки «Удачная-Западная» на глубине 165 м от современной поверхности [5]. Надтрубочный бассейн осадконакопления имел периодически изменяющуюся конфигурацию акватории водоема, о чем можно судить по сантиметровым прослоям плохо отсортированных гравийно-песчаных прослоев в ксеногенных блоках вулканогенно-осадочных пород.

На **втором этапе** происходило внедрение основного объема кимберлитовых фаз трубок «Удачная-Западная» и «Удачная-Восточная» в условиях растяжения на фоне пульсационного развития сдвиговых смещений по СВ системе разломов (рис. 1 б). Учитывая данные по ориентировке и взаимоотношению штрихов скольжения, можно предположить, что по СВ зоне смещения стали сбросовыми и сбросо-сдвиговыми. Смена полей напряжений, связанная с формированием дизъюнктивных нарушений СЗ направления, способствовала активизации СВ системы разрывных нарушений. Совместное развитие разломов СВ и СЗ систем привело к образованию глубоких трубочных пространств, в которые проваливались крупные блоки вулканогенно-осадочных пород и рифоподобные ксенолиты осадочных пород, насыщенных нижнесилу-

рийской фауной, с верхних горизонтов месторождения на глубину от 160 до 500 м [5]. Примечательно, что на горизонте -155 абс. м осадочные породы перемишки между трубками «Удачная-Западная» и Удачная-Восточная» залегают не горизонтально, а имеют грабенообразное строение, со ступенчатым опусканием блоков и максимальной амплитудой смещения в центральной части до 140 м.

Временной промежуток между возрастом кратерных вулканогенно-осадочных отложений и временем внедрения кимберлитов может составлять более десятка миллионов лет. Так, в кратере трубки Ка-сама (Мали) вулканогенно-осадочные породы по данным определения флоры и фауны имеют третичный возраст, а время внедрения кимберлитов меловой [7]. Учитывая длительное время формирования вулканогенно-осадочных пород сдвоенной трубки «Удачная», а также возможную скорость денудации в Далдынском кимберлитовом поле [1], есть основание считать, что к моменту второго этапа формирования трубок «Удачная-Западная» и «Удачная-Восточная» палеоповерхность района была уже сложена нижнесилурийскими, преимущественно лландоверийскими осадками. То есть, за промежуток между первым и вторым этапом проявления кимберлитового магматизма процессами эрозии были денудированы девонские и значительная часть силурийских отложений общей мощностью 300-400 м.

Во второй этап проявился основной объем кимберлитового материала в виде (согласно последовательности внедрения фаз) брекчиевидного овоидового кимберлита, брекчии расщепления в трубке «Удачная-Западная» и протокластического и дейтеропорфирового кимберлитов, брекчии расщепления в трубке «Удачная-Восточная» (рис. 1 б). Заключительные фазы внедрения кимберлитов обладали огромной проникающей способностью и чаще достигали верхних уровней трубок. Во время подъема они дезинтегрировались и частично ассимилировали встречающиеся на пути небольшие по объему ранние фазы массивных порфировых кимберлитов. Среди наиболее поздних фаз внедрения кимберлитов в трубке «Удачная-Восточная» отмечаются также маломощные посттрубочные дайковые и жильные образования, сложенные массивными оливин-монтичеллитовыми кимберлитами [4, 6].

Между кимберлитами первого этапа формирования месторождения алмазов сдвоенной трубки «Удачная» и кимберлитами заключительного этапа, в том числе связанного с образованием внутритрубочных инъекционных тел, существуют значимые изотопно-геохимические различия [2, 4, 6].

С **третьим этапом** становления структурно-тектонического поля месторождения алмазов трубки «Удачная» связана активизация СЗ системы разломов и внедрение позднепалеозойских-раннемезозойских даек долеритов и в последующем жилы (Ж-5) калиевого трахита мелового возраста (рис. 3) [3]. Эти породы образуют петрохимический ряд: долериты-трахидолериты-трахиты, в котором постепенно изменяются минералогическо-петрографические и петрохимические особенности от начальных к более поздним членам. Трахидолериты и трахиты характеризуются резко выраженной калиевой специализацией [3].

Система разрывных нарушений СЗ направления, связанная с мезозойской активизацией базитового магматизма, преимущественно выражена зонами повышенной или интенсивной трещиноватости, дробления и катаклаза пород. Трещины в зонах СЗ системы, как правило, крупные, прямолинейные с крутыми углами падения. На их плоскостях часто наблюдаются зеркала и штрихи скольжения, особенно в зонах контакта вмещающих пород с кимберлитами. Судя по штрихам скольжения, смещения по СЗ системам были сдвиговыми, в контактовых зонах трубки «Удачная-Восточная» преимущественно сбросовые или взбросовые.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Брахфогель Ф.Ф. Геологические аспекты кимберлитового магматизма северо-востока Сибирской платформы. Якутск: ЯФ СО РАН, 1984. 128 с.
2. Егоров К.Н., Корнилова В.П., Сафронов А.Ф. и др. Слюдяной кимберлит из трубки Удачная-Восточная // Докл. АН СССР. 1986. Т. 291. № 1. С. 199-202.
3. Егоров К.Н., Владимиров Б.М., Заборовский В.В. и др. Мезозойская щелочно-базальтовая субинтрузивная серия бассейна р. Далдын (Якутия) // Изв. АН СССР. Сер. геол., 1989. № 7. С. 32-42.
4. Егоров К.Н., Богданов Г.В. Монтичеллит из кимберлитов Якутии // Зап. ВМО. 1991. Вып. 2. С. 78-87.
5. Егоров К.Н., Мазилев В.Н., Безбородов С.М. Находка ксенолитов вулканогенно-осадочных пород в кимберлитовой трубке «Удачная» // Докл. АН. 1993. Т. 328. № 3. С. 376-378.
6. Корнилова В.П., Егоров К.Н., Сафронов А.Ф. и др. Монтичеллитовый кимберлит из трубки «Удачная» и некоторые аспекты эволюции кимберлитовых расплавов // Отечественная геология. 1998. № 6. С. 48-51.
7. Харьков А.Д. Особенности строения и состава слабозернистых кимберлитовых трубок // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1990. № 1. С. 78-90.

ВЛИЯНИЕ УЛЬТРАЗВУКОВЫХ КОЛЕБАНИЙ НА ОСТАТОЧНУЮ НАМАГНИЧЕННОСТЬ ЖЕЛЕЗИСТЫХ КВАРЦИТОВ ОЛЕНЕГОРСКОЙ РУДНОЙ СТРУКТУРЫ

Жирова А.М.

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

Введение. Эксперимент «Магнитоакустический эффект» состоит в изучении влияния ультразвуковых колебаний на остаточную намагниченность (ОН) магнетитсодержащих пород. При этом изучается влияние таких параметров как время облучения, направление и амплитуда акустических колебаний. Для изучения магнитоупругих эффектов в рамках настоящих исследований использован железистый кварцит из Оленегорского месторождения Оленегорской рудной структуры.

Оленегорская рудная структура представляет собой вытянутый в СЗ направлении овал размахом около 20 км и шириной 8-10 км. Железистые кварциты залегают в виде линз: либо в виде линзовых ассоциаций, образующих сложную иерархическую структуру, как на Кировогорском месторождении, либо одной большой, как Оленегорское или Комсомольское месторождения. Содержание железа в руде составляет 33.14%. Руды Оленегорского и Кировогорского месторождений – железистые кварциты магнетитового, гематит-магнетитового, амфибол-магнетитового, пироксен-магнетитового и гранат-биотит-магнетитового состава. Основной рудный минерал на Оленегорском месторождении – гематит. В незначительных количествах присутствуют ильменит, марказит, пирит, халькопирит, пирротин, а также лимонит; из нерудных развиты кварц, амфибол, пироксен, биотит, мусковит и др. Месторождения Оленегорской рудной структуры имеют архейский возраст: породы Кольской полосчатой железорудной формации (КПЖФ) секутся основными дайками с возрастом 2740 млн. лет [2]. Что касается генезиса КПЖФ, то за последние сто лет было выдвинуто множество генетических гипотез, обосновывающих образование ПЖФ в ходе магматического [3], осадочного [8], вулканогенно-осадочного [7], метаморфо-метасоматического [4-6] и даже космического [1] процессов. В настоящее время большая часть исследователей принимает в качестве основного принципа образования ПЖФ химическое осадконакопление.

Магнитоакустические исследования. Основными направлениями магнитоакустических исследований Оленегорских железистых кварцитов являются:

- влияние направления ультразвукового прозвучивания (УЗП) относительно вектора ОН при циклическом облучении и размагничивании образца;
- восстановление намагниченности образца с помощью процедуры УЗП.

Влияние направления УЗП относительно вектора ОН при циклическом облучении и размагничивании образца.

Для эксперимента использованы 10 кубиков (ОЛ001/01; ОЛ001/02 и т.д.) размером 20×20×20 мм, полученные из образца железистых кварцитов.

Методика эксперимента заключается в циклическом размагничивании и УЗП при следующих условиях: напряженность размагничивающего магнитного поля – 200 Э, время УЗП – 318 с. Для УЗП использовалась блок-схема, в которую входят: 1) задающий генератор импульсов ГИ-1; 2) стандартные пьезоэлектрические датчики и 3) двухканальный осциллограф. В качестве датчиков в эксперименте использовались датчики-излучатели и датчики-приемники с рабочей частотой 100 кГц.

Особенностью эксперимента является изменение параметров прозвучивания на различных этапах исследования. На 1-м этапе УЗП выполнялось по направлению намагниченности образца. На 2-м этапе – против направления. На каждом этапе проведено по 3 цикла размагничивания и УЗП. Процедура магнитной чистки заключается в воздействии на образец переменного по амплитуде синусоидального магнитного поля.

В ходе эксперимента рассчитаны значения параметров вектора ОН: модуля (I_n), компонент (I_{n_x} , I_{n_y} , I_{n_z}), склонения (D) и наклонения вектора (I). Рассчитан также магнитный отклик образца на УЗП, а именно угол между направлением УЗП и вектором ОН, а также угол между направлениями вектора до акустического воздействия и после. Полученные результаты свидетельствуют о том, что:

А) На 1 цикле исследования наблюдается в целом увеличение значения модуля вектора ОН после УЗП. Увеличение модуля после УЗП (положительные значения отклика модуля) наблюдается для 7 кубиков из 10 (рис. 1).

Характер изменения модуля после УЗП на последующих двух циклах исследования следующий: на 2-м цикле наблюдается 6 значимых уменьшений модуля и 3 – значимых увеличения (рис. 2). На 3-м цикле – 8 значимых уменьшений модуля и только 1 значимое увеличение (рис. 3). В обоих случаях связь между направлением УЗП и пространственным положением вектора ОН не обнаружена.

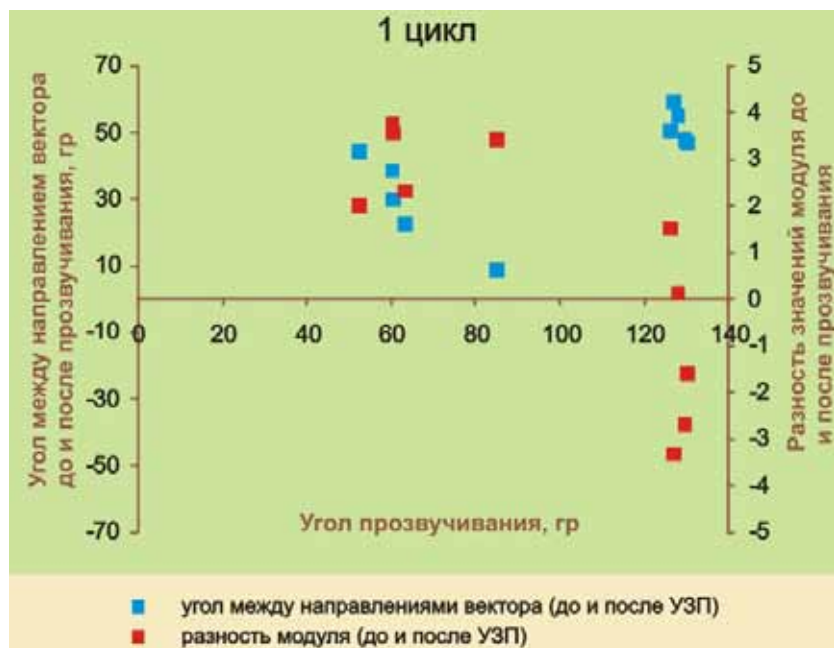


Рис. 1. Зависимость угла между направлениями вектора намагниченности (до УЗП и после) и разности значений модуля вектора (до УЗП и после) от направления УЗП (угла УЗП-я) на 1-м цикле.

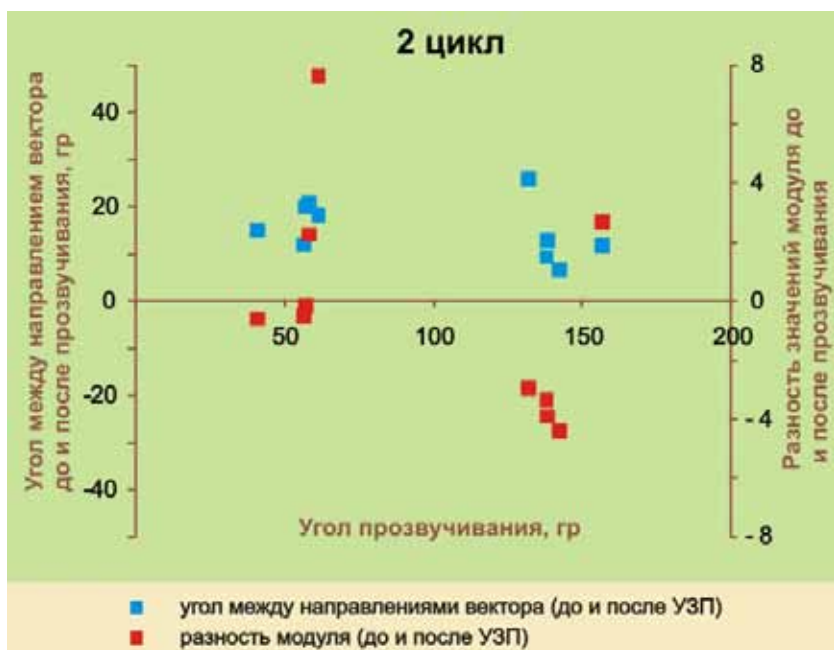


Рис. 2. Зависимость угла между направлениями вектора намагниченности (до УЗП и после) и разности значений модуля вектора (до УЗП и после) от направления УЗП (угла УЗП-я) на 2-м цикле.

Б) Влияние направления УЗП относительно вектора ОН не установлено. На графиках (рис. 1, 2, 3) по оси абсцисс отложен угол УЗП, а по основной и вспомогательной осям ординат – угол между положением вектора до и после УЗП, а также разность модуля вектора, соответственно. Как видно по рисункам, взаимосвязь между этими параметрами не установлена. Только на 1-м цикле исследований в диапазоне угла УЗП $52^{\circ} \div 85^{\circ}$ можно наблюдать обратную зависимость угла поворота вектора от угла УЗП. Т.е. при увеличении угла между вектором ОН и направлением прозвучивания вектор имеет тенденцию к сохранению своего пространственного положения (рис. 1). Однако при углах УЗП в диапазоне $126^{\circ} \div 130^{\circ}$ эта закономерность не прослеживается.

На последующих двух циклах связь между направлением УЗП и пространственным положением вектора ОН не обнаружена (рис. 2, 3).

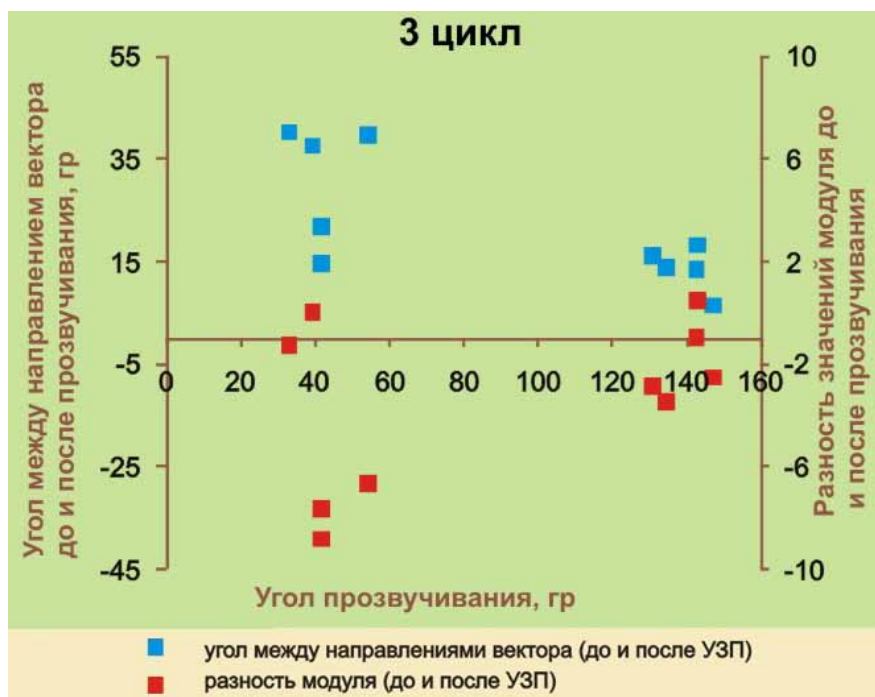


Рис. 3. Зависимость угла между направлениями вектора намагниченности (до УЗП и после) и разности значений модуля вектора (до УЗП и после) от направления УЗП (угла УЗП-я) на 3 –м цикле.

Восстановление намагниченности образца с помощью процедуры УЗП.

Для эксперимента использован тот же образец железистого кварцита из Оленегорской рудной структуры. Методика эксперимента аналогична методике предыдущего исследования: предварительно размагниченный переменным магнитным полем образец подвергнут 3-м циклам УЗП. Рассчитаны основные параметры вектора ОН. На стадии анализа сравниваются исходное магнитное состояние образца и магнитный отклик на акустическое воздействие.

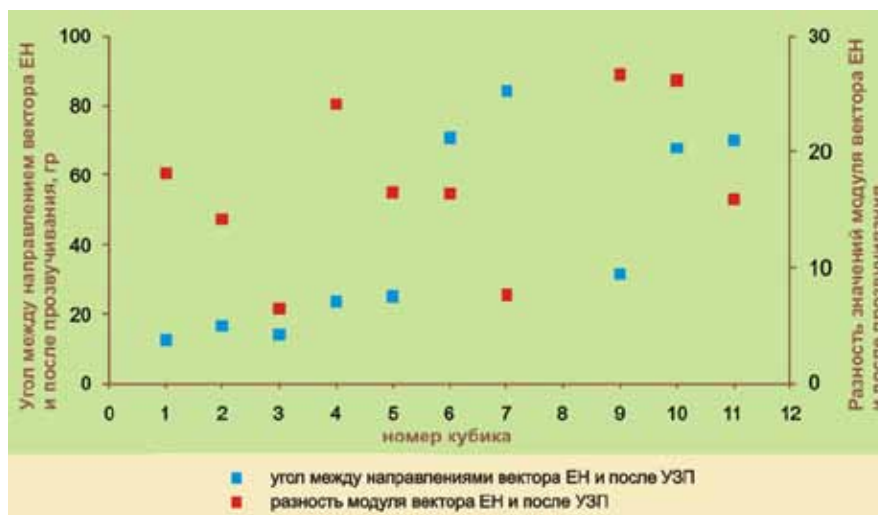


Рис.4. Разность значений модуля и угол между направлением исходного вектора ОН и параметров вектора после 1-го цикла размагничивания и УЗП.

В результате эксперимента установлено, что восстановление намагниченности образца в ходе УЗП не происходит: исходное магнитное состояние кубиков, подвергнутых процедуре размагничивания, не восстановлено. Так, по графику (рис. 4) видно, что на 1 цикле исследований изменение модуля и угол между направлениями вектора ОН (после УЗП и в исходном состоянии) заметно отличаются от нуля. Аналогичные результаты получены и на последующих циклах магнитоакустического эксперимента.

Резюме. В ходе магнитоакустических исследований (от 1-го цикла к 3-му) наблюдается постепенное изменение характера магнитного отклика железистых кварцитов. Так, на 1-м цикле в целом наблюдается нормальный характер магнитного отклика, т.е. увеличение значения модуля вектора после прозвучивания. На 2-м цикле – снижение количества нормальных откликов после УЗП. И, наконец, на 3-м цикле наблюдается в целом аномальное поведение модуля вектора: уменьшение значения после УЗП. При акустическом воздействии на образец под действием упругих механических деформаций происходят процессы нарушения равновесия магнитной доменной структуры, что может быть причиной движения доменных стенок. При этом происходит укрупнение одних доменов за счет других. Это приводит к росту значения модуля ОН и изменению пространственного положения вектора на 1-м цикле исследования. Однако при дальнейшем воздействии механических колебаний на магнитный образец полученная доменная структура ведет себя нестабильно, что проявляется в тенденции к уменьшению общей намагниченности образца на последующих циклах исследования.

В целом, можно сделать вывод о том, что:

- В ходе исследований железистых кварцитов наблюдается постепенное изменение характера магнитного отклика от нормального к аномальному.
- Влияние направления УЗП относительно вектора ОН не установлено.
- Восстановление намагниченности железистых кварцитов в процессе акустического воздействия не наблюдается.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Алиев Ш.М., Савина Е.В. О роли магнитного поля Земли в образовании докембрийских железорудных формаций // Докл. АН, 1996. Т. 347. № 6. С. 802-804.
2. Баянова Т.Б., Митрофанов Ф.П., Егоров Д.Г. U-Pb датирование дайкового комплекса Кировогорского железорудного месторождения (Оленегорск, Кольский п-ов) // Докл. АН. 1998. Т. 360. № 5. С. 673-676.
3. Гусельников В.Н. О вулканогенном происхождении кварцитов КМА. Проблемы образования железистых пород докембрия. Киев: Наукова думка, 1969. С. 72-89.
4. Егоров Д.Г. Преобразование и перенос вещества в сдвиговых зонах земной коры: приложение концепции к обоснованию генезиса полосчатой железорудной формации Кольского п-ова // Вестник МГТУ. 2002. Т. 5. № 1. С. 141-152.
5. Егоров Д.Г. Происхождение полосчатой железорудной формации Кольского п-ова // Геоинформатика. 1999. № 4. С. 50-56.
6. Полканов А.А. Геолого-петрологический очерк северо-западной части Кольского п-ова. Ч. 1. М.-Л.: Изд-во АН СССР, 1935. 564 с.
7. Точилин М.С. Происхождение железистых кварцитов. М.: Госгеолтехиздат, 1963. 168 с.
8. James H.L. Sedimentary facies of iron formation // Econ. Geol. 1954. V. 49. P. 235-291.

ОБ ОСОБЕННОСТЯХ ПАЛЕОТЕКТОНИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ И ВОЗМОЖНЫХ ПРОЯВЛЕНИЙ КИМБЕРЛИТОВОГО МАГМАТИЗМА ЮГО-ВОСТОЧНОГО БЕЛОМОРЬЯ

Зинчук Н.Н.

Зап.-Якутский научный центр АН РС(Я), Мирный; nnzinchuk@rambler.ru

В ЮВ экватории Белого моря и на удалении от него на расстояние до 300 км располагается поздне-палеозойская Мезенская впадина, кристаллический фундамент которой сложен архейскими и нижнепротерозойскими метаморфическими породами, выходящими на дневную поверхность в Карелии и на Кольском п-ове. В СВ части Балтийского щита, куда, кроме названных регионов, входят также Сев.Скандинавия и Финская Лапландия, различается ряд складчатых зон общего СЗ простирания, составляющих область карельской складчатости (карелиды) нижнего и среднего протерозоя. Через центр субпровинции протягивается Беломорский массив, продолжением которого в Мезенской впадине является Сев.-Двинский массив. В системе карелид эти массивы представляют антиклинории складчатости СЗ простирания, осложненной наложенной складчатостью СВ направления, которые сложены гнейсами, гранито-гнейсами, гранули-

тами и основными породами, абсолютный возраст которых колеблется в пределах от 3500 (катархей) до 1950 млн. лет (возраст ранней фазы складчатости карелид). Наиболее распространены гранито-гнейсы 2600 млн. лет (возраст архейской складчатости) и древнее. Видимо, беломориды являются фундаментом для раннепротерозойских коллизионных поясов, были вместе с ними вовлечены в складчатость и ретроградный повторный метаморфизм, вследствие чего оказались «омоложенными». Стабильные глыбы срединных массивов в протерозойской протогеосинклинали не подвергались глубокой тектоно-термальной переработке и на многих участках сохранили первозданную складчатую структуру, характерную для катархей и архей. В акватории Белого моря между Онежской губой и Мизенским заливом и в бассейне нижнего течения р. Сев. Двина наблюдается расширенная зона беломорид с мозаичной нелинейной складчатостью. Беломорский кратон на СВ граничит со складчатой Кольской зоной карелид по глубинному тектоническому шву.

В Мезенской впадине её продолжение именуется Мезено-Вычегодской зоной. Эти зоны состоят из ряда линейно вытянутых антиклинорий и синклинорий. Антиклинории сложены гнейсами и гранитами архей, а синклинории – в основном мощными осадочно-вулканогенными комплексами нижнего и среднего протерозоя. Нижние карелиды представлены сланцами, амфиболитами и гнейсами. Среднепротерозойские образования, перекрывающие несогласно нижние карелиды, залегают в зеленокаменных прогибах. В антиклинориях встречаются непереработанные карельской складчатостью и метаморфизмом породы с возрастом 2600-2870 млн. лет и даже древнейшие катархейские образования с возрастом до 3500 млн. лет. В северной части Кольской зоны выделяется крупный Мурманский массив, надвинутый на южную часть зоны. Этот массив образован древнейшими гранитоидами с сохранившимися среди них реликтовыми блоками гнейсов и амфиболитов, но он сильно переработан карельской складчатостью и прорван многочисленными интрузиями гранитов карельского возраста. Центральная часть Мезенской впадины пересечена глубоким Кандалакшским синклинорием. По-видимому, он сложен амфиболитами зеленокаменного прогиба. На ЮЗ Беломорско-Северо-Двинский кратон граничит с Карельской зоной карелид. Перечисленные выше зоны карельской складчатости, хотя и содержат в себе реликты архейских и катархейских образований, но в подавляющем объеме сложены ниже-среднепротерозойскими породами или омоложенным фундаментом беломорид. Кроме того, резко преобладает линейная складчатость. Всё это дает основание отнести их к ранне-среднепротерозойским поясам с весьма ограниченными перспективами в отношении нахождения в их пределах алмазоносных кимберлитов.

К СВ от Мурманского пояса кристаллический фундамент переработан байкальской складчатостью Тимана. История геологического развития Вост.-Европейской платформы, как единого консолидированного континентального образования, начинается с заложения в рифее многочисленных авлакогенов, раздробивших платформу на крупные блоки, развивавшиеся в течение последующей геологической истории в ранге антеклиз, синеклиз, прогибов и плакантиклиналей. Большинство авлакогенов Вост.-Европейской платформы закончили свое активное развитие к концу венда, когда они без значительной инверсии перешли в разряд погребенных грабенообразных структур. Их активизация, в форме возникновения инверсионных структур (взбросов, сбросов и валообразных поднятий) с сохранением в целом грабенообразного строения, происходила в герцинский этап (карбон-пермь). Другие авлакогены (регенерированные) прошли повторно все стадии развития от осадконакопления до полной инверсии в герцинский этап. Эти авлакогены непосредственно связаны с герцинскими складчатыми системами (Урал и Тиман). Особую группу здесь составляют краевые прогибы, имеющие много общего с авлакогенами (набор формаций и тектоническая структура), но всё же отличающиеся от них по происхождению. Авлакогены Вост.-Европейской платформы относятся к категории эпирогенных рифтовых структур. В начале байкальского этапа орогенез охватил всю платформу. На растянутых сводах по тектоническим швам карельских массивов закладывались орогенные прогибы, перешедшие затем в байкальские авлакогены. Поэтому они во многом унаследовали простирающие структуры кристаллического фундамента.

В течение байкальского этапа обособились по окраинам платформы крупнейшие щиты: на юге и ЮВ – Украинско-Воронежский и Волго-Уральский, на СЗ – Балтийский. Между ними во внутренних районах платформы осадконакопление в рифее происходило в грабенообразных прогибах, а затем в венде «выплеснулось» за их пределы, сформировав Средне-Русскую синеклизу. Стержнем этой байкальской синеклизы является Средне-Русский авлакоген, боковыми ветвями которого являются и авлакогены, лежащие в основании Мезенской впадины ЮВ Беломорья. Все характерные черты развития и строения Средне-Русского авлакогена относятся также и к авлакогенам Мезенской впадины, к тому же Средне-Русский авлакоген изучен лучше. Поэтому остановимся на его строении более подробно. Средне-Русский авлакоген

протягивается от бассейна верхнего течения р. Волга в СВ направлении через бассейны р. Сухона и Вычегда. По-видимому, он заложился по зоне древнего тектонического шва, разделявшего Балтийский и Волго-Уральский архейские щиты. Поперечными разломами (по-видимому, сдвигами) он расчленен на ряд отдельных сегментов и, несмотря на значительную протяженность, представляет собой узкий (25-30 км) порог. Лишь самые СВ сегменты (в том числе Котласский), от которого отчленяются Кандалакшско-Двинский и Коряцко-Лешуканский авлакогены, достигают ширины в 50-70 км. Средне-Русский авлакоген сопровождается и другими крупными боковыми ответвлениями, а также многочисленными мелкими грабенообразными структурами-спутниками. Всё это говорит о том, что он является типичной структурой горизонтального растяжения. Глубина залегания фундамента в пределах авлакогена оценивается в 4500-5000 м на СВ и в 3000-3500 м на ЮЗ. Грабенам отвечают отрицательные гравитационные аномалии, формирующиеся широкими зонами их динамического влияния. Опускание Средне-Русского авлакогена было полностью компенсировано мощными толщами рифейских отложений. Нижнерифейские образования достигают мощностей до 1500 м, а верхнерифейские выходят за пределы грабенов и мощность колеблется в широких пределах в разных грабенах по-разному, что, по-видимому, объясняется обособлением их поперечными сдвигами.

В некоторых сегментах верхнерифейские отложения достигают мощностей более 2000 м, в Мезенской впадине – первых десятков метров. В конечную вендскую фазу байкальского цикла тектогенеза авлакоген со всеми его ответвлениями испытал инверсию, то есть преобразовался в зону относительных поднятий, хотя и вошёл в более обширную территорию эпейрогенического прогибания, расположенную между Балтийским и Волго-Уральским щитами. Кандалакшско-Двинский и Коряцко-Лешуканский авлакогены наложены на Северо-Двинский массив беломорид, причём Коряцко-Лешуканский авлакоген в основном наложен на узкий Кандалакшский пояс карелид, а Кандалакшско-Двинский авлакоген контролировался зоной тектонического шва между Северо-Двинским массивом и Карельским поясом карелид. От Предтиманского прогиба авлакогены отделены Мезенским, а между собой – Архангельским горстами. На севере, в пределах Кандалакшского залива, они сливаются в единый узкий трог, также как и на юге – при причленении авлакогенов к Котласскому сегменту Средне-Русского авлакогена. Здесь глубина залегания фундамента достигает 4.0-4.5 км, тогда как в центральной части и на севере превышает 3 км. В современной структуре Котласской части авлакогена наблюдается его расчленённость на ряд грабенов и горстов, что, по-видимому, является результатом инверсионных преобразований широкого единого грабена. Поперечные разломы, как и в Средне-Русском авлакогене, по-видимому, являются сдвигами и образовались в конседиментационную стадию байкальского тектогенеза.

На каледонском этапе развития (вплоть до конца силурийского периода), за исключением её пригеосинклинальных окраин), Вост.-Европейская платформа представляла собой высоко поднятую континентальную плиту. Лишь начиная со среднего девона, она постепенно, сначала через авлакогены и краевые прогибы, вовлекается в осадконакопление (Большой Донбасс, Вятский авлакоген, Аверо-Каспийский, Предтиманский прогибы и др.). Территория Средне-Русского авлакогена, равно как и Мезенская впадина, вошла в область осадконакопления, начиная со среднего карбона, когда начала формироваться обширная герцинско-мезозойская синеклиза. Причём на протяжении всего каледонского и в начале герцинского этапов территория Мезенской впадины относилась к наиболее приподнятым регионам Русской плиты. В современной структуре Кандалакшско-Двинского и Коряцко-Лешуканского авлакогенов в основном по фундаменту как в грабенах, так и по их обрамлению наблюдаются пликативные и дизъюктивные инверсионные нарушения (продольные и поперечные). При субгоризонтальном залегании среднекарбонowego-верхнепермского осадочного чехла приходится говорить о широком возрастном диапазоне инверсионных нарушений от венда до карбона. С другой стороны – наиболее полно региональный структурный план зоны Средне-Русского авлакогена изучен по поверхности пермского карбонатного комплекса сейсморазведкой и структурно-параметрическим бурением. В результате установлено, что по пермским отложениям на месте авлакогена, строго ограничиваясь направлениями древних продольных нарушений, выделяются валы.

Таким образом, в Средне-Русском авлакогене (Кандалакшско-Двинский и Коряцко-Лешуканский авлакогены с ними генетически связаны) инверсия продолжалась и в позднепалеозойскую тектоническую эпоху. Исходя из этого, можно допустить, что основная фаза инверсионных преобразований приходится на ранний-начало среднего карбона. С этой же фазой связан кимберлитовый вулканизм ЮВ Беломорья. Следует при этом отметить, что полученные нами ранее выводы и положения о тектонических и историко-геологических факторах кимберлитового магматизма на Сибирской и Африканской древних платформах

находят полное подтверждение и на примере ЮВ Беломорья. Кимберлитовые поля всех возрастов и на всех древних платформах Мира контролируются линеаментными рифтами, связанными (или не связанными) с полициклическими авлакогенами рифейско-фанерозойского возрастов. Контроль авлакогенами проявлен в факте расположения кимберлитовых полей в малоамплитудных линеаментных рифтах, протягивающихся вдоль бортов авлакогенов, а также систематически наблюдаемой включённостью кимберлитовых проявлений в периферийную тектоническую структуру авлакогенов. Кимберлиты (тем более алмазоносные) отсутствуют в континентальных рифтах, достигших высших стадий развития (в открытых рифтах). Для них характерен разнообразный ультраосновной и основной магматизм с карбонатитами, сиенитами, пикритами, а также бимодальный вулканизм. Поля алмазоносных кимберлитов и лампроитов сопутствуют континентальным рифтам с проявлением основного, умеренно щелочно-основного магматизма или без такого. Так, на Бразильской платформе, при большом количестве пикритовых полей с карбонатитами, ультраосновных щелочных массивов с разнообразной рудной и редкоземельной специализацией, весьма редки поля алмазоносных кимберлитов, что объясняется высокой степенью раздробленности платформы глубокими разновозрастными рифтовыми структурами.

Кимберлитовый интрузивный магматизм и вулканизм синхронен той или иной стадии становления полициклического авлакогена или формированию континентального рифта, более кратковременному по сравнению с полициклическим авлакогеном. Понятие «возрожденный рифтогенез», наложенный на завершившие развитие авлакогены, а также на некоторые глубокие континентальные рифты, распространяется и на раннепротерозойские пояса (межтеррейновые аккреционные и коллизионные орогены). Так, на Сибирской платформе примером проявления щелочного ультраосновного магматизма, в том числе со слабо алмазоносными кимберлитами и кимберлитоподобными породами, связанного с выраженным рифтогенезом, является Анабаро-Куонамский алмазоносный район, приуроченный к Анабаро-Жиганскому раннепротерозойскому коллизионному орогену. В целом для открытых рифтов (в том числе и для орогенов), как правило, не наложенных на термоблемы, кимберлитовый магматизм не характерен, хотя открытые рифты могут породить дочерние линеаментные рифты и последние, в случае их наложения на термоблемы – кимберлитовый магматизм, что может иметь место и на описываемой территории. Возрожденный и новый мел-палеогеновый рифтогенез с сопутствующим магматизмом (в том числе и с алмазоносным кимберлитовым) характерен для платформ Южного полушария, в некоторой степени и для Канадской платформы, что непосредственно связано с атлантическим и индо-тихоокеанским спредингом, расколовшим Гондвану. На Сибирской и Вост.-Европейской платформах подобных условий (по крайней мере в меловом периоде и кайнозое) не возникало или были они в ограниченном масштабах. И хотя внедрение кимберлитов этого возраста едва ли было возможным, наличие мезозойских (домеловых) кимберлитовых тел на СВ окраине Сибирской платформы (как и на севере Вост.-Европейской платформы) исключить нельзя в связи с весьма вероятным проникновением сюда триас-юрских и более ранних трансформных рифтов.

Возможно, именно такое происхождение имеют неалмазоносные кимберлитовые поля Средне-Оленекского алмазоносного района Сибирской платформы. Здесь кристаллический фундамент сильно нарушен раннепротерозойскими коллизиями и поэтому анализ гравиметрических данных не даёт однозначного основания отнесения его к ортократону. В то же время существующие в данном районе россыпи алмазов, по-видимому, происходят от неизвестных алмазоносных кимберлитовых тел, расположенных в его пределах. Сравнительный анализ полученных результатов комплексных минералогических исследований этих территорий показал, что в известных кимберлитовых телах СВ Сибирской платформы отсутствуют типоморфные для диатрем Золотицкого поля Архангельской обл. алмазы V и VII разновидностей по Ю.Л. Орлову (1964), которые, однако, пользуются значительным распространением в разновозрастных россыпях данного региона. Это может свидетельствовать о существовании на северных и СВ частях сравниваемых древних платформ кимберлитов архангельского типа с низкими содержаниями минераловспутников алмаза, не образующих контрастные шлихо-минералогические ореолы. Это позволяет сделать предположение о том, что алмазы V и VII разновидностей характерны для кимберлитовых полей древних платформ. Применение современного комплекса исследований позволило получить минералогический паспорт этой группы алмазов. По изотопному составу углерод алмазов этих разновидностей приближается к рассеянному углероду земной коры, а ассоциация твердых включений в них – эклогитовая, близкая к ассоциации включений гроспидитового типа в алмазах Нового Южного Уэльса Австралии. Для большей однозначности этих выводов необходимо наращивание фактического материала на основе комплексного изучения этих групп кристаллов как из уже исследованных, так и новых коренных и россыпных месторождений указанного типа.

УСЛОВИЯ НАКОПЛЕНИЯ И ПОСТСЕДИМЕНТАЦИОННОГО ПРЕОБРАЗОВАНИЯ ГЛИНИСТЫХ МИНЕРАЛОВ В ОТЛОЖЕНИЯХ ТЕРРИГЕННОЙ ФОРМАЦИИ

Зинчук Н.Н.

Зап.-Якутский научный центр АН РС(Я), Мирный; nnzinchuk@ Rambler.ru

Ассоциации глинистых минералов в осадочных образованиях определяются следующими тремя факторами. Первый, главнейший, – это тип исходных пород на континенте и степень их изменения под действием гипергенных процессов. Второй включает динамику переноса продуктов размыва исходных пород и гидрохимический характер среды осадконакопления. И третий – это особенности последующего геологического развития территории осадконакопления, обуславливающие интенсивность постседиментационного преобразования осадков и дальнейшего изменения сформировавшихся из них осадочных пород. Под действием этого фактора во всех литологических типах пород последовательно развивается процесс аградационного изменения первичного аллотигенного глинистого материала. Наряду с этим в породах песчано-алевритовых, а также в трещинах карбонатных и терригенно-карбонатных пород, происходит образование аутигенных глинистых минералов, тип которых определяется гидрохимическим характером и термобарическими параметрами среды на глубине погружения пород. К главнейшим источникам образования глинистых минералов на пассивных окраинах континентов в умеренных, субтропических и тропических гумидных поясах относятся коры выветривания, развивающиеся на изверженных, ранее накопившихся осадочных породах и метаморфических разностях последних. Продукты их денудации свойственны главным образом осадкам платформенной субформации терригенной формации, а также терригенно-аллотигенным прослоям терригенно-карбонатной и карбонатной формаций. На активных окраинах континентов в указанных выше климатических поясах интенсивному размыву подвергаются также слабо измененные гипергенными процессами породы. Вновь формирующиеся осадки в таких случаях характерны для мощных толщ геосинклинальной субформации терригенной формации. В ограниченных масштабах в нивальных климатических поясах происходит также накопление продуктов физико-химического разрушения различных пород. Поэтому глинистые минералы осадочных пород в подавляющей массе связаны с аллотигенным материалом, поступающим в конечные области седиментации из различных источников сноса.

Осадочные формации отражают, во-первых, литологический состав пород, а во-вторых, физико-географические условия их образования. В осадочном чехле земной коры в зависимости от решения конкретных геологических задач может быть выделено весьма значительное количество различных формаций (стратиграфических, литологических, фациальных, тектонических и т.д.). Стратиграфические формации обычно выделяются под местными географическими названиями. Наименование литоформаций непосредственно связано с типом преобладающих пород. Экоформации отражают физико-географическую обстановку их накопления (океаническая, морская, лагунная, континентальная, гумидная, аридная, ледовая и др.), а названия тектоформаций – тектонический режим их образования (платформенный, мио- и эвгеосинклинальный, орогенный, океанический) и стадию развития. В осадочном чехле земной коры отложения *терригенной формации* имеют наиболее широкое распространение среди других формаций литологического типа. В зависимости от тектонического строения областей, на территории которых происходило накопление отложений терригенной формации, последняя может быть подразделена на осадки платформенной и геосинклинальной субформаций. Отложения *платформенной субформации* в гумидной климатической зоне свойственны в основном аллювиальным образованиям и осадкам начальных, ранних, поздних и конечных стадий геологического развития озерно-болотных водоёмов, паралических областей прибрежных равнин и эпиконтинентальных бассейнов. Кроме того, они характерны для пассивных окраин континентов (континентальных окраин, в том числе внутренних их частей, зон перикратонного опускания – миогеосинклиналей), а также для зрелых и начальных этапов поздней стадии накопления пелагических осадков абиссальных котловин Мирового океана. Отложения этой субформации накапливаются большей частью в результате размыва древних кор выветривания, т.е. продуктов, возникающих на контакте вследствие интенсивного химического преобразования широкого спектра пород (от изверженных до осадочных, включая метаморфизованные аналоги последних). Это определяет в целом поступление в области осадконакопления материала, претерпевшего различную, преимущественно глубокую переработку.

Исключение представляет лишь размыв и переотложение продуктов физической дезинтеграции различных пород в областях нивального климата. В этих условиях накапливается в основном материал, кото-

рый включает не только гипогенные минералы, в том числе диоктаэдрические слоистые силикаты и алюмосиликаты, но и триоктаэдрические минералы, в частности хлорит. Если размыв исходных пород и перенос обломочного материала в пределах водосборных площадей осуществляются преимущественно пресными водами, то накопление продуктов денудации указанных пород может происходить либо в пресных водоёмах, либо в различных частях морских бассейнов. Это определяет существенное различие в направленности и интенсивности дальнейшего изменения глинистых минералов в процессе накопления и постседиментационного преобразования. При накоплении элювиальных продуктов в пресных водоёмах, как и в процессе переноса пресными водами временных потоков или постоянных речных артерий, эти продукты испытывают изменения той же направленности, что и в корях выветривания. В этих водоёмах реликты гипогенных минералов продолжают либо растворяться (минералы островной, цепочечной, ленточной и каркасной структур) с кристаллизацией новых, устойчивых в данных гидрохимических и термобарических условиях фаз, либо трансформироваться (минералы слоистого типа) в более стабильные в зоне гипергенеза фазы. В отличие от этого седиментация дисперсного материала в эпиконтинентальных и близких к ним морских бассейнов благодаря минерализованной среде, в частности высокому содержанию в ней Mg и K, сопровождается последовательной интенсификацией аградационно-трансформационных процессов. Следует особо подчеркнуть, что в первоначально накапливающихся осадках частицы глинистых минералов образуют ячеистую микроструктуру, в которой свойственные этим минералам преимущественно псевдоизометричные и псевдогексагональные частицы сочетаются между собой главным образом по типу «скол-ребро» и в значительно меньшей степени по типу «скол-скол». Это обеспечивает высокую пористость и, самое главное, проницаемость не только песчано-алевритовых, но и глинистых отложений. Такие особенности микростроения глинистых осадков определяют возможность продолжения на стадии седиментогенеза преобразования в них реликтов гипогенных и возникающих в корях выветривания гипергенных минералов.

При размыве как кор выветривания, так и слабо измененных в зоне гипергенеза толщ вновь накапливающиеся отложения субаквального типа в пределах платформенных территорий подвергаются значительной гранулометрической дифференциации вследствие относительно спокойных гидрологических условий переноса обломочных компонентов. Поэтому отлагающийся терригенный (грубозернистый) и аллотигенный (глинистый) материал характеризуется в отдельных частях пресных водоёмов или эпиконтинентальных и близких к ним морских бассейнов моно- и олигомиктовым составом. Однако в связи с размывом элювиальных продуктов, сформированных в каждом конкретном регионе на различных породах, накапливающиеся отложения существенно различаются как в пределах определенных регионов, так и в отдельных структурно-фациальных зонах пресных водоёмов и морских бассейнов седиментации. Это определяет весьма неоднородное строение формационных рядов образующихся отложений, как, например, на территории Вост.-Европейской платформы. В умеренных гумидных климатических поясах (южном и северном) наиболее важным индикаторным минералом накопления продуктов размыва элювиальных толщ является каолинит (преимущественно в сероцветных отложениях). При ближнем переносе продуктов выветривания он иногда ассоциирует с примесью неустойчивого в процессе длительной транспортировки галлуазита. Этот минерал возникает только в характеризующихся слабощелочной средой средних горизонтов кор выветривания на породах, содержащих наименее стабильные в природе средние плагиоклазы (олигоклаз и андезин). В то же время каолинит, будучи весьма устойчивым диоктаэдрическим минералом в зоне гипергенеза, в глинистых осадках имеет исключительно аллотигенное происхождение, т.е. отражает материал, образующийся в источниках снова при выветривании слагающих их пород. В отличие от этого, в песчано-алевритовых отложениях пресных водоёмов и опресненных частей морских бассейнов даже на ранних стадиях их накопления может возникать, кроме того, аутигенный каолинит. Образование этого минерала происходит преимущественно за счет разложения полевых шпатов. Необходимыми гидрохимическими условиями данного процесса являются кислая среда и окислительная обстановка в осадке, а также открытая система минералообразования, обеспечивающая свободный вынос из неё щелочей (Na и K), щелочных земель (Ca и Mg), а также избытка Si. При этом в зависимости от химического состава и минералогических особенностей выветривания на континенте пород каолинит обладает различной дисперсностью. При выветривании ультраосновных и основных пород вследствие блокирующего действия Fe возникает высокодисперсный каолинит. Эта разновидность минерала широко развита, например, в отложениях нижнего карбона Сибирской и Вост.-Европейской платформ. Несмотря на высокую дисперсность, каолинит, образующийся при выветривании ультраосновных и основных пород, характеризуется относительно высоким совершенством структуры с четко фиксируемой триклинной (1TC) сингонии-

ей минерала. Выветривание средних и кислых пород приводит к образованию каолинита с более крупным размером частиц. Такая разновидность минерала свойственна, например, среднедевонским (живетским) и верхнедевонским (франским) отложениям Волго-Уральской области, терригенным отложениям Урала, Казахстана и других регионов.

В тропическом поясе, в условиях высокой температуры и интенсивного промывного режима, как, например, в настоящее время в пределах Либерийского щита Зап. Африки, в провинции Монгир Вост. Индии и штата Минас-Жерас Бразилии, развивается преимущественно красноцветная латеритная кора выветривания. Преобладающим минералом в слагающих верхнюю часть коры выветривания бокситах при условии их поверхностного заложения является гиббсит. Однако в случае повышения базиса эрозии, обуславливающего подтопление и заболачивание территории, бокситы древних латеритных кор выветривания подвергаются существенным изменениям. Так, в пределах Воронежской антеклизы палеозойские (верхнетурнейские – ниже- и средневизейские) остаточные бокситы, не характеризующиеся красно-бурым цветом, особенно под перекрывающими их железными рудами, связанными с гипергенным изменением железистых кварцитов КМА, развиты на протерозойских сланцах типа филлитов. Первоначально бокситы кроме гиббсита в виде существенной примеси содержали каолинит, гематит, гётит, турмалин и, в значительно меньшем количестве, гидрослюда $2M1$, хлорит-вермикулитовые и монтмориллонит-гидрослюдистые смешанослойные образования. Гиббсит в реликтовых бокситах, наследующих структуру сланцев, возникает псевдоморфным путем с образованием псевдобобовин, состоящих в основном из агрегатов вновь генерируемого минерала. В результате ингрессии раннекаменноугольного морского бассейна и смены субаэральных условий на субаквальные (соответственно, окислительных условий на восстановительные или восстановительно-окислительные) в толще первичных бокситов и коры выветривания происходят интенсивные метасоматические процессы редукции железа, приводящие к шамозитизации, сидеритизации, преобразованию минеральных форм свободного глинозема, обеление и в меньшей степени к каолинизации, пиритизации и кальцитизации бокситов. К первому этапу изменения бокситов, связанному с их подтоплением и заболачиванием, относятся шамозитизация и сидеритизация ранних их генераций, а также преобразование минеральных форм свободного глинозема и обеление. Получивший наибольшее развитие процесс *шамозитизации* заключается в редукции железа и образовании триоктаэдрического слоистого минерала из двухэтажных слоев – бертьерина, который на этом этапе изменения бокситов относится к первой генерации алюмосиликата. В структуре бертьерина триоктаэдрические сетки содержат Si, замещенный (от $\frac{1}{4}$ до 1) на Al, а октаэдрические сетки заселены преимущественно Fe^{2+} , а также частично Al, Fe^{3+} и Mg. Это придает бокситам зеленый или зеленовато-серый цвет. Наблюдаемые в природе в ряде случаев интенсивные процессы замещения каолинитовой коры выветривания на гранитах бертьерином показывают, что этот минерал развивается за счет триоктаэдризации диоктаэдрического минерала также из двухэтажных слоев – каолинита, т.е. наследуют структуру последнего. *Сидеритизация* бокситов обуславливается обогащением озерно-болотных вод углекислотой. Уровень распространения сидерита, также представляющего на этом этапе изменения латеритных бокситов первую генерацию минерала, располагается выше зоны шамозитизации элювиальной толщи. В верхних горизонтах сидерит, как и бертьерин, подвергается при этом частичному окислению.

В областях накопления отложений *геосинклинальной субпровинции* (например, в морских бассейнах на активных окраинах континентов) происходит значительно более интенсивный, чем в платформенных областях, снос обломочного материала. Последний с большой скоростью накапливается в различных частях рассматриваемых бассейнов. К ним относятся континентальные склоны, подножия, окраинные моря, мезогеосинклинали, переходящие в передовые прогибы. Кроме того, отложения геосинклинальной субформации характерны для таких зон окраинных морей, как островные дуги, желоба, эвгеосинклинали, трансформирующиеся, так же как и в первом случае, в передовые прогибы. Отложения этой субформации свойственны ранней, поздней и конечной стадиям развития указанных выше структурно-тектонических частей морских бассейнов, вне зависимости от климатической зональности. В указанные области осадконакопления поступают обычно слабо выветрелые продукты. Поэтому в отложениях геосинклинальной субформации преобладает менее измененный, чем в осадках платформенной субформации, материал полимиктового типа, содержащий минералы близкие к тем, которые присутствовали в исходных породах. В случае размыта слабо катагенетически преобразованных отложений наиболее характерными среди накапливающихся в отложениях геосинклинальной субформации глинистых минералов являются монтмориллонит, а также продукты существенной деградации менее устойчивых, по сравнению с диоктаэдрическими, триоктаэдрических слюд и диоктаэдризации остаточных продуктов последних. Эти продукты

представляют собой неупорядоченные монтмориллонит-гидрослюдистые смешанослойные образования, содержащие в структуре более 40 % разбухающих слоёв, с которыми беспорядочно сочетаются неразбухающие. Кроме того, во вновь накапливающихся отложениях могут содержаться также продукты более слабой деградации диоктаэдрических слюд и каолинит, но он присутствует в значительно меньшем количестве, чем в осадках платформенной субформации. Одновременно с этими процессами в восстановительной обстановке застойных водоёмов свободный глинозём и железо в закисной форме приобретают подвижность. В связи с этим процессом происходит обеление элювия и растворение первичного гиббсита, а в образующихся на его месте корях выветривания возникает метакolloидный бёмит. Остальные процессы изменения как остаточных, так и частично переотложенных бокситов в большей степени связаны с взаимодействием их с вышележащими осадочными толщами после перекрытия бокситов вновь накапливающимися отложениями. В глинистых и песчано-алевритовых прослоях, соответственно в первом случае в основном аллотигенного, а во втором – терригенного типа отложений гумидных климатических поясов, глинистые минералы связаны либо с переотложением элювиальных продуктов кор выветривания (платформенная субформация), либо с размывом изверженных, метаморфических или слабо измененных гипергенными процессами ранее сформированных осадочных толщ (геосинклинальная субформация). В процессе денудации кор выветривания в бассейны осадконакопления поступают в основном гидрослюда, монтмориллонит-гидрослюдистые смешанослойные образования, монтмориллонит, хлорит и каолинит.

ЛАМПРОИТЫ ЛАВРЕНТИИ-БАЛТИКИ КАК ИНДИКАТОРЫ ФОРМИРОВАНИЯ ОБОГАЩЕННЫХ МАНТИЙНЫХ РЕЗЕРВУАРОВ В РАННЕМ ДОКЕМБРИИ

Зозуля Д.Р.

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

Лампроиты внедряются в различных геодинамических обстановках (орогенная и анорогенная (внутриплитная)) и имеют различные типы обогащенных мантийных источников [1, 6, 7]. Орогенные лампроиты приурочены к тектонически активным зонам, такие как островные дуги и зоны коллизии. Время их внедрения непосредственно следует за субдукционными процессами и формированием обогащенного источника, близкого к ЕМ-2 типу. Орогенные лампроиты обогащены LIL элементами и обеднены HFS элементами. Внутриплитные (анорогенные) лампроиты приурочены к докембрийским кратонам и имеют обогащенный мантийный источник ЕМ-1 типа, образовавшийся за счет метасоматоза мантии в ходе значительно более древних «субдукционных» процессов (> 1 млрд. лет). Анорогенные лампроиты обогащены как LIL элементами, так и HFS элементами. Некоторые из этих лампроитов образуются на уровнях алмазной фации глубинности. Поскольку субдукционные процессы и внутриплитный магматизм пространственно разобщены, наиболее вероятным объяснением «субдукционных» геохимических признаков анорогенных лампроитов является их унаследованность, т.е. процессы метасоматоза мантии должны быть значительно древнее, чем возраст формирования лампроитов. С другой стороны, обогащенный источник анорогенных лампроитов может формироваться за счет метасоматоза и обогащения мантии при деляминировании и контаминации нижних слоев литосферы.

Для разновозрастных (палеозойских, мезопротерозойских, палеопротерозойских) лампроитов Фенноскандинавского, Гренландского и Канадского щитов определены их геохимическая специализация, геодинамическая обстановка формирования, изотопно-геохимические особенности мантийных источников и время их формирования. Объектами данного исследования являются лампроиты следующих проявлений: Костомукша и Кухмо-Ленттира (около 1200 Ма), Порья губа (1740 Ма) на Фенноскандинавском щите, Саннфьорд (260 Ма) в Зап. Норвегии, и недавно открытые проявления Квалойя (330 Ма) в Сев. Норвегии и Гремяха (возраст не известен, предположительно 1.7-1.8 Ga) на Кольском п-ве, а так же лампроиты Гренландского (Сисимиут (1230 Ма), Диско Бугт (1740 Ма)) и Канадского (Черчилл (1840 Ма), Лабрадор (1370 Ма), Наполеон Бэй (1240 Ма)) щитов [2-5, 8-10]. По геохимическим данным с использованием оригинальных тектонических дискриминационных диаграмм (рис. 1, созданы на основе анализа геохимических данных для типовых лампроитовых проявлений Мира) установлено, что лампроиты Лаврентии-Балтики представлены как анорогенным (Костомукша, Квалойя, Саннфьорд, Сисимиут, Лабрадор), так и орогенным (Порья Губа, Черчилл, Диско Бугт, Гремяха) типами.

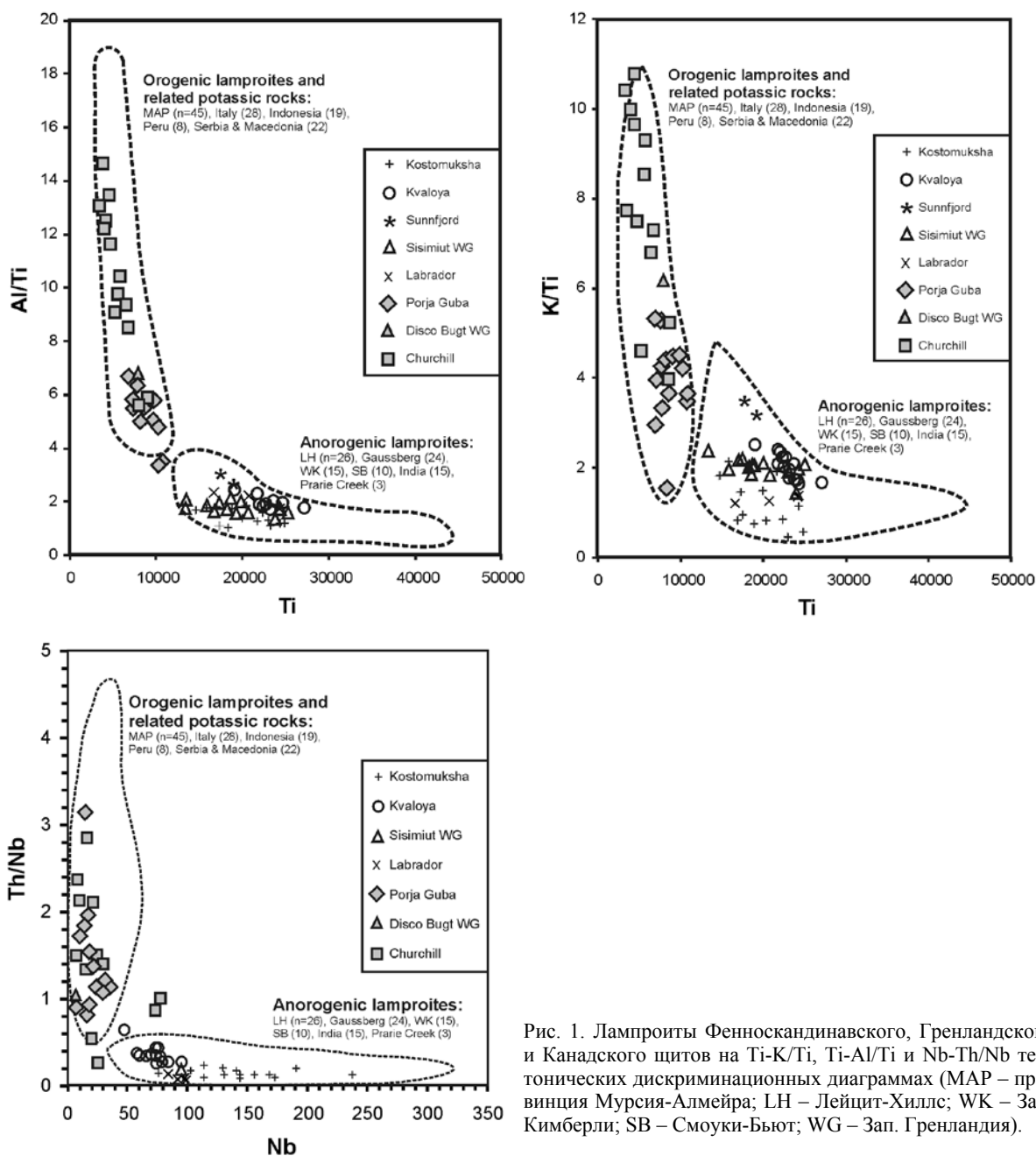


Рис. 1. Лампроиты Фенноскандинавского, Гренландского и Канадского щитов на Ti-K/Ti, Ti-Al/Ti и Nb-Th/Nb тектонических дискриминационных диаграммах (MAP – провинция Мурсия-Алмейра; LH – Лейцит-Хиллс; WK – Зап. Кимберли; SB – Смоуки-Бьют; WG – Зап. Гренландия).

Лампроиты, в целом, обладают уникально высокими содержаниями Sr и REE, что исключает изменение изотопных отношений Sr и Nd за счет контаминации. Это позволяет считать начальные изотопные отношения Sr и Nd в лампроитах как истинные характеристики их мантийного источника. На основании изотопных данных (рис. 2) установлено, что (1) анорогенные лампроиты Фенноскандинавского, Гренландского и Канадского щитов имеют умеренно радиогенные $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ и нерадиогенные $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ начальные отношения, сходные с таковыми для EM-1 резервуара с низкими Rb/Sr и Sm/Nd; (2) орогенные лампроиты Фенноскандинавского и Канадского щитов имеют мантийные источники с умеренно радиогенными $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ начальными отношениями и $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ отношениями, варьирующими от значений для деплезированной мантии до EM-2 типа.

На основе модельных Nd возрастов получено, что мантийный обогащенный источник для разновозрастных (палеозойских, мезопротерозойских, палеопротерозойских) лампроитов Лаврентии-Балтики формировался в ходе двух эпох одновременно для всех трех щитов: раннепротерозойский (2.1-2.3 млрд лет) для анорогенных лампроитов и позднеархейский (2.8-3.0 млрд лет) для орогенных лампроитов (рис. 3). По геохимическим данным обогащенные источники формировались за счет метасоматоза мантии в ходе дела-

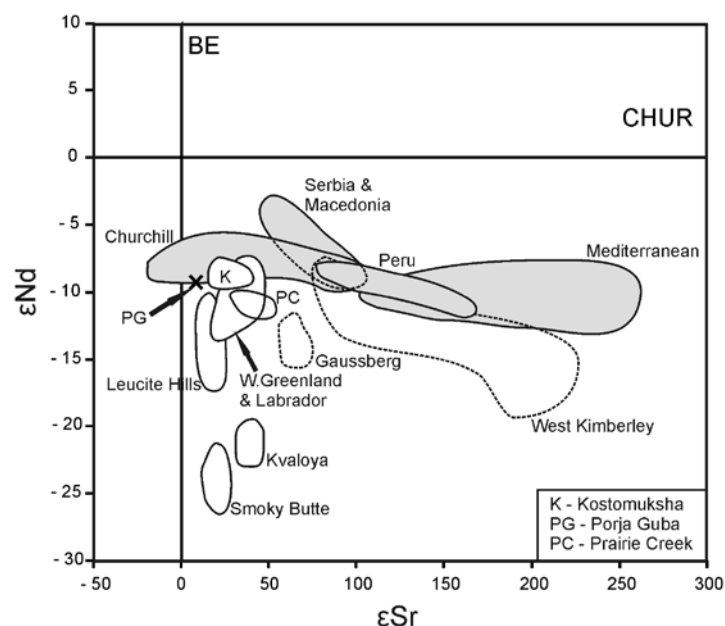


Рис. 2. Диаграмма $\epsilon Sr - \epsilon Nd$ для орогенных (залитые поля) и анорогенных типовых проявлений лампроитов Мира и Лаврентии-Балтики.

минирования холодной и плотной литосферы и погружения этих фрагментов в основание мантии (для анорогенных лампроитов) и субдукционных процессов (для орогенных лампроитов). Следует отметить, что модельные возраста раннедокембрийских щелочных пород и карбонатитов Лаврентии-Балтики попадают в такие же временные интервалы (рис. 3). Некоторые из них обладают экстремально высоким обогащением HFS элементами и фосфором с формированием крупных магматогенных месторождений Zr-REE-Y-Nb и апатита (Сахарйок (2610 Ma), Гремяха-Вырмес (1850 Ma), Сиилинярви (2610 Ma)).

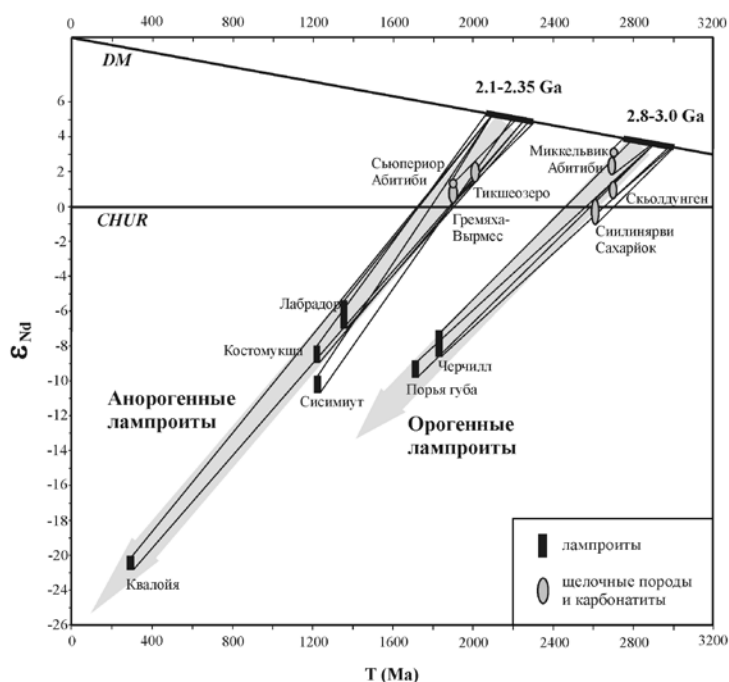


Рис. 3. Диаграмма эволюции изотопов Nd для анорогенных и орогенных лампроитов и раннедокембрийских щелочных пород и карбонатитов Фенноскандинавского, Гренландского и Канадского щитов.

Таким образом, установлены две эпохи формирования раннедокембрийских обогащенных резервуаров в мантии Лаврентии-Балтики: 2.1-2.3 млрд. лет (в ходе деламинирования и последующего поглоще-

ния (рециклинга) литосферных килей) и 2.8-3.0 млрд. лет (в ходе субдукции терригенных осадков). Эти резервуары были источником древнейших в мире магматогенных редкометальных (Zr-REE-Y-Nb) и апатитовых месторождений.

Работа выполнена при поддержке программы ОНЗ РАН № 9.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Foley S.F., Venturelli G., Green D.H. *et al.* The ultrapotassic rocks: characteristics, classification, and constraints for petrogenetic models // *Earth Sci. Rev.* 1987. V. 24. P. 81-134.
2. Furnes H., Mitchell J.G., Robins B. *et al.* Petrography and geochemistry of peralkaline, ultrapotassic syenite dykes of Middle Permian age, Sunnfjord, West Norway // *Norsk Geologisk Tidsskrift.* 1982. V. 62. P. 147-159.
3. Hogarth D.D. Mineralogy of leucite-bearing dykes from Napoleon Bay, Baffin Island: multistage Proterozoic lamproites // *Can. Mineral.* 1997. V. 35. P. 53-78.
4. Kullerød K., Zozulya D., Bergh S.G. *et al.* Geochemistry and tectonic setting of a lamproite dyke in Kvaløya, North Norway // *Lithos.* 2011. V. 126 (3-4). P. 278-289.
5. Larsen L.M., Rex D. A review of the 2500 Ma span of alkaline-ultramafic, potassic and carbonatitic magmatism in West Greenland // *Lithos.* 1992. V. 28. P. 367-402.
6. Mitchell R.H., Bergman S.C. *Petrology of Lamproites.* New York: Plenum Press, 1991. 447 p.
7. Nelson D.R. Isotopic characteristics of potassic rocks – evidence for the involvement of subducted sediments in magma genesis // *Lithos* 1992. V. 25. P. 403-420.
8. Nikitina L.P., Levskii L.K., Lokhov K.I. *et al.* Proterozoic alkaline ultramafic magmatism in the eastern part of the Baltic Shield // *Petrology.* 1999. V. 7. P. 246-266.
9. Peterson T.D., Esperanca S., LeCheminant A.N. Geochemistry and origin of the Proterozoic ultrapotassic rocks of the Churchill Province, Canada // *Mineral. Petrol.* 1994. V. 51. P. 251-276.
10. Scott B.H. Kimberlite and lamproite dykes from Holsteinsborg, West Greenland. *Meddelelser om Grønland* // *Geoscience.* 1981. V. 4. P. 3-24.

ИЗОТОПНЫЙ СОСТАВ ГЕЛИЯ В МИНЕРАЛАХ ИЗ МЕЛИЛИТ-ОЛИВИН-КАЛЬЦИТОВОГО ПЕГМАТИТА КОВДОРСКОГО МАССИВА (КОЛЬСКИЙ П-ОВ)

Каменский И.Л., Каулина Т.В., Икорский С.В.

ГИ КНЦ РАН, Апатиты, kaulina@geoksc.apatity.ry

С открытием мантийного гелия в 1969 г. [7] отношение $^3\text{He}/^4\text{He}$ стало использоваться как изотопно-генетическая метка для характеристики процессов мантийно-корового взаимодействия [8]. При кристаллизации расплава какая-то доля летучих компонентов оказывается зафиксированной в первичных флюидных включениях. Гелий, как микропримесь, всегда следует за главным компонентом летучих («host» эффект [8, с. 377] и размещается в минералах вместе с ними. Так как кристаллизация расплава начинается с выпадения наиболее высокотемпературного минерала, часто это оливин, то полагают, что именно он является наиболее представительным для получения информации об изотопном составе гелия в расплаве [2, 12]. Но два обстоятельства, с нашей точки зрения, мешают оливину отражать изотопный состав гелия в исходном расплаве:

- 1) по количеству захваченного гелия он сильно проигрывает минералам, выпадающим позднее [5],
- 2) оливин очень быстро преобразуется в зоне гипергенеза, откуда часто берутся образцы для исследований, и эти преобразования нарушают его исходный состав, в том числе и в отношении состава флюидных включений.

Изучение минералов из мелилит-оливин-кальцитового пегматита в оливинитах Ковдорского массива было предпринято с целью определения наиболее информативного минерала в отношении гелия исходной минералообразующей среды.

Ковдорский массив ультраосновных и щелочных пород и карбонатитов представляет собой многофазную интрузию центрального типа, прорвавшую верхнеархейские биотитовые, амфибол-биотитовые гнейсы и гранитогнейсы Беломорского блока Балтийского щита [3, 6]. Возраст массива по Rb-Sr и U-Pb данным составляет 420-360 млн. лет [1, 10].

Оливиниты, распространенные в центральной части Ковдорского массива, в свежем состоянии представляют собой массивные темно-серые средне- или крупнозернистые породы, местами имеющие гигантозернистое (очевидно, перекристаллизованное) сложение [6]. Оливиниты почти всегда в той или иной степени изменены, в результате чего здесь появляются диопсид, флогопит, мелилит, перовскит, кальцит и другие минералы.

Ранее [2, 11, 12] показано, что формирование щелочно-ультраосновных и карбонатитовых интрузий девонского возраста, к которым относится Ковдор, произошло в результате деятельности плюма. Сейчас это считается уже твердо установленным. В работах [11, 12] также показано, что весь гелий-3 является захваченным, т.е. его накопление «in situ» за счет взаимодействия тепловых нейтронов недр с легким изотопом лития или за счет воздействия космических лучей пренебрежимо мало по сравнению с гелием, присутствующим в расплаве исходно.

В Ковдорском массиве широко и разнообразно развиты постмагматические образования [6]. Весь этот комплекс пород представляет собой генетически единую серию, возникшую в результате сложных и многостадийных процессов метасоматической переработки оливинитов, пироксенитов и ийолит-мельтейгитов Ковдорского массива щелочными и углекислыми эманациями и растворами, связанными с интрузией щелочной магмы. Таким образом, и вторичные минералы могут содержать мантийный гелий.

Проба была отобрана из мелилит-оливин-кальцитового пегматита (размер кристаллов форстерита до 14 см) в среднезернистых оливинитах. Коллекция минералов для определения изотопного состава гелия была представлена оливином (форстеритом с мелкими включениями доломита, серпентинита и флогопита), диопсидом, магнетитом и апатитом. К магматической стадии кристаллизации относится только оливин. Диопсид в этих породах вторичный, он вместе с флогопитом развивается по оливину [3]. В ассоциации с ними обычно наблюдаются апатит, кальцит (иногда доломит) и вторичный магнетит [6].

Итак, анализируя распределение изотопов гелия в выбранной коллекции минералов, мы исходим из того, что весь гелий-3 принадлежал исходной минералообразующей среде и является захваченным. Считаем (согласно [6]), что оливин начинал процесс кристаллизации, затем на постмагматической стадии из расплава/флюида кристаллизовались диопсид и магнетит, и последним кристаллизовался апатит.

Для выделения гелия использовалось как дробление в вакуумированных стеклянных ампулах [4], при котором освобождается гелий флюидных микровключений, так и плавление, при котором освобождается весь гелий образца. Эти методики использовались и ранее [9]. Анализы производились на масс-спектрометре МИ 1201. Навески минералов были представлены частицами, размером 0.25-0.63 мм.

Результаты изотопных исследований приведены в таблице.

Во всех случаях гелий, освобожденный из микровключений (дробление) имеет более высокое значение $^3\text{He}/^4\text{He}$, чем «bulk» (то есть весь гелий образца), именно по этому отношению, по наиболее высокому его значению, мы судим о наличии мантийной метки.

Максимальная концентрация гелия-3 установлена для апатита. Это, несмотря на то, что гелий мы смогли выделить только дроблением, температуры нашей печки оказалось недостаточно, чтобы расплавить апатит и, возможно, какая-то часть гелия при дроблении не покинула минерал. Т.е. тезис из работы [5], что последний минерал оказывается концентратором захваченных летучих компонентов и гелия, как примеси к ним, здесь находит свое подтверждение. Микрозондовые исследования фторапатита из Ковдорского массива также показали повышенное содержание CO_2 (до 3.5 мас. % [3]).

Максимальное отношение $^3\text{He}/^4\text{He}$ установлено для диопсида, то есть для этого минерала «мантийность» гелия выражена наиболее ярко.

Апатит (в наибольшей степени захвативший гелий среды минералообразования) не отражает мантийный состав гелия, поскольку из перечисленных минералов именно апатит в повышенных количествах содержит примесь U и Th, распад которых генерирует гелий-4. Он частично перемещается во флюидные включения и полностью маскирует в них исходную «мантийную» метку.

Оливин за счет своей слабой устойчивости в зоне гипергенеза также малоинформативен в отношении гелия среды минералообразования.

Магнетит по концентрации гелия-3 уступает апатиту, а в отношении $^3\text{He}/^4\text{He}$ чуть-чуть диопсиду. Он избежал заметной зараженности радиоактивными элементами и его «мантийная» метка выглядит достаточно четко.

Выявление исходных, принадлежащих среде минералообразования, летучих компонентов, гелия в частности, является с одной стороны очень интересной, а с другой стороны крайне сложной задачей. В данном случае мы воспользовались гелием-3, как меткой расплава, а по величине $^3\text{He}/^4\text{He}$ определили,

что «генетическую» информацию несет не последний, как предлагалось [5] минерал, а предыдущие диопсид и магнетит. Причем диопсид – в более «строгой» форме. В той же работе показано, что при дроблении разрушаются микровключения разного генезиса и при формальном подходе можно сделать ошибочные выводы. Таким образом, выбор минерала, несущего генетическую гелиевую метку, является отдельной важной задачей.

Таблица. Результаты изотопных анализов гелия в минералах из мелилит-оливин-кальцитового пегматита в оливинитах Ковдорского массива.

№ Минерал	Навеска, г	$^4\text{He} \cdot 10^{-6} \text{ см}^3/\text{г}$	$(^3\text{He}/^4\text{He})$		$^3\text{He} \cdot 10^{-10} \text{ см}^3/\text{г}$	Способ газовой выделения
			$\cdot 10^{-5}$	R_A		
РК-2 Оливин	1.0	30.0	0.133	0.95	0.399	дробление
	1.0	38.0	0.151	1.07	0.574	дробление
РК-3 Диопсид	1.0	1.72	1.432	10.2	0.268	дробление
	0.128	6.42	0.503	3.6	0.323	плавление
Магнетит	0.95	8.4	1.200	8.6	1.008	дробление
	0.280	30.8	0.868	6.2	2.672	плавление
РК-1 Апатит	1.0	450.0	0.063	0.45	2.835	дробление
	0.0647	12243.0	<0.010	<0.07	–	прогрев
	0.0905	11751.0	0.0025	0.018	2.938	прогрев
	0.50	518.0	0.052	0.37	2.694	дробление
	0.50	597.0	0.049	0.35	2.925	дробление

Примечание. Газовыделение осуществлено двумя методами: 1) дробление в вакуумированных стеклянных ампулах; 2) плавление (прогрев) в вакууме при температуре 1450-1500 °С. Фоновые количества гелия составляли $6.6 \cdot 10^{-9} \text{ см}^3$ за все время опыта.

Выводы:

1. Гелий-3, являясь безусловной меткой среды минералообразования, достигает максимальной концентрации в апатите, поскольку этот минерал завершает процесс кристаллизации. Тем не менее, поскольку апатит содержит радиоактивные элементы, за счет мощной генерации гелия-4 и перехода части этого возникающего «in situ» гелия во флюидные включения, этот минерал непригоден для получения генетической гелиевой метки.
2. Оливин, претерпевший, по-видимому, изменения в приповерхностных условиях такую метку также не несет.
3. По величине отношения $^3\text{He}/^4\text{He}$ наиболее информативен диопсид ($R_A=10.2$), хотя концентрация гелия-3 в нем почти в 10 раз ниже, чем в магнетите. Но оба эти минерала содержат отчетливую мантийную метку и характеризуют гелий среды минералообразования. Для магнетита $R_A=8.6$.
4. Постмагматический диопсид, замещающий оливин (как в нашем случае), сохранил исходные изотопные гелиевые характеристики оливина, которые тот имел изначально до преобразования в зоне гипергенеза. То есть, диопсид имеет минимальную концентрацию гелия-3 и максимальное отношение $^3\text{He}/^4\text{He}$, равное $1.43 \cdot 10^{-5}$ ($R_A=10.2$).

Авторы благодарны Лиферовичу Р.П. за любезно предоставленный геологический материал. Работа поддержана грантами РФФИ 04-05-64096 и 11-05-00817.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Баянова Т.Б., Кирнарский Ю.М., Левкович Н.В. U-Pb изучение бадделеита из пород Ковдорского массива // Докл. АН, 1997. Т. 356. № 4. С. 509-511.
2. Грачев А.Ф. Мантийные плюмы и проблемы геодинамики // Физика Земли. 2000. N. 4. С. 3-37.
3. Иванюк Г.Ю., Яковенчук В.Н., Пахомовский Я.А. Ковдор. Апатиты: Минералы Лапландии, 2002.
4. Икорский С.В., Каменский И.Л. Метод дробления горных пород и минералов в стеклянных ампулах при изотопных исследованиях благородных газов. Тез. докл. XV Симп. по геохимии изотопов памяти акад. А.П. Виноградова. Москва, 1998. С. 115.
5. 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. 50-58.

6. Кухаренко А.А., Орлова М.П., Булах А.Г. и др. Каледонский комплекс ультраосновных, щелочных пород и карбонатитов Кольского п-ова и Сев. Карелии / Геология, петрология, минералогия и геохимия. М.: Недра, 1965. 772 с.
7. Мамырин Б.А., Ануфриев Г.С., Толстихин И.Н. и др. Аномальный изотопный состав гелия в вулканических газах // Докл. АН СССР. 1969. Т. 184. №. 5. С. 1197-1199.
8. Noble Gases in Geochemistry and Cosmochemistry. E2s. Porcelli et al. // Reviews in mineralogy and Geochemistry. 2002. V. 47. 844 p.
9. Kamensky I.L., Tolstikhin I.N., Vetrin V.R. Juvenile helium in ancient rocks: I. ^3He excess in amphiboles from 2.8 Ga charnokite series – Crust-mantle fluid in untracrustal magmatic processes // Geochim. et Cosmochim. Acta. 1990. V. 54. P. 3115-3122.
10. Kramm U., Kogarko L.N., Kononova V.A. *et al.* The Kola Alkaline Province of the CIS and Finland: precise Rb-Sr ages define 380-360 Ma age range of all magmatism // Lithos. 1993. V. 30. P. 33-34.
11. Marty B., Tolstikhin I., Kamensky I.L. *et al.* Plume-derived rare gases in 380 Ma carbonatites from the Kola region (Russian) and the argon isotopic composition in the deep mantle // Earth Planet Sci. Lett. 1998. V. 164. N. 1-2. P. 179-192.
12. Tolstikhin I.N., Kamensky I.L., Nivin V.A. *et al.* Low mantle plume component in 370 Ma old Kola ultrabasic-alkaline-carbonatite complexes: Evidences from rare gas isotopes and related trace elements // Rus. J. Earth Sci. 1999. V.1. N. 2. P. 179-222.

**ОЦЕНКА МЕХАНИЗМА И МАСШТАБОВ МЕТАСОМАТИЧЕСКОГО МАССОПЕРЕНОСА
В ПРЕДЕЛАХ ЗОН КОНТАКТОВО-РЕАКЦИОННОГО ВЗАИМОДЕЙСТВИЯ
ЩЕЛОЧНО-УЛЬТРАОСНОВНЫХ КОМПЛЕКСОВ С КАРБОНАТИТАМИ
(НА ПРИМЕРЕ МАССИВА ОЗЁРНАЯ ВАРАКА, КОЛЬСКИЙ П-ОВ)**

Козлов Е.Н.^{1,2}, Арзамасцев А.А.^{2,3}

¹ ГИ КНЦ РАН, Апатиты, kozlov_e.n@mail.ru

² АФ МГТУ, кафедра Геологии и полезных ископаемых

³ ИГГД РАН, Санкт-Петербург

Процессы внедрения и кристаллизации щелочных и карбонатитовых магм сопровождаются изменением их состава за счет выноса компонентов и/или биметасоматического обмена с породами обрамления. Исследование продуктов метасоматической переработки позволяет оценить масштаб массопереноса, а также дает важную информацию о геохимическом характере мигрирующих растворов и их эволюции во времени. Кроме того, контактовые зоны щелочно-ультраосновных массивов – уникальный природный объект для определения условий флюидной мобилизации и транспортировки крупноионных литофильных (LILE), высокозарядных (HFSE) и редкоземельных (REE) элементов, характерных для алюмосиликатных и карбонатитовых магм. Целью нашей работы была оценка характера метасоматического воздействия на докембрийские породы обрамления в ходе различных этапов формирования щелочно-ультраосновных комплексов с карбонатитами. Для этого решался широкий круг задач, включавший (1) выявление минеральных парагенезисов как индикаторов воздействия разновозрастных процессов; (2) установление степени подвижности компонентов в ходе метасоматического преобразования пород; (3) определение количественных характеристик привноса-выноса компонентов.

Для исследования особенностей ранних метасоматитов, сформировавшихся на этапе внедрения фойдолитовых магм, в качестве эталонного объекта была выбрана контактовая зона многофазного комплекса Озёрная Варакка, в котором ультрамафиты и карбонатиты присутствуют в подчиненном количестве. Массив расположен в зоне сочленения Беломорского мегаблока и Имандра-Варзугского пояса карелид. Вмещающие породы представлены биотит-плаггиоклазовыми гнейсами беломорского комплекса основания, возраст которых 2723 ± 17 млн. лет [4]. Центральную часть массива составляют щелочные ультрамафиты, преимущественно нефелиновые пироксениты и мельтейгиты (рис. 1). Они окружены широким кольцом фойдолитов второй фазы внедрения, преимущественно представленных ийолитами. Возраст формирования пород данного комплекса оценен в 376.1 ± 2.9 млн. лет [9]. К третьей фазе внедрения отнесены канкринитовые и канкринит-нефелиновые сиениты, присутствующие в виде немногочисленных жил, мощностью

1-2 м, секущих пироксениты и фойдолиты. Наиболее поздние породы – карбонатиты (преимущественно кальцитовые) с возрастом 369.6 ± 5.3 млн. лет [9], – наблюдаются в виде жильных и штокообразных тел. При очень небольших размерах самой интрузии, площадь, занимаемая экзоконтактовыми метасоматитами (0.66 км^2), сопоставима с площадью интрузивных образований (0.8 км^2). Основной объем метасоматически переработанных пород сформировался на фойдолитовом этапе становления массива. Зона южного и западного контактов массива прослеживается в обнажениях, вскрыта канавами и расчистками. Полный разрез контактовой зоны изучен в двух скважинах, пересекающих как зоны экзо-, так и эндоконтактов на протяжении 200 м. Для решения наших задач наиболее представительным оказался ЮЗ разрез контактовой зоны, в котором наблюдается следующая последовательность метасоматических пород (по направлению к контакту): биотит-плагиоклазовые гнейсы (породы обрамления) → фенитизированные гнейсы → бескварцевые апогнейсовые клинопироксен-полевошпатовые фениты → волластонит-клинопироксеновые породы. Кроме того, в пределах зоны апогнейсовых фенитов присутствуют участки интенсивно альбитизированных пород.

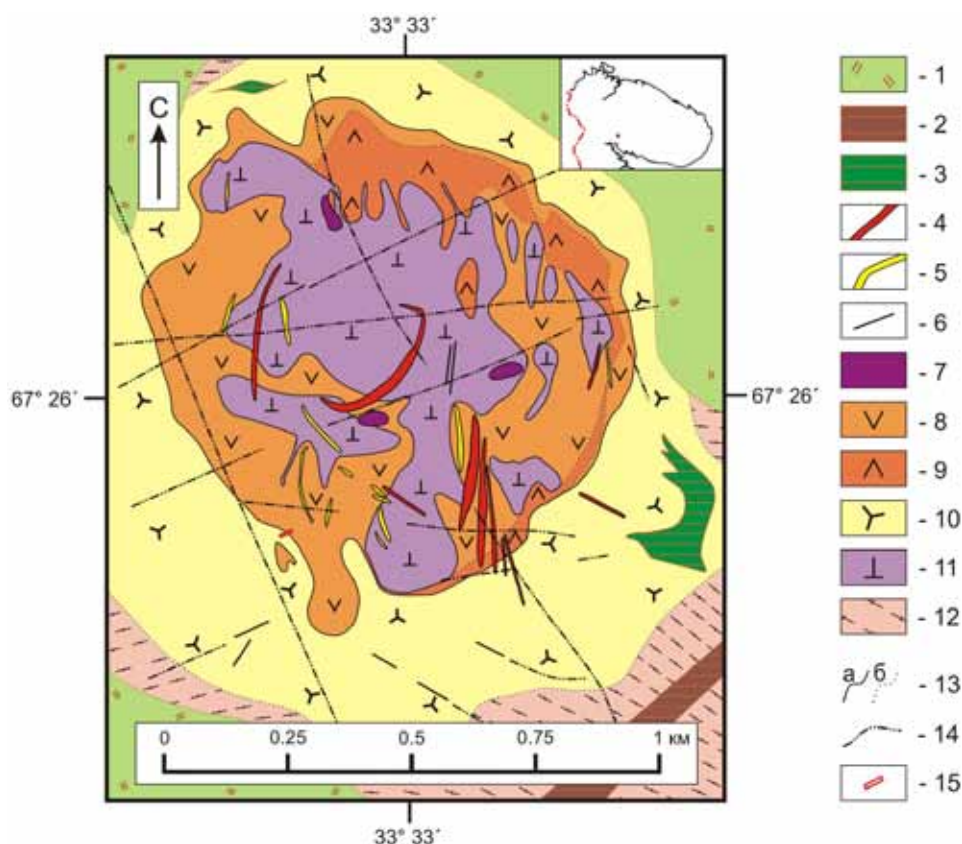


Рис. 1. Схема геологического строения массива Озёрная Варака (составлена по данным МГРЭ и [1, 2]).

1 – четвертичные отложения; 2 – халцедоновые брекчии в зонах дробления; 3 – брекчии фенитов с эгирин-альбитовым цементом; 4 – карбонатиты; 5 – канкринит-нефелиновые сиениты; 6 – дайковый комплекс (мончикиты, ийолит-порфиры, тингуаиты); 7 – пегматоиды с перовскитом; 8 – ийолиты; 9 – мельтейгиты; 10 – фениты и фенитизированные гнейсы; 11 – пироксениты; 12 – биотит-олигоклазовые гнейсы; 13 – геологические границы: а – резкие, б – постепенные; 14 – разрывные нарушения; 15 – положение детального участка.

Комплексное минералого-геохимическое исследование показало, что породы данного разреза сформировались в ходе трех последовательно наложенных друг на друга процессов: (1) наиболее раннего высокотемпературного щелочного метасоматоза магматического этапа (фенитизации); (2) высокотемпературной базификации; (3) постмагматического среднетемпературного щелочного метасоматоза (альбитизации). Воздействие каждого процесса сопровождалось образованием собственного парагенезиса минералов. Анализ вариаций составов минеральных фаз, принадлежащих одному парагенезису, позволил определить преобладающие механизмы массопереноса для выделенных процессов.

С целью оценки степени подвижности элементов в ходе метасоматических преобразований на основании полученных минералого-геохимических критериев были отобраны пары пород «протолит – про-

дукт его переработки». Их состав был пересчитан по атомно-объемной системе [5], что позволило определить количество привносимых-выносимых атомов каждого элемента в стандартном объеме породы. Для определения изменения массы петрогенных и малых элементов в ходе метасоматических процессов использовалась методика, основанная на соотношении объемов и содержаний компонентов между протолитом и измененной породой [7, 8], реализованная в компьютерном варианте [6] (табл. 1). Ключевым моментом при использовании данной модели является выбор инертных компонентов. Оценка массопереноса при формировании волластонит-клинопироксеновых пород производилась для условия постоянства объемов при метасоматозе. В остальных случаях в качестве инертных принимались компоненты, определенные на основе атомно-объемного пересчета. Полученные результаты позволяют говорить о значительном изменении геохимической направленности и масштабов флюидного воздействия, а также механизмов массопереноса в ходе эволюции исследуемой метасоматической системы. Обобщая полученные данные, были определены следующие особенности выделенных стадий метасоматической переработки (в хронологической последовательности):

Таблица 1. Количественная оценка привноса-выноса компонентов при преобразовании 1 дм³ протолита в ходе выявленных метасоматических процессов (*). Для петрогенных оксидов и летучих компонентов – в граммах, для элементов-примесей – в миллиграммах.

Компоненты	Фенитизация*	Базификация		Альбитизация
		фенитов	ийолитов	
SiO ₂	- 353 (± 26)	- 264 (± 19)	- 6.8 (± 0.5)	—
TiO ₂	1.9 (± 0.1)	- 4.1 (± 0.3)	- 50.34 (± 3.36)	- 8.3 (± 0.6)
Al ₂ O ₃	—	- 395 (± 29)	- 391 (± 26)	44.4 (± 3.2)
Fe ₂ O ₃	37.0 (± 2.8)	18.7 (± 1.4)	—	- 44.9 (± 3.3)
FeO	8.1 (± 0.6)	48.0 (± 3.5)	68.8 (± 4.6)	- 27.6 (± 2.0)
MnO	2.0 (± 0.2)	8.8 (± 0.6)	4.29 (± 0.29)	- 2.2 (± 0.2)
MgO	19.0 (± 1.4)	47.2 (± 3.4)	100.8 (± 6.7)	- 23.6 (± 1.7)
CaO	60.6 (± 4.5)	963 (± 70)	158.6 (± 10.6)	- 83.7 (± 6.1)
Na ₂ O	31.1 (± 2.3)	- 182 (± 13)	- 166.8 (± 11.1)	18.6 (± 1.4)
K ₂ O	5.5 (± 0.4)	- 71.6 (± 5.2)	- 62.9 (± 4.2)	- 7.4 (± 0.5)
P ₂ O ₅	4.9 (± 0.4)	60.0 (± 4.4)	28.9 (± 1.9)	- 5.9 (± 0.4)
C(CO ₂)	17.9 (± 1.3)	98.4 (± 7.2)	14.8 (± 1.0)	- 19.5 (± 1.4)
Cl	—	0.36 (± 0.03)	н/а	—
F	- 0.27 (± 0.02)	4.3 (± 0.3)	1.5 (± 0.1)	- 0.58 (± 0.04)
Ba	1625 (± 121)	- 3793 (± 276)	325 (± 22)	- 1323 (± 96)
Sr	1800 (± 134)	1354 (± 98)	1472 (± 98)	- 1870 (± 136)
Li	- 12.7 (± 0.9)	- 5.4 (± 0.4)	- 4.5 (± 0.3)	- 9.2 (± 0.7)
Rb	- 77.6 (± 5.8)	- 67.0 (± 4.9)	- 95.8 (± 6.4)	- 21.6 (± 1.6)
Zr	180 (± 13)	- 144 (± 10)	- 921 (± 61)	- 319 (± 23)
Hf	2.3 (± 0.9)	- 3.3 (± 0.2)	- 20.0 (± 1.3)	- 6.0 (± 0.4)
Ta	15.6 (± 1.2)	- 10.7 (± 0.8)	- 14.2 (± 0.9)	0.85 (± 0.06)
Nb	90.5 (± 6.7)	170 (± 12)	- 160 (± 11)	- 210 (± 15)
TR _{ce}	158 (± 12)	1511 (± 110)	516 (± 34)	- 318 (± 23)
TR _y	11.4 (± 0.9)	132 (± 10)	- 251 (± 17)	- 29.2 (± 2.1)

1. *Высокотемпературный щелочной метасоматоз* происходил под воздействием значительного объема существенно водной флюидной фазы. Раствор поступал непосредственно из интрузива, что определило высокое содержание «мантийного» гелия [3]. Образование фенитового ореола сопровождалось выносом Na и Fe³⁺ и двухвалентных оснований (в первую очередь – Ca и Mg) в породы обрамления. Несмотря на интенсивность проявления контактового метасоматоза, наблюдается незначительный привнос HFS и RE элементов, что, вероятно, определялось их низкой подвижностью во флюиде, бедном галогенами, фосфором и серой. Выдержанность составов пироксенов, сформировавшихся на данном этапе, в пределах всей зоны фенитов говорит о преобладании инфильтрационного механизма массопереноса в процессе формирования тыловой зоны колонки фенитизации.

2. *Высокотемпературный основной метасоматоз* протекал при вполне подвижном режиме всех компонентов. На фоне практически полного выноса щелочей и Al, а также значительного выноса Si проис-

ходило интенсивное накопление оснований, в первую очередь – Mg и Ca. Флюид, спровоцировавший базификацию приконтактной зоны, транспортировался по трещинным системам и зонам дробления из корневой части магматической системы, что фиксируется контаминацией состава благородных газов корневой компонентой [3]. Взаимодействие просачивающегося раствора с вмещающими породами осуществлялось преимущественно диффузионным путем.

Данный процесс внес основной вклад в накопление и перераспределение редкоземельных элементов в контактовой зоне. HFSE так же были мобильны, однако, в отличие от REE, выносились из ранее сформировавшихся фенитов и приконтактных ийолитов. Сходство (в пределах исследуемого массива) структурной позиции и способа образования волластонит-пироксеновых пород и карбонатитов калишпат-кальцитовой и альбит-кальцитовой температурных фаций, их геохимические особенности (обогащенность Sr, REE, P и F) и близость изотопных составов гелия позволяют предполагать генетическую связь высокотемпературной базификации с карбонатитовым процессом. Смена источника раствора, вероятно, и определила резкое повышение содержаний фтора и прочих летучих компонентов (CO₂, P, S) во флюидной системе, что способствовало мобилизации элементов-примесей

3. *Формирование альбититов* происходило в ходе локально проявленного инфильтрационного среднетемпературного щелочного метасоматоза и сопровождалось привнесом Al и Na и выносом Ca, Mg, Fe и практически всего спектра исследовавшихся рассеянных компонентов. Подтверждением инфильтрационного характера массопереноса является устойчивый состав новообразованных минеральных фаз (полевых шпатов, апатита), возникших на данном этапе. Присутствие альбитизированных пород как в фенитах экзоконтактных зон, так и внутри самого интрузива объясняется образованием флюидопроницаемых зон трещиноватости уже после раскристаллизации пород массива. В то же время, нельзя исключать возможность формирования поздних щелочных метасоматитов (полевошпатовых пород и слюдитов) на регрессивном этапе карбонатитового процесса, на что косвенно указывает часто наблюдающаяся пространственная совмещенность продуктов высокотемпературной базификации и среднетемпературного щелочного метасоматоза.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ 12-05-00244-а.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Арзамасцев А.А., Федотов Ж.А., Арзамасцева Л.В. Дайковый магматизм северо-восточной части Балтийского щита. СПб.: Наука, 2009. 383 с.
2. Дудкин О.Б. Савицкий А.В., Кулешов Г.В. Минеральные ассоциации комплекса щелочных пород массива Озёрная Варака // Минеральные комплексы и минералы Кольского п-ова. Апатиты: Изд-во КФАН РАН СССР, 1980. С. 126-140.
3. Козлов Е.Н. Индикаторы эволюции метасоматической системы в зонах контактово-реакционного взаимодействия щелочно-ультраосновных массивов с карбонатитами (на примере интрузии Озёрная Варака, Кольский п-ов) // Матер. III Межд. науч.-практ. конф. молодых ученых и специалистов памяти акад. А.П. Карпинского, 11-15 февраля 2013 г., Санкт-Петербург, ВСЕГЕИ (электронный ресурс). С. 310-314.
4. Ризванова Н.Г., Левченков О.А., Богомолов Е.С. и др. Сопоставление методик сепарации фаз цирконов для геохронологических целей // Геохимия. 1994. №7. С. 1076-1087.
5. Рудник В.А. Атомно-объемный метод в применении к метасоматическому минерало- и породообразованию. Л.: Недра, 1966. 118 с.
6. Coelho J. GEOISO – a Windows™ program to calculate and plot the mass balances and the volume changes occurred in a wide variety of geologic processes // Computers Geosciences. 2006. V. 32. № 9. P. 1523-1528.
7. Grant J.A. The isocon diagram – A simple solution to Gresens' Equation for metasomatic alteration // Econ. Geol. 1986. V. 81. № 8. P. 1976-1982.
8. Gresens R.L. Composition-volume relationships of metasomatism // Chem. Geol. 1967. V. 2. № 1. P. 47-55.
9. Kramm U., Kogarko L.N., Kononova V.A. et al. The Kola Alkaline Province of the CIS and Finland: Precise Rb-Sr ages define 380-360 age range for all magmatism // Lithos. 1993. V. 30. P. 33-44.

ИСПОЛЬЗОВАНИЕ НОВЫХ ПОДХОДОВ ПРИ РЕКОНСТРУКЦИИ ОБСТАНОВОК ФОРМИРОВАНИЯ ПРОТОЛИТОВ РАННЕДОКЕМБРИЙСКИХ КОМПЛЕКСОВ

Козлов Н.Е.^{1,2}, Мартынов Е.В.^{1,2}, Сорохтин Н.О.^{1,2,3}

¹ ГИ КНЦ РАН, Апатиты, kozlovne@afimgtu.apatity.ru

² АФ МГТУ, кафедра Геологии и полезных ископаемых

³ Институт океанологии РАН, Москва

Введение. Проблемами реконструкции первичной природы и геодинамических условий формирования протолитов супракрустальных комплексов, основанных на создании и использовании различных диаграмм, занимались многие авторы, среди которых можно назвать М.Р. Бхатиа, А.Ф. Грачева, Н.А. Домарацкого, А.С. Керра, В.А. Макрыгину, А.Н. Неелова, Дж.А. Пирса, А.А. Предовского, О.М. Розена, Х. Роша, А.В. Сидоренко, А. Симонена и многих др. Необходимо отметить, что в основу этих диаграмм ими закладывалась информация о содержании тех или иных элементов в объектах фанерозоя, что потом использовалось при исследовании супракрустальных комплексов докембрия. В целом этот подход известен как принцип актуализма.

Вместе с тем, некоторые данные позволяют предполагать, что процессы эволюции Земли развивались нелинейно, а, следовательно, названный принцип нельзя в полной мере применять к большинству комплексов раннего докембрия. Ранее и авторы настоящей работы [6] на большом фактическом материале показали устойчивое значимое различие состава базальтов фанерозоя и метабазитов докембрия, что должно ограничивать возможности реконструкций с использованием вышеупомянутых диаграммных методов. Более корректным при проведении параллелей между докембрийскими и фанерозойскими породными комплексами представляется исходить из предположения о специфичности докембрийского периода развития планеты, с одной стороны, и некоторой общности в характере реализации геодинамических обстановок на всем протяжении геологической истории, с другой. Данный подход был сформулирован ранее [2] как положение о гомологичных рядах геодинамических режимов.

Обсуждение результатов. В настоящей работе описан новый подход к реконструкции обстановок формирования протолитов докембрийских комплексов, в определенной мере учитывающий описанное выше системное отличие состава объектов докембрия и фанерозоя. Данная работа продолжает исследования авторов, первые результаты которых, также как и описание методов математической обработки материалов, были опубликованы ранее [3, 8]. Необходимо отметить, что на ранних этапах работы авторы, как и другие исследователи, использовали прямые аналогии, что порой приводило к неоднозначным результатам. Это может быть проиллюстрировано данными таблицы 1. Отчетливо видно, что близость фанерозойских объектов (№№ п/п 1-3 в табл. 1) к эталонным выборкам, соответствующим по геодинамическим режимам, практически идеальная – «коэффициент близости» приближается к нулю, что означает их практическую идентичность. В то же время для докембрийских объектов результаты реконструкций (для каждого изученного объекта – верхняя строка таблицы), свидетельствуют о том, что без учета специфики докембрия во многих случаях мы получаем неоднозначный результат, что выражается в одновременной близости исследуемых объектов к нескольким эталонам.

По нашему мнению, для получения достоверных результатов при сопоставлении состава древнейших породных ассоциаций с фанерозойскими гомологами необходим учет системных отличий состава докембрийских образований относительно фанерозойских эталонов (т.е. в данном случае «смещения» состава докембрийских метабазитов в многомерном пространстве относительно базальтов фанерозоя) и только после этого поиск эталона, максимально сходного с исследуемым объектом. В этой связи значительный интерес при решении задач реконструкции представляют теоретические данные, количественно описывающие эволюцию химического состава мантии [13]. Введение поправки на изменение мантийного вещества в ходе геологического времени позволяет более корректно применять этот принцип при решении различных геологических задач. Математический аппарат для решения данной задачи был описан нами в специальной публикации [8].

Предложенный подход был проверен на примере реконструкции геодинамического режима формирования ряда докембрийских комплексов Евразии, исследованных ранее (табл. 1). При введении поправки на химическую эволюцию мантии интерпретация становится достаточно определенной (табл. 1, значения, приведенные в нижней строке). При этом результат реконструкций совпадает с полученным ранее в ходе независимых геолого-петрогеохимических исследований [3, 5, 12], что подтверждает правомерность

использования разработанной методики при проведении реконструкций геодинамических режимов раннедокембрийских объектов.

Таблица 1. Результаты реконструкции обстановок формирования некоторых комплексов фанерозоя и докембрия (с использованием данных [1, 3, 4, 9-11]).

NN п/п	Комплексы, пояса, районы	I	II	III	IV	V	VI
1	Грабен о. Северный, Нов. Зеландия	0.76	2.53	2.61	1.38	0.12*	2.72
2	Рифт о. Исландия	0.98	2.01	2.22	0.24	1.34	2.84
3	М. Антильская дуга	1.17	0.36	1.28	2.5	2.03	2.78
4	Северо-Печенгский, Кольский п-ов	3.13**	3.87	3.51	3.1	<u>2.21</u>	<u>2.39</u>
		3.09	3.68	3.44	2.98	2.18	2.35
5	Ольхонский, Прибайкалье	2.24	3.27	3.17	<u>2.26</u>	<u>2.32</u>	<u>2.39</u>
		2.18	3.13	3.08	2.23	2.26	2.31
6	Лапландский гранулитовый, Кольский п-ов	<u>2.67</u>	<u>2.68</u>	3.16	3.53	3.26	3.5
		2.52	2.65	3.04	3.22	3.12	3.11
7	Анабарский щит	<u>2.25</u>	2.81	<u>2.19</u>	<u>2.21</u>	2.28	2.36
		2.08	2.73	2.15	2.14	2.22	2.18
8	Гранулиты СВ Азии	<u>3.08</u>	<u>2.88</u>	<u>2.96</u>	3.92	3.12	3.17
		2.63	2.77	2.84	3.12	2.87	3.01
9	Олекмо-курультино-зверевская зона (Алдан)	2.46	2.75	<u>2.32</u>	<u>2.3</u>	<u>2.28</u>	<u>2.44</u>
		2.14	2.71	2.26	2.21	2.2	2.2
100	СВ часть Сино-Корейского щита, Китай	<u>2.44</u>	2.78	<u>2.57</u>	3.22	2.61	<u>2.57</u>
		2.38	2.74	2.53	3.06	2.54	2.49
111	Шарыжалгайский, Прибайкалье	<u>2.84</u>	3.49	3.08	<u>2.75</u>	<u>2.78</u>	<u>2.82</u>
		2.63	3.28	2.97	2.74	2.76	2.8
122	Гранулиты Побужья, Украина	<u>2.58</u>	2.96	2.9	<u>2.52</u>	<u>2.79</u>	<u>2.64</u>
		2.13	2.92	2.87	2.24	2.63	2.33
133	Гранулиты Ю. Индии	<u>3.16</u>	3.75	<u>3.39</u>	3.46	<u>3.25</u>	<u>3.14</u>
		2.71	3.24	3.21	3.32	3.01	2.97

1-3 – фанерозойские комплексы, 4-13 – докембрийские комплексы с возрастом формирования протолита 2.7 млрд. лет и менее (4-6), 2.7-3.3 млрд. лет (7-11), 3.4 млрд. лет, возможно более (12-13); I, II, III – юные, развитые и зрелые дуги, соответственно, IV – Сох, V – континентальные рифты, VI – траппы.

*) В таблице приведены расстояния выборок до соответствующих эталонных групп, условно названные «коэффициентами близости». Чем меньше значения приведенных коэффициентов, тем ближе сравниваемые объекты. Жирным выделены значения минимального отличия, если они значительно отличаются от ближайшего по величине значения.

**) Подчеркнуты минимальные коэффициенты, незначимо отличающиеся друг от друга и значимо – от неподчеркнутых значений. Для докембрийских комплексов верхняя строка – значение «коэффициентов близости» без учета эволюции химического состава мантии, нижняя строка – с ее учетом.

Данный метод был использован при реконструкции обстановок формирования протолитов некоторых раннедокембрийских комплексов СВ Балтийского щита, для метабазитов которых ранее было установлено максимальное подобие с базальтами трапповых формаций [7]. Первые результаты таких сопоставлений показывают, что при введении поправки на химическую эволюцию вещества мантии проявляется существенно большее разнообразие в результатах реконструкций (табл. 2). При этом полученные результаты не противоречат полученным ранее выводам о более «океанических» характеристиках Беломорского подвижного пояса по сравнению с породами Кольско-Норвежского и Мурманского доменов [2] и специфичности вещественного состава и геодинамики формирования протолитов пород Кейвского домена в сравнении с другими структурами Кольского региона [7].

Авторы подчеркивают, что приведенные в таблице 2 результаты исследования древнейших образований СВ Балтийского щита являются предварительными и могут быть серьезно уточнены при доработке метода. Они приведены в настоящей статье лишь для иллюстрации перспективности подобного подхода к реконструкции обстановок формирования протолитов древнейших пород. В этой связи необходимо также

напомнить, что, что при проведении реконструкций с помощью разработанного метода мы делаем вывод лишь о близости состава изученных нами метаморфитов с составом магматических пород, сформированных в определенных геодинамических условиях фанерозоя, не проводя полных аналогий между обстановками этого периода развития Земли и докембрием.

Таблица 2. Результаты реконструкции обстановок формирования протолитов архейских комплексов Кольского региона с учетом возможной эволюции химического состава мантии.

Объекты сопоставления	I	II	III	IV	V	VI
Мурманский домен	3.43*	3.72	3.21	3.31	2.94	2.37
	2.26	1.99	1.86	2.17	1.82	1.88
Центрально-Кольский сегмент Кольско-Новожежского домена	4.68	7.06	4.89	6.10	5.28	3.38
	2.56	2.97	2.58	1.98	1.95	2.07
Кейвский домен	3.72	4.34	3.74	4.03	3.90	3.36
	3.31	2.96	3.03	3.55	3.02	3.27
Беломорский подвижный пояс	3.68	4.34	3.75	3.72	3.88	3.00
	2.12	2.43	2.51	1.84	2.12	2.02

I-VI – см. таблицу 1;

*) числитель – результаты, полученные ранее [7], знаменатель – результат реконструкций с использованием нового метода. Жирным выделены минимальные значения «коэффициентов близости». Значимость отличия этих значений от ближайших по величине на данном этапе исследований не рассчитывалась, что позволяет говорить о результатах, приведенных в данной таблице, как о предварительных.

Выводы. Предложенный метод реконструкции протоприроды обстановок формирования протолитов раннедокембрийских комплексов позволяет вводить поправку на химическую эволюции вещества Земли, повышая достоверность выводов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Богатиков О.А., Цветков А.А. Магматическая эволюция островных дуг. М.: Наука, 1988. 248 с.
2. Козлов Н.Е. Вещественный состав метаморфических комплексов высокобарных гранулитовых поясов и проблема формирования их протолитов (на примере Лапландских гранулитов). Автореф. дисс. д.г.-м.н. СПб.: ИГГД РАН, 1995. 36 с.
3. Козлов Н.Е., Иванов А.А., Мартынов Е.В. и др. Моделирование условий формирования и эволюции докембрийских комплексов на основе изучения геологии вещественного состава слагающих их породных ассоциаций // Геология и полезные ископаемые Кольского п-ова. Т. 3. Новые идеи и подходы к изучению геологических образований. Апатиты: Изд-во «Полиграф», 2002. С. 96-110.
4. Козлов Н.Е., Мартынов Е.В. К вопросу о первичной природе метаморфитов Лапландского гранулитового пояса (Балтийский щит) // Геохимия. 1992. № 1. С. 128-133.
5. Козлов Н.Е., Мартынов Е.В. Гранулитовые пояса докембрия и некоторые аспекты петрогеохимической эволюции протосубдукционных зон в ходе развития Земли // Геология и геофизика. 1995. Т. 36. № 12. С. 105-112.
6. Козлов Н.Е., Мартынов Е.В., Иванов А.А. Черты петрогеохимических различий основных пород энсиалических и энсиматических комплексов (сравнительный анализ фанерозоя и докембрия) // Геохимия. 1999. № 6. С. 582-588.
7. Козлов Н.Е., Сорохтин Н.О., Глазнев В.Н. и др. Геология архея Балтийского щита. СПб.: Наука, 2006. 329 с.
8. Мартынов Е.В., Козлов Н.Е., Сорохтин Н.О. Возможность учета изменения химического состава мантии в процессе эволюции Земли при реконструкции геодинамических обстановок формирования геологических объектов // Межд. научно-технич. конф. «Наука и образование 2012». Мурманск: Изд-во МГТУ, 2012. С. 157-161.
9. Левицкий И.В. Геохимия гранулитовых и зеленокаменных комплексов присаянского выступа фундамента Сибирской платформы. Автореф. дисс.к.г.-м.н. Иркутск: ИГХ СО РАН, 2012. 23 с.
10. Милановский Е.Е. Рифтовые зоны континентов. М.: Недра, 1976. 275 с.
11. Розен О.М. Сибирский кратон: тектоническое районирование, этапы эволюции // Геотектоника. 2003. № 3. С. 3-21.

12. Смолькин В.Ф. Коматиитовый и пикритовый магматизм раннего докембрия Балтийского щита. СПб.: Наука, 1992. 272 с.
13. Сорохтин О.Г., Чилингар Дж.В., Сорохтин Н.О. Теория развития Земли (происхождение, эволюция и трагическое будущее). М.-Ижевск: Изд-во «Институт компьютерных исследований», 2010. 751 с.

ХАРАКТЕРИСТИКА ПЛАСТОВЫХ СТРОМАТОЛИТОВ *STRATIFERA FLEXURATA* KOM. (КАРУЯРВИНСКАЯ СВИТА П-ОВА СРЕДНИЙ, СЕВЕРНОЕ ПОБЕРЕЖЬЕ КОЛЬСКОГО П-ОВА)

Кочетков О.С.¹, Михайленко Ю.В.¹, Иванов Н.Ф.¹, Анисимова С.А.²

¹ ФГБОУ ВПО «УГТУ», Ухта, Yulia-v-m@mail.ru

² ИЗК СО РАН, Иркутск, svetanisimova@crust.irk.ru

По результатам полевых работ на п-ове Средний (д.г.-м.н. Кочетков О.С., вед. геолог УГРЭ Иванов Н.Ф., 2006-2007 гг.; Иванов Н.Ф. и асп. Михайленко Ю.В., 2010 г.) были впервые обнаружены биостромы пластовых строматолитов в составе каруярвинской свиты рифея п-ова Средний. Осадочные образования (без учета метаморфизма) п-ова Средний трактуют как отложения двух крупных трансгрессивно-регрессивных циклов (кильдинская и волоковая серии), в свою очередь, состоящих из циклов более низкого уровня [2]. Каруярвинская свита отвечает верхней части кильдинской серии, она имеет локальное развитие на СЗ и СВ побережье п-ова Средний и согласно залегает на землепахтинской свите. Свита сложена ритмично переслаивающимися пестроцветными (благодаря наложенному гипергенезу) кварцитопсаммолитами, метаалевролитами, глинизированными метасланцами и темно-серыми доломитами, включающими пластовые строматолиты *Stratifera flexurata* Kom. [3], биостромы которых четко картируются и прослеживаются среди отложений п-ова Средний. Видимая мощность изученного разреза каруярвинской свиты составляет около 70 м, но это не полный стратиграфический её объем, так как свита была размита и перекрыта вышележащей куяканской толщей с угловым несогласием. Залегание пород вдоль побережья губы Большая Волоковая полого-складчатое, породы смяты в брахиантиклинальные складки с падением слоев на крыльях от 4 до 25° [3].

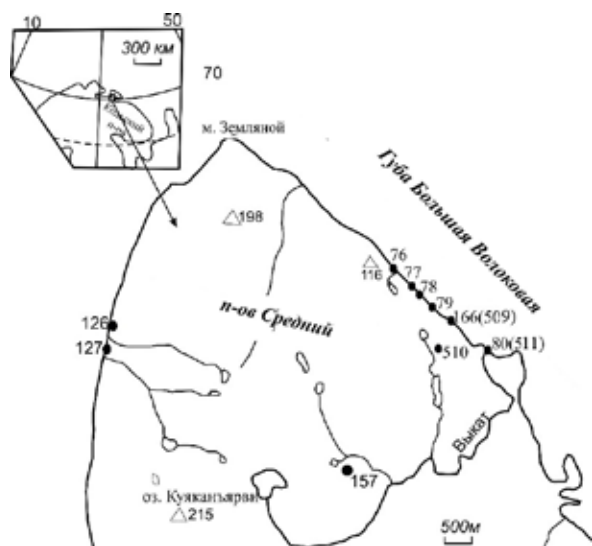


Рис. 1. Расположение точек наблюдения выходов пластовых строматолитов.

Биостромы пластовых строматолитов были обнаружены и опробованы вдоль ЮВ побережья губы Большая Волоковая и на водоразделе (см. рис. 1). Вдоль СЗ побережья п-ова Средний были изучены лишь эпизодические выходы пород каруярвинской свиты.

Первичное изучение пластовых строматолитов производилось на основе исследования штучков, пришлифовок, аншлифов и ориентированных прозрачных шлифов с целью характеристики их поверхностей напластования и микроструктуры. При дальнейшем исследовании полученного материала в Институте земной коры СО РАН подтвердилось, что в образцах определяются микроструктуры пластовых строматолитов *Stratifera flexurata* Kom. [1].

Волнисто-слоистые пластовые постройки *Stratifera flexurata* Kom. образуют выдержанные слои мощностью от 0.5-1.5 м и прослеживаются во время отлива вдоль побережья на десятки и сотни метров (см. рис. 2).

***Stratifera flexurata* Komar, 1966.** Табл. I. 1-16. *Stratifera flexurata*: В.А. Комар, 1966, с. 90, табл. XII, 1-4.

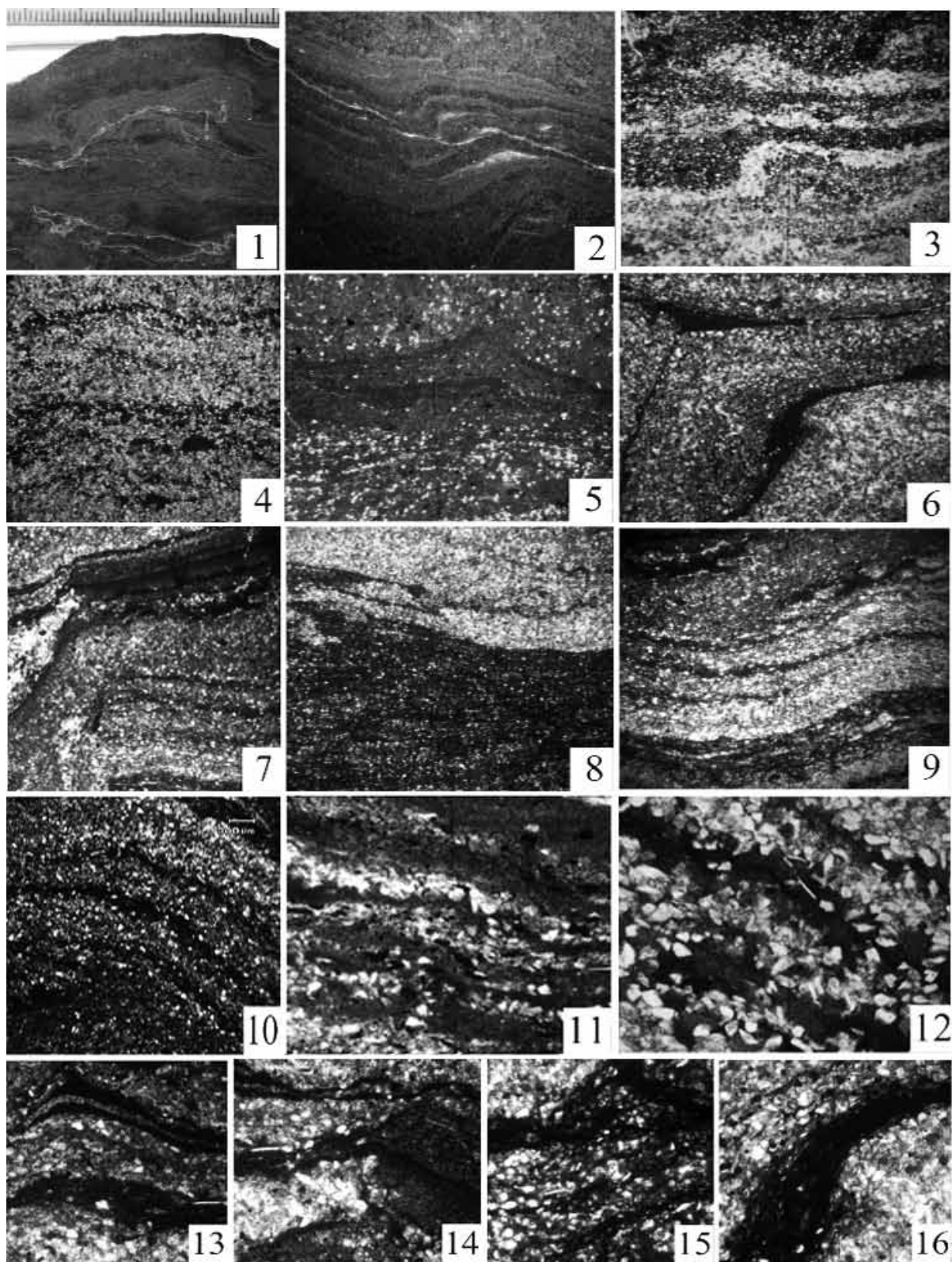
Голотип. Обр. 3577/14, ГИН РАН; Анабарский массив, р. Котуйкан, верхняя подсвита котуйканской свиты, нижний рифей.



Рис. 2. обнажение № 509, пачки доломитов с пластовыми строматолитами (а) и бугристая поверхность наложения пластовых строматолитов (б).

Диагноз. Стратифера с унаследованными флексурообразными перегибами слоёв и простейшей (полосчатой) микроструктурой.

Описание. Постройки в виде пластов мощностью от 0.5-1.5 м, прослеживающиеся на протяжении сотен метров (в обн. № 166 образуют биостромные постройки на протяжении 200 м). В вертикальном сечении, благодаря наличию резких, унаследованных флексурообразных перегибов слоёв, сопровождающихся уменьшением толщины, в постройке создаётся ряд бугорков, производящих впечатление сближенных между собой столбиков. Однако каждый строматолитовый слой проходит через все эти ложные столбики не прерываясь. Волнистые строматолитовые слои с поверхности образуют чередующиеся пологие мелкие



бугорки длиной 10 см, шириной 2 см, высотой 1-1.5 см и впадинами шириной 5-7 см. Форма поперечного сечения (бугорков) самая разнообразная: округлая, эллипсовидная, С-образная и т.п.

Слоистость и микроструктура слоёв. Слоистость чёткая, разнотелая. Толщина каждого слоя между зонами перегиба выдержана, но несколько меняется от слоя к слою. В зоне перегиба, ширина которой не превышает 1-2 мм, слои резко подгибаются вниз и утончаются. Полого-выпуклые участки слоёв (0.5-1 см), преобладают над их полого-вогнутыми участками (0.1-0.8 см).

Микроструктура определяется закономерным чередованием слоёв двух типов: 1) относительно более тёмных слоёв, сложенных пелитоморфным карбонатом, обогащенных углефицированным органическим веществом, иногда наблюдаются талломы, толщина слоя выдерживается в пределах 0.03-0.1 мм; 2) относительно более светлых слоёв, сложенных тонкозернистым карбонатом с обилием обломочных зерен кварца (реже полевых шпатов) от угловатой до округленно-угловатой формы. Толщина слоёв вне зон перегиба изменяется от слоя к слою от 0.08 до 0.6 мм.

Каждый слой относительно выдержан по толщине и только в местах перегиба обычно резко утончается.

Сравнение. От *Stratifera rara* Korol. отличается наличием характерных флексуорообразных перегибов слоёв и отсутствием выпуклых нитей, обнаруженных на поверхности наложения формы, от голотипа отличается наличием кварцевого обломочного материала в светлых слоях и углефицированными темными слоями.

Материал. 27 образцов из 7 обнажений (77 (166), 78 (508), 79, 509, 80 (511), 510, 157), из каруярвинской свиты рифея п-ова Средний.

Объяснения к фототаблице. Таблица I. Продольное сечение *Stratifera flexurata* Kom., характер наложения и микроструктура. Каруярвинская свита рифея п-ова Средний, кильдинская серия.

1. Пришлифовка обр. 511/3, натур. величина. Побережье губы Большая Волоковая.
2. Унаследованное флексуорообразное изгибание слоёв, шлифовка обр. 77/5K, ×20. Побережье губы Большая Волоковая.
3. Унаследованное флексуорообразное изгибание слоёв, шл. 511/3, × 16. Побережье губы Большая Волоковая.
4. Шл. 77/2, × 16. Побережье губы Большая Волоковая.
5. Шл. 166/15, × 16. Побережье губы Большая Волоковая.
6. Флексуорообразное изгибание углефицированных темных слоёв, шл. 166/1, × 16. Побережье губы Большая Волоковая.
7. Флексуорообразное изгибание углефицированных темных слоёв, шл. 76/K, × 16. Побережье губы Большая Волоковая.
8. Ячеистое строение талломов (черное) в шл. 508/1, × 16.
9. Шл. 508/1, × 16. Побережье губы Большая Волоковая.
10. Шл. 77/2, × 40. Побережье губы Большая Волоковая.
11. Шл. 77/5K, × 65. Побережье губы Большая Волоковая.
12. Шл. 78/6, × 65. Побережье губы Большая Волоковая.
13. Шл. 76/K, × 65. Побережье губы Большая Волоковая.
14. Шл. 76/K, × 65. Побережье губы Большая Волоковая.
15. Талломы (черное) в строении темных слоёв, шл. 508/1, × 65. Побережье губы Большая Волоковая.
16. Талломы, замещенные пиритом, шл. 508/3, × 65. Побережье губы Большая Волоковая.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Дольник Т.А. Строматолиты и микрофитолиты в стратиграфии рифея и венда складчатого обрамления Сибирской платформы. Новосибирск: Изд-во СО РАН, филиал «Гео», 2000. 320 с.
2. Негруца В.З., Басалаев А.А., Чикирев И.В. Баренцевоморский фосфоритовый бассейн. Апатиты: Изд-во КНЦ РАН, 1993. 119 с.
3. Михайленко Ю.В. О рифейских пластовых строматолитах каруярвинской свиты п-ова Средний (северное побережье Кольского п-ова) // Проблемы современной палинологии: Матер. XIII Росс. палинологической конф. Т. 1. Сыктывкар: ИГ Коми НЦ УрО РАН, 2011. С. 267-271.

К ВОПРОСУ О СТРОЕНИИ ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ КУОЛАЯРВИНСКОЙ ПАЛЕОПРОТЕРОЗОЙСКОЙ СТРУКТУРЫ (СЗ РОССИЯ – СВ ФИНЛЯДИЯ)

Куликов В.С., Куликова В.В.

ИГ КарНЦ РАН, Петрозаводск, vkulikova@yandex.ru

Палеопротерозойский Пана-Куоляярвинский мегасинклиниорий, расположенный на территории С. Финляндии (Куусамо-Салла) и СЗ России (СЗ Карелии и ЮЗ Мурманской обл.), представляет значительный интерес на предмет познания общей геологической истории С. Фенноскандии в свете новых современных технологий и подходов. Структура имеет площадь более 7.5 тыс. кв. км [7] и содержит месторождения и проявления золота и редких элементов [5, 6]. Традиционно мегасинклиниорий подразделяется на две части: северную (Куоляярви – Салла – Соваярви) и южную (Куусамо – Панаярви), ориентированные, соответственно, на ССЗ и ВСВ. Условная субширотная граница между ними проводится приблизительно в 15 км южнее Северного полярного круга. Для российской территории северная часть называется Куоляярвинским синклиниорием (КС), а южная – Панаярвинским (ПС). Стратиграфия и тектоническое строение ПС в основном согласованы между российскими и финляндскими геологами [12].

Интерпретация геологического строения КС, где доминирующий объем занимают вулканиты, до настоящего времени дискуссионна и существенно различается как между российскими и финляндскими исследователями, так и между разными школами российских геологов. Главное разногласие заключается в

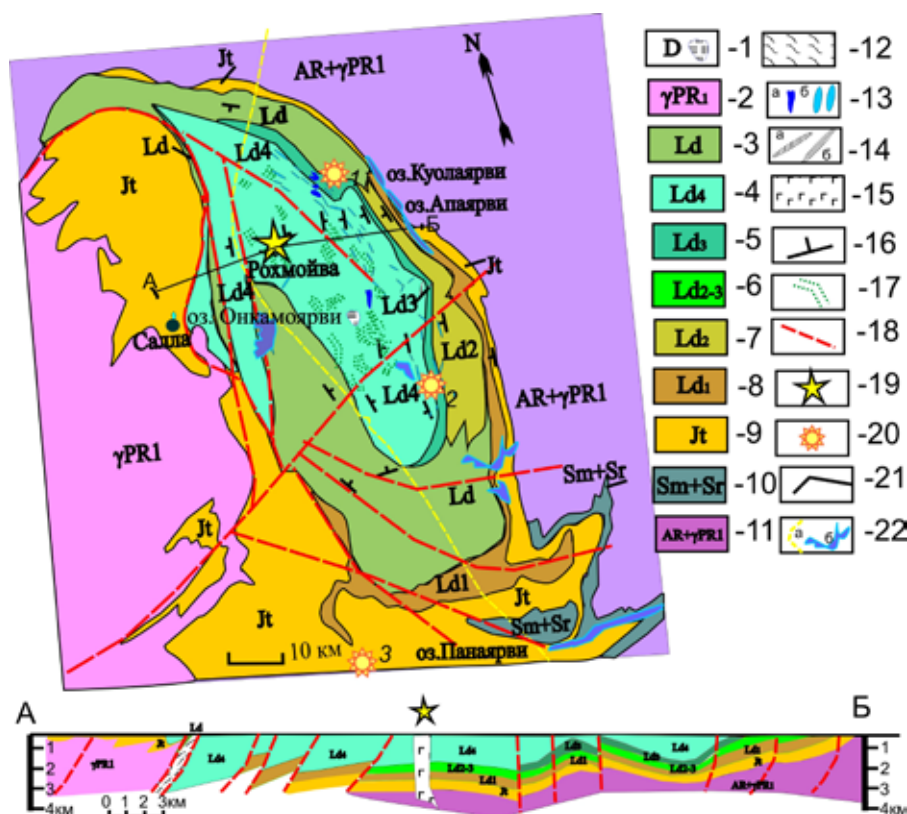


Рис. 1. Схема геологического строения Куоляярвинского синклиниория. Составили В.С. Куликов и В.В. Куликова (2013) с использованием [7, 8, 9, 11] и авторских материалов.

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

понимании геологического строения и возраста пород в ядерной части структуры. Некоторые исследователи [9-13] относят их к доятулию, другие – к постятулию [1, 2, 4, 5, 8]. На финляндской территории имеются U-Pb возраста ятулийских долеритов (2206-2210 Ma) из районов Куусамо и Салла [13], а также один более древний (2383 ± 33 Ma) – циркона из «дайки роговообманкового метагаббро», секущей вулканиды формаций Салла и Мянтьюваара [10]. По мнению В.С. Куликова, необходимы дополнительные исследования, в том числе с учетом достоверных геологических данных. Нами критически пересмотрены материалы полевых работ В.С. Куликова в КС в 70-х гг. XX в. и 2006 г., полевых экскурсий 1988 г. под руководством Т. Маннинена на ключевых объектах на финляндской территории, а также проанализированы публикации других исследователей. В результате авторами составлена новая схема строения территории, при этом использованы материалы разных исследователей [2, 3, 7, 9, 11], но базовыми стали работы [7, 8] с некоторыми дополнениями (рис. 1).

В.С. Куликовым геология КС интерпретируется следующим образом. На востоке в субмеридиональной полосе шириной до 2 км, протягивающейся от оз. Куолярви до оз. Соваярви, выделяется ятулийский [1, 8] надгоризонт (система) мощностью 450-1000 м, залегающий на коре выветривания на архейских гранитоидах или вулканидах и конгломератах сумия-сариолия (оз. Панаярви) (рис. 1). Он представлен кварцитами, аркозами, базальтами и карбонатными породами. Выше следует людиковийский надгоризонт в виде осадочно-вулканогенной толщи мощностью более 2 км. В ней устойчиво прослеживается 3 маркирующих горизонта осадочных пород, чередующихся с вулканидами: нижний – черносланцевый (в верхах соваярвинской или юрхямаярвинской свит), средний – конгломерат-граувакковый (в низах ноукаярвинской или апаярвинской) и верхний карбонат-сланцевый с высокомагнезиальными вулканидами (в хосиярвинской или кайральской). Нижний прослежен по обнажениям и скважинам ПГО Невскгеология от оз. Апаярви до оз. Соваярви и далее в западном направлении на территорию Финляндии в пределы пояса Куусамо. Средний и верхний горизонты протягиваются на расстояние около 50 км от оз. Куолярви до оз. Ноукаярви и далее на западе уходят на территорию Финляндии. Стратиграфически выше верхнего маркирующего горизонта в восточной части КС залегают соткойвинская свита вулканидов (магнезиальные базальты, базальты, андезибазальты, дациты). В западной части КС ее аналогами являются средние и кислые вулканиды формации Салла и перекрывающие магнезиальные базальты формации Мянтьюваара [9]. Соткойвинская свита прослеживается на всех вершинах тундровых гор (от Саллатунтури на севере до Коупсутунтури на юге). Она имеет мощность более 1 км и занимает около половины площади КС. Перекрывающие породы не установлены, а рвущие представлены перидотитами типа массива Какойва (возможные

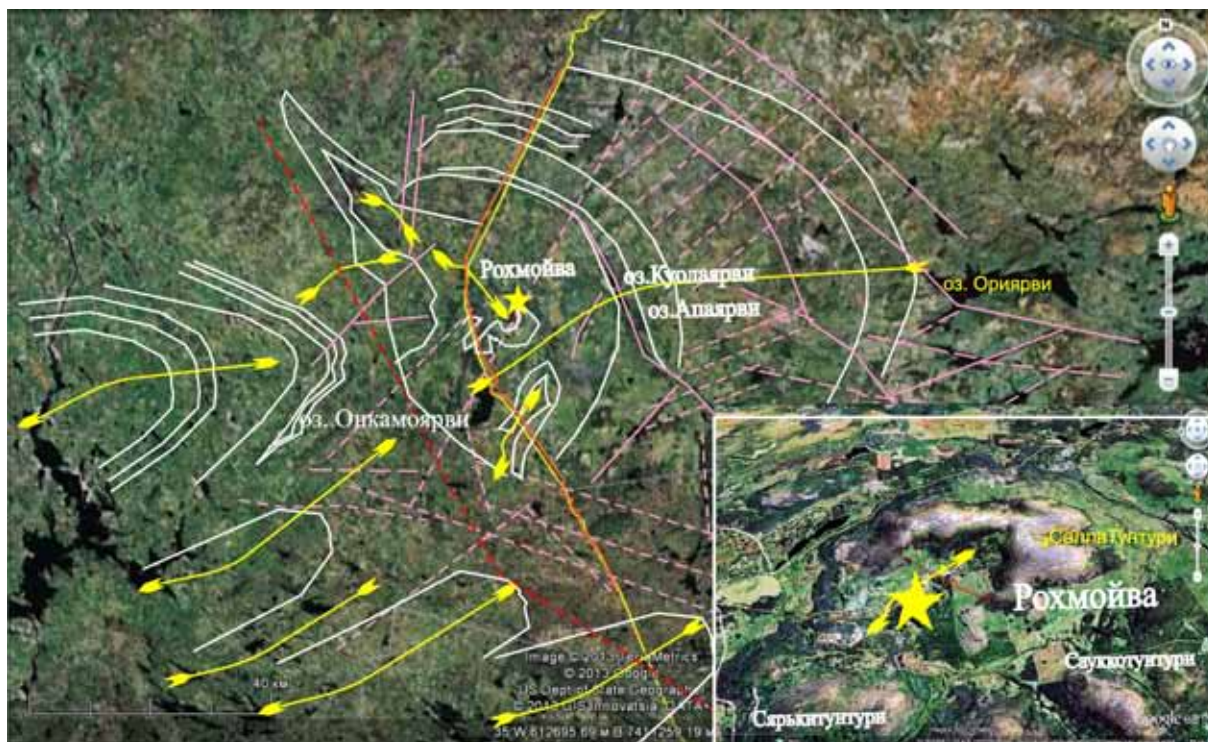


Рис. 2. Выделенные структуры 2-го и более высоких порядков на карте Google. Звездочкой отмечен предполагаемый палеовулкан Рохмойва.

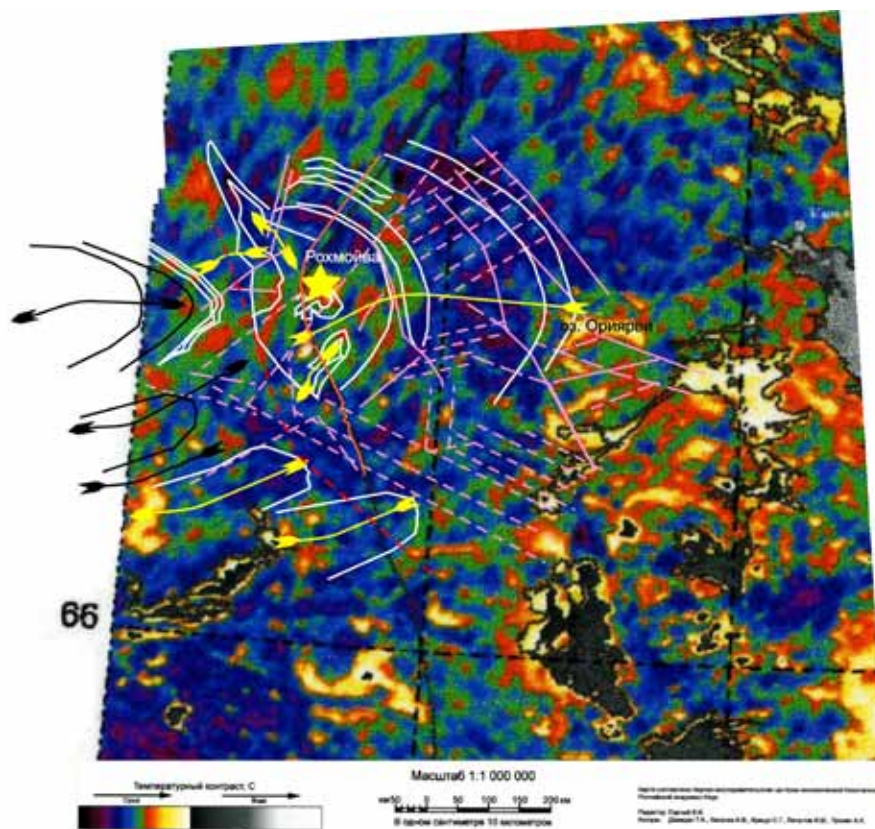


Рис. 3. Фрагмент карты теплового поля Земли из [3] со структурными элементами КС.

интрузивные комагматы формации Мянтьюваара), свекофеннскими гранитами (~ 1.8 Ga), мезопротерозойскими долеритами типа Туттиярви (1.1 Ga) и девонским щелочноультраосновным массивом Салланлатва с сопровождающими дайками фойдолитов.

Наличие в КС значительных по площади необнаженных участков (особенно в его северной, западной и южной частях) не позволяет достоверно проследить указанные выше маркирующие горизонты людиковия на всей территории, и поэтому местами они показаны как нерасчлененные (рис. 1). Дешифрирование спутниковых снимков Google на участке Куоляярви–Онкамоярви с учетом полевых наблюдений позволило авторам впервые выделить куполовидную структуру диаметром > 4 км по вершинам гор Саллантунтури – Рохмойва – Сауккотунтури – Сяркитунтури, рассеченную субрадиальными разломами. Имеющиеся замеры элементов залегания лавовых потоков и туфов подтверждают куполовидную форму структуры с центром в двух км к ССЗ от вершины г. Рохмойва (рис. 2). Предполагается, что это разрушенный палеопротерозойский вулкан, который авторами назван «Рохмойва» по одноименной и самой высокой в КС горе (668 м).

Присутствие этой структуры отмечается также повышенными гравитационным [11] и тепловым [3] полями на данном участке (рис. 3), что позволяет по-новому интерпретировать строение КС. К западу от вулканической постройки ятулийские образования (формации Матоваара, Келлоселька и Тахкоселька по [9]) вместе со свекофеннскими гранитоидами надвинуты на слабо изученные людиковийские формации Салла и Мянтьюваара по мощной тектонической зоне Аатсинки и связанными с ней разломами (рис. 1, разрез). Авторы полагают, что такое видение строения обобщенного разреза КС и его отдельных фрагментов отвечает реально наблюдаемым геологическим соотношениям выделяемых стратиграфических подразделений от восточной стратиграфической границы с образованиями гранито-гнейсового архейского фундамента до западной тектонической (надвиговой) с интенсивно гранитизированными комплексами палеопротерозоя Ц. Лапландии. Строение КС имеет определенное сходство с палеопротерозойской Печенгской структурой. Например, более древняя северная часть последней сопоставима с восточной частью Куоляярвинской, а относительно молодая южная, соответственно, с западной.

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

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Войнов А.С., Полеховский Ю.С. Стратиграфия нижнего протерозоя Пана-Куоляярвинской структурной зоны // Стратиграфия нижнего докембрия Карело-Кольского региона. Л.: ВСЕГЕИ, 1985. С. 96-106.
2. Геологическая карта Кольского п-ова. 1: 1 000 000. Ред. Митрофанов Ф.П. 1996.
3. Горный В.И., Давидан Т.А., Киселев А.В. и др. Карта некоррелированного конвективного теплового потока СЗ России. Масштаб 1:1 000 000. Листы Q37-Q38 (Архангельск). Под ред В.И. Горного. СПб НИИЦЭБ РАН. 2000.
4. Куликов В.С. Пана-Куоляярвинская структура // Коматииты и высокомагнезиальные вулканиды раннего докембрия Балтийского щита. Л.: Наука, 1988. С. 62-68.
5. Чернявский А.В., Волошин А.В., Войтеховский Ю.Л. Благороднометалльная и сульфидная минерализация в малосульфидных эпитегрмальных рудопоявлениях Пана-Куоляярвинской структуры // Тр. КарНЦ РАН. 2012. № 3. С. 157-164.
6. Fennoscandian Ore Deposit Database (FODD) [http://er.gtk.h/Exploration Finland](http://er.gtk.h/Exploration%20Finland).
7. Geological map of the Fennoscandian shield. 1: 2 000 000. Helsinki: 2001.
8. Kulikov V., Galdobina L., Voinov A. et al. Jatulian geology of the Paanajarvi-Kuolajarvi synclinorium // Jatulian geology in the Eastern part of the Baltic shield. Rovaniemi. 1980. P. 73-96.
9. Manninen T. Sallan alueen vulkaniitit. Lapin vulkaniittiprojektin raportti. Espoo. 1991. 97 p.
10. Manninen T., Huhma H. A new U-Pb zircon constraint from the Salla schist belt, Northern Finland // Geol. Sur. Finland. 2001. N. 33. P. 201-206.
11. Ruotoistenmaki T. Geophysical features indicating deep fractures in the Kuusamo area // Geol. Sur. Fin. Spec. paper. 1992. N. 13. P. 57-76.
12. Silvennoinen A., Saltikova T., Gaskelberg L. et al. Structural geologic map over the Kuolajarvi-Kuusamo-Paanajarvi area. 1: 500 000 // Geol. Sur. Finland. Spec. paper. 1992. N. 13. Appendix 1.
13. Vuollo J., Huhma H. Precambrian geology of Finland – Key to the Evolution of the Fennoscandian shield. Amsterdam: Elsevier, 2005. P. 195-236.
14. <http://www.biodiversity.ru/kola/html/kutsa/1.1.html>

К ПРОБЛЕМЕ МЕТАМОРФИЗМА ГНЕЙСОВ ЁНСКОГО СЕГМЕНТА СЗ БЕЛОМОРСКОГО ПОДВИЖНОГО ПОЯСА

Пожиленко В.И.

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

Северо-западная часть Беломорского подвижного пояса (БПП) – Ёнский сегмент сложен преимущественно биотитовыми и амфибол-биотитовыми гнейсами, мигматитами и гранито-гнейсами, гранат-биотитовыми и кианит-гранат-биотитовыми гнейсами и амфиболитами. Весь комплекс пород в ранге беломорской серии подразделялся на свиты различного состава [7; и др.], позднее рассматриваемые как тектонические покровы [6]. На геологической карте Кольского региона [3] разные ассоциации пород были выделены в составе трёх разновозрастных неоархейских комплексов: 1) комплекс основания (инфракомплекс, комплекс ТТГ); 2) нестратифицированный комплекс (нижнелопийский); 3) стратифицируемые метаорто- и метапаропоры – верхнелопийские гнейсы и амфиболиты фрагментов Ёнского и Вочеламбинского зеленокаменных поясов, выделяемые в ранге ёнского комплекса и вочеламбинской свиты, соответственно.

В эндогенном развитии рассматриваемых комплексов по совокупности структурно-геологических, петрологических и изотопно-геохимических данных выделено 4 тектоно-метаморфических цикла (ТМЦ) [5, табл. 3.1]. Для определения термодинамических условий (параметров) метаморфизма отбирались пробы из нестратифицированного комплекса и фрагментов зеленокаменных поясов (участки Воче-Ламбина, Широкая Салма) из близких по петрохимическому составу гнейсов, содержащих парагенные гранат и биотит (табл.1). Результаты их изучения отражены на рис. 1 и 2.

Ранний ТМЦ, с возрастными рамками 2.9-2.8 млрд. лет, проявлен только в породах основания и нестратифицированного комплекса и включает четыре этапа деформаций и метаморфизм амфиболитовой фации умеренно высоких давлений [5, табл. 3.1].

Р-Т-параметры кульминации этого метаморфизма оценены по парагенезисам реликтовых мелкозернистых гранат-биотитовых гнейсов, так называемых «сухарей» (образец любезно предоставлен В.В. Балаганским, обр. 180-1 в табл. 1) в 620-680°C и 7.6-8.8 кбар.

Таблица 1. Составы гранат-слюдяных и кианит-гранат-слюдяных гнейсов Ёнского сегмента.

мас.%	180-1	307-1-4	325-3-1	150-5	3529-1	3529-2	305-7
SiO ₂	62.42	56-50	61-88	53-63	59-87	59-33	63-81
TiO ₂	0.63	0.87	0.69	0.98	0.62	0.66	0.73
Al ₂ O ₃	17.48	21.38	15.98	20.14	16.70	16.57	16.42
Fe ₂ O ₃	1.94	0.77	1.16	2.31	0.66	0.87	0.69
FeO	4.82	8.09	6.57	8.41	6.39	6.56	6.16
MnO	0.11	0.13	0.16	0.17	0.09	0.11	0.09
MgO	2.53	3.70	3.00	6.58	3.84	4.17	3.23
CaO	2.73	2.25	2.42	2.06	2.56	2.67	1.71
Na ₂ O	3.14	2.26	3.68	1.41	4.54	4.04	2.57
K ₂ O	2.28	1.59	2.50	2.10	2.32	2.82	1.97
H ₂ O	2.18	1.71	1.62	1.29	1.66	1.82	1.76
P ₂ O ₅	0.07	0.09	0.02	0.10	0.21	0.27	0.03
S общ.	0.00	0.00	0.13	0.01	0.06	0.05	0.02
CO ₂	0.00	0.09	0.08	0.02	0.06	0.07	0.13
Сумма	100.33	99.43	99.89	99.21	99.60	100.01	99.32
X _{Fe}	0.591	0.572	0.587	0.472	0.505	0.498	0.540

Примечание. Нестратифицированный комплекс (ранний лопий, древнее 2.8 млрд. лет): обр. 180-1 – мелкозернистый гранат-биотитовый плагиогнейс («сухарь»), обр. 307-1-4 – крупнозернистый кианит-гранат-биотитовый гнейс-бластомилонит. Ёнский комплекс (поздний лопий): обр. 325-3-1, 3529-1 и 3529-2 – гранат-биотитовые гнейсы, обр. 150-5 – кианит-гранат-биотитовый гнейс, обр. 305-7 – кианит-гранат-биотитовый гнейс с кордиеритом. XFe=Fe/(Fe+Mg).

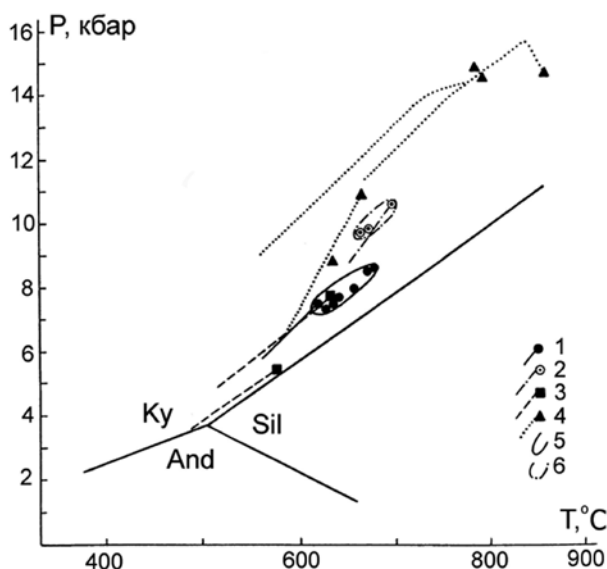


Рис. 1. Р-Т режим метаморфизма в гнейсах Ёнского сегмента: 1-3 – породы нестратифицируемого комплекса: 1 – гранат-биотитовые мелкозернистые гнейсы («сухари»); 2 – гранат-биотитовые кианитсодержащие гнейсы-бластомилониты; 3 – двуслюдяные гнейсы-диафориты. 4 – гранат-биотитовые и кианит-гранат-биотитовые гнейсы ёнского комплекса верхнего лопия. 5-6 – поля Р-Т параметров кульминации метаморфизма слюдяных гнейсов раннелопийского (5) и позднелопийского (6) цикла.

Характер деформаций, магматизма, метаморфизма и мигматизации трех последующих ТМЦ, а также их относительная последовательность, устанавливаются достаточно объективно как в нижне-, так и в верхнелопийском комплексе, хотя определений радиологического возраста этих проявлений пока недостаточно [5, табл. 3.1].

Деформации и метаморфизм второго ТМЦ имели место в интервале 2.8-2.5 млрд лет назад. В супракомплексах ЗКП метаморфизм данного ТМЦ носил прогрессивный характер, а Р-Т-условия кульминации его отвечали 635-665°C и 8.3-10.9 кбар. Для инфракомплекса и нестратифицированного комплекса он был повторным, наложенным, но проявленным практически повсеместно и сопряженным с покровообразованием (?) и широким развитием кианит-гранат-биотитовых бластомилонитов в примерно идентичных с супракомплексом зеленокаменных поясов условиях температур и давлений – 665-695°C и 9.7-10.6 кбар [4; 1].

Структурные и метаморфические преобразования первого и второго ТМЦ в пределах Ёнского сегмента БПП происходили во время позднеархейского орогенеза.

Таблица 3. Параметры состава сосуществующих граната, биотита и плагиоклаза и Р-Т условия их равновесий.

	Гранат					Биотит		Pl	T, °C	P, кбар
	Спес	Пир	Альм	Грос	X _{Mg}	X _{Mg}	TiO ₂	X _{Ca}		
Обр. 180-1 (беломорский комплекс)										
A ₁	4.1	15.4	71.2	9.3	0.170	0.518	3.06	0.344	620	7.6
A ₂	4.0	18.4	68.8	8.9	0.202	0.518	3.06	0.344	679	8.8
B ₁	4.8	14.6	71.8	8.8	0.158	0.518	3.06	0.344	599	6.9
C ₁	5.5	13.2	72.7	8.6	0.145	0.526	2.75	0.344	562	5.8
Обр. 307-1-4(беломорский комплекс)										
A	1.7	25.6	62.3	10.4	0.286	0.622	1.66	0.320	696	10.6
C	2.3	22.8	65.5	9.3	0.252	0.610	1.97	0.350	653	8.8
Обр. 303-1-13 (беломорский комплекс)										
A ₁	3.1	21.9	65.4	9.6	0.242	0.596	2.27	0.294	664	9.7
A ₂	2.5	22.6	65.6	9.3	0.249	0.596	2.27	0.294	672	9.8
Обр. 227-5-1 (беломорский комплекс)										
A	12.6	13.3	67.3	6.8	0.142	0.525	2.90	0.309	575	5.4
C	17.8	9.5	66.0	6.7	0.104	0.546	1.78	0.304	489	3.6
Обр. 227-5-2 (беломорский комплекс)										
A	11.3	15.9	65.5	7.3	0.171	0.529	2.65	0.255	632	7.7
C	12.5	12.0	68.9	6.6	0.130	0.564	1.70	0.265	518	4.9
Обр. 303-1-14										
C	5.9	14.7	70.6	8.8	0.173	X _{mgCrd} =0.762	-	-	505*	2.6*
Обр. 325-3-1 (ёнский комплекс)										
A	5.1	16.4	66.5	12.0	0.186	0.528	2.12	0.236	666	10.9
C	10.3	13.3	69.0	7.4	0.144	0.517	1.65	0.280	584	6.4
Обр. 150-5 (ёнский комплекс)										
A ₀	2.6	33.1	56.9	7.3	0.357	0.831	1.38	0.326	515	7.2
A	2.6	33.1	56.9	7.3	0.357	0.737	1.99	0.326	637	8.8
B	2.0	33.9	57.8	6.4	0.362	0.737	1.99	0.326	634	8.3
C	3.4	29.3	61.1	6.2	0.313	0.690	1.54	0.338	637	7.7
Обр. 3529-1 (ёнский комплекс)										
A	1.2	31.1	57.7	10.0	0.346	0.586	2.66	0.263	860	14.6
B	1.5	27.6	56.2	14.7	0.324	0.586	2.66	0.263	841	15.6
B	3.4	22.6	57.9	16.1	0.270	0.586	2.66	0.263	757	13.9
C	8.0	18.0	59.6	14.4	0.211	0.581	1.12	0.263	671	11.4
Обр. 3529-2 (ёнский комплекс)										
A ₁	1.5	29.1	57.7	11.7	0.330	0.620	2.66	0.240	792	14.5
A ₂	1.6	27.8	57.2	13.4	0.321	0.620	2.66	0.240	785	14.8
B ₁	2.0	24.0	58.4	15.6	0.284	0.620	2.66	0.240	732	14.0
C ₁	6.5	13.9	65.1	14.5	0.163	0.601	1.48	0.248	560	9.0

Примечание. Ассоциации: A₀ – включающие центр граната и плагиоклаза и включенный в гранат биотит; А – включающие центр граната и плагиоклаза и матричный биотит, В – ассоциации с промежуточной зоной граната, С – ассоциации с участием контактирующих зон граната и биотита (кордиерита) и краев зерен плагиоклаза. Для граната, биотита и кордиерита: $X_{Mg} = Mg/(Mg+Fe+Mn)$, для плагиоклаза – $X_{Ca} = Ca/(Ca+Na+K)$. *Температура и давление установлены по кордиерит-гранат-силлиманит-кварцевому геобарометру [Перчук и др., 1983] соответственно. Содержание TiO₂ в биотите в масс. %.

Третий ТМЦ проявлен в обоих комплексах, скорее всего, не повсеместно, в линейных зонах интенсивных сдвиговых деформаций, образование которых, вероятно, генетически и во времени тесно связано с палеопротерозойским орогенезом. Степень структурных преобразований пород в этих зонах сильно варьирует, соответственно варьируют и Р-Т-параметры стресс-метаморфизма: в ЗКП от амфиболитовой фа-

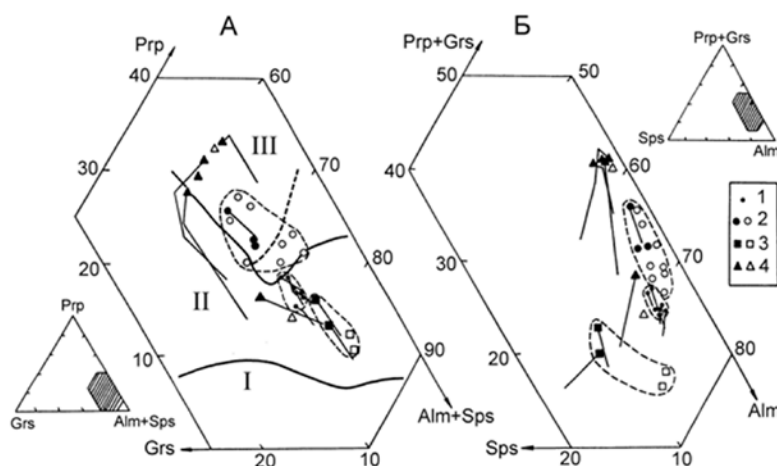


Рис. 2. Диаграммы для гранатов слюдяных гнейсов Енского сегмента: рис. А – [Grs - Prp - (Alm+Sps)]; рис. Б – [Sps - Alm - (Prp+Grs)].

1-3 – породы нестратифицируемого нижнелопийского комплекса: 1 – гранат-биотитовые мелкозернистые гнейсы («сухари»); 2 – крупнозернистые гранат-биотитовые, кианитсодержащие гнейсы-бластомилониты; 3 – крупнозернистые двуслюдяные гнейсы из зон рассланцевания и диафтореза. 4 – гранат-биотитовые и кианит-гранат-биотитовые гнейсы енского комплекса верхнего лопия. Залитые значки – по результатам микрозондовых анализов, не залитые – по результатам силикатного анализа [4]. Значками представлены составы ядер гранатов, а стрелкой – изменение их состава к краям зерен. На рис. А сплошными линиями разделены поля эпидот-амфиболитовой (I), амфиболитовой (II) и гранулитовой (III) фаций метаморфизма кианитового типа [2], а пунктирная линия отделяет область перекрытия полей амфиболитовой и гранулитовой фаций.

ции в пределах 514-690°C и 4.2-13.0 кбар и местами достигают гранулитовой фации высоких давлений – 790-860°C и 14-14.8 кбар. Время проявления стресс-метаморфизма – около 2.1-1.95 млрд. лет назад.

Деформации и метаморфизм четвертого ТМЦ локализованы в линейных зонах рассланцевания СЗ и СВ простирания, контролирующих проявление процессов мигматизации, развитие двуслюдяных парагенезисов, размещение слюдоносных и мусковит-редкометалльных пегматитов свекофеннского возраста. Они проходили на фоне существенного снижения температур до 490-520°C и давлений – до 3.6-4.5 кбар.

Эндогенные процессы четвертого ТМЦ и, вероятно, часть эндогенных процессов третьего ТМЦ связываются с заключительными стадиями палеопротерозойского орогенеза, в результате которого был сформирован Лапландско-Кольский ороген [8; и др.].

Общий Р-Т-t-путь эволюции метаморфизма Ёнского сегмента БПП направлен против часовой стрелки, отражая последовательную смену определенных геодинамических обстановок [1].

Автор с благодарностью вспоминает рано ушедшего от нас О.А. Беляева, результаты совместных исследований с которым использованы в настоящей статье.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Беляев О.А., Пожиленко В.И. Структурно-матаморфическая эволюция Беломорского подвижного пояса (Енский сегмент) // Беломорский подвижный пояс: геология, геодинамика, геохронология. Петрозаводск: Изд-во КарНЦ РАН, 1997. С. 17.
2. Великославинский Д.А. Сравнительная характеристика регионального метаморфизма умеренных и низких давлений. Л.: Наука, 1972. 189 с.
3. Геологическая карта Кольского региона (СВ часть Балтийского щита) / Гл. ред. Митрофанов Ф.П. Апатиты, 1996.
4. Пожиленко В.И. Минеральные парагенезисы метапелитов – индикаторы полиметаморфизма Енской зоны Беломорья // Минеральные парагенезисы метаморфических и метасоматических пород. Апатиты: Изд-во КФАН СССР, 1987. С. 110-117.
5. Пожиленко В.И., Гавриленко Б.В., Жиров Д.В. и др. Геология рудных районов Мурманской обл. (под ред. Митрофанова Ф.П., Бичука Н.И.). Апатиты: Изд-во КНЦ РАН, 2002. 359 с.

6. Миллер Ю.В., Милькович Р.И. Покровно-складчатая структура Беломорской зоны и ее соотношение с Карельской гранит-зеленокаменной областью // Геотектоника. 1995. № 6. С. 80-92.
7. Шуркин К.А., Горлов Н.В., Салье М.Е. и др. Беломорский комплекс Северной Карелии и юго-запада Кольского п-ова (геология и пегматитовосность). М.-Л.: Изд-во АН СССР, 1962. 306 с.
8. Daly J.S., Balagansky V.V., Timmerman M.J. *et al.* Ion microprobe U- Pb zircon geochronology and isotopic evidence supporting a trans-crustal suture in the Lapland Kola Orogen, northern Fennoscandian Shield // Precambrian Res. 2001. V. 105. N 2-4. P. 289- 314.

ИСТОРИЯ И РЕЗУЛЬТАТЫ ИЗУЧЕНИЯ ТЕКТОНИЧЕСКИХ НАПРЯЖЕНИЙ КОЛЬСКОГО РЕГИОНА ПОЛЕВЫМИ ТЕКТОНОФИЗИЧЕСКИМИ МЕТОДАМИ

Сим Л.А.¹, Жиров Д.В.², Маринин А.В.¹

¹ ИФЗ РАН, Москва

² ГИ КНЦ РАН, Апатиты

Основные принципы реконструкции полей напряжений по трещиноватости впервые сформулированы М.В. Гзовским, предложившим метод нахождения ориентировок осей главных нормальных напряжений на основе выделения сколовых сопряженных трещин [1]. Метод основан на представлениях теории прочности Кулона, согласно которой разрушение материала и образование разрыва связывается с плоскостью действия максимальных касательных напряжений, которые реализуются в виде сколовых сопряженных трещин с углом между ними $90^\circ - \alpha$, где α является углом внутреннего трения, зависящим от физико-механических свойств горных пород.

В пределах Кольского региона в числе первых исследований в мире начались инструментальные определения напряжений "in situ" на рудниках Хибинского массива. Это было обусловлено высоким уровнем горизонтальных напряжений в горных выработках [2]. Одновременно производилось определение тектонических напряжений методом выделения сколовых сопряженных трещин [3].

Метод реконструкции палеонапряжений, основанный на анализе *ориентировки борозд скольжения на плоскостях трещин* был предложен О.И. Гущенко [4] и параллельно этот же индикатор был независимо использован Ж. Анжелье [5]. Анализ борозд скольжения дает возможность: рассчитать коэффициент Лодэ-Надаи, оси деформаций, сепарацию сколов по энергетическому вкладу в реализацию тектонических

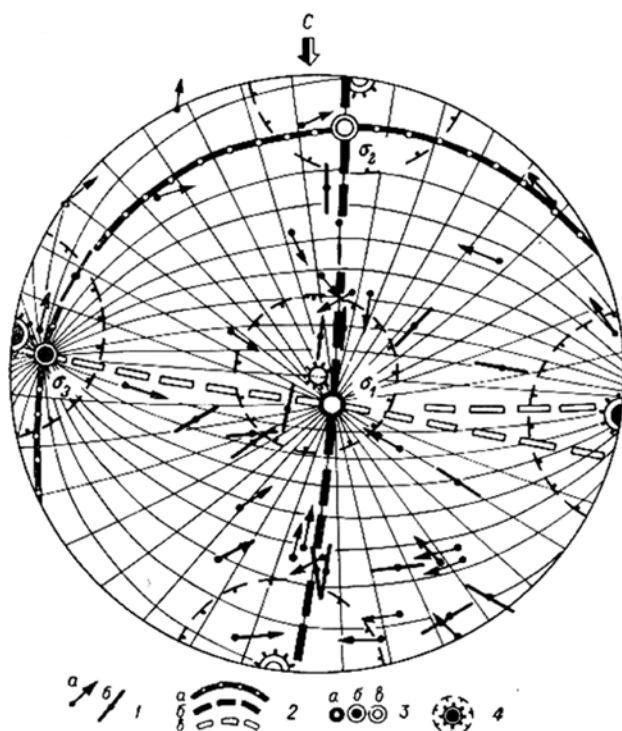


Рис. 1. Кинематическая стереограмма структуры разрушения массива Расвумчоррского месторождения (гор. 600) и ее интерпретация при реконструкции направления внешних, действующих на массив, главных нормальных напряжений по [3].

1 – Направления зафиксированных по бороздам скольжения сдвиговых смещений висячих крыльев нарушений (а – направления однозначные, б – неоднозначные); 2 – след проекции плоскостей действия главных нормальных напряжений σ_1 (а), σ_3 (б), σ_2 (в); 3 – точки выхода на верхнюю полусферу направлений главных осей напряжений σ_1 (а), σ_3 (б), σ_2 (в), определенных по кинематическому методу; 4 – точки выхода осей напряжений σ_1 , σ_2 , σ_3 , направления которых определены методами разгрузки и ультразвуковым (пунктиром ограничен 20° диапазон вариации этих определений).

напряжений и др. Перечисленные параметры существенно расширяют информативность результатов реконструкции тектонических напряжений.

Первая реконструкция палеонапряжений кинематическим методом О.И. Гущенко была произведена на Кольском п-ове автором метода на горизонте 600 м на Расвумчоррском месторождении [3]. Эти результаты определения локальных осей главных нормальных палеонапряжений совпали с осями современных напряжений, определенных по инструментальным измерениям с точностью до 5° , что позволило говорить о молодом возрасте тектонических напряжений, восстанавливаемых кинематическим методом, и о правомерности использования результатов, полученных полевыми тектонофизическими методами интерпретации результатов сейсмического мониторинга на месторождениях Хибинского массива (рис.1).

Дальнейшее изучение тектонических напряжений по геологическим индикаторам на Кольском п-ове производилось Л.А. Сим в 1977 г. совместно с В.И. Бабаком, которые восстановили локальные стресс-состояния на р-ке Расвумчорр и по обрамлению Хибинского массива. Репрезентативность и достоверность результатов, полученных кинематическим методом, были подтверждены независимыми исследованиями О.И. Гущенко, Л.А. Сим и В.И. Бабаком, а также инструментальными замерами напряжений Горного института КФАН.

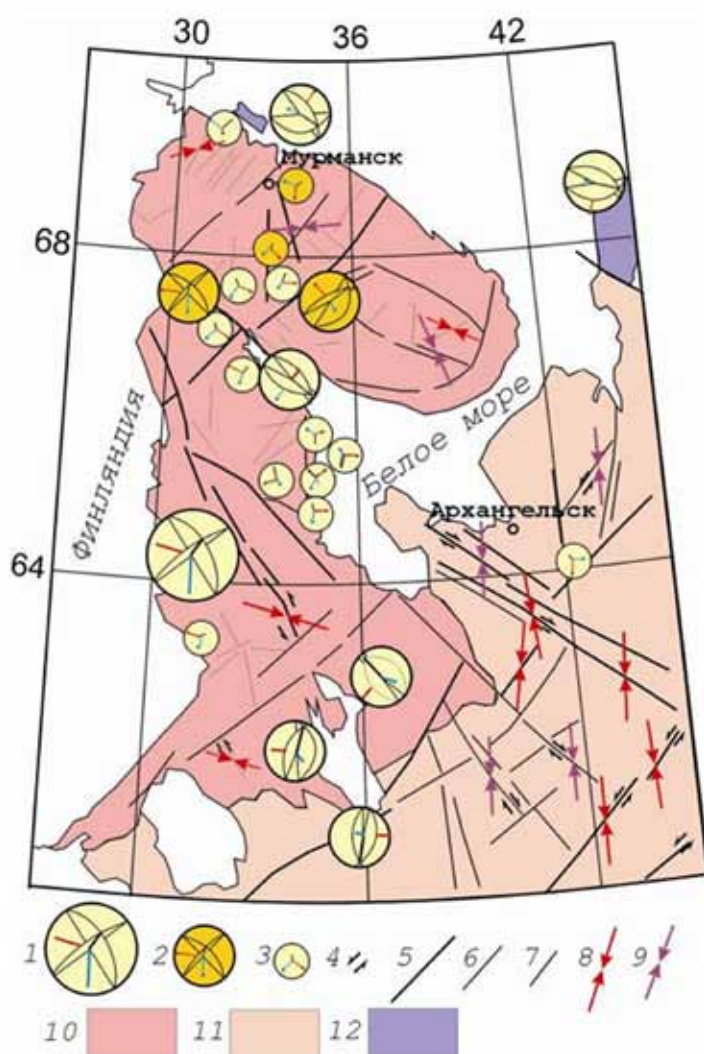


Рис. 2. Схема изученности тектонических напряжений Восточной части Балтийского щита по геологическим индикаторам, по Л.А. Сим [7-8].

1-3 – Стереограммы неотектонических напряжений, реконструированных кинематическим методом О.И. Гущенко [4]: 1 – I, 2 – II, 3 – III рангов; показаны плоскости действия максимальных касательных напряжений и оси: красный цвет – максимальные, синий – минимальные, черный – промежуточные главные нормальные напряжения; сетка Вульфа, верхняя полусфера; 4 – сдвиги; 5-7 – разломы: 5 – I, 6 – II, 7 – III рангов; 8-9 – Оси максимальных сжимающих напряжений в горизонтальной плоскости, восстановленные структурно-геоморфологическим методом [6]: 8 – I, 9 – II рангов; 10-12 – геологические структуры: 10 – Фенноскандинавский (Балтийский) щит, 11 – Русская плита, 12 – байкалы Тимана.

Реконструкции тектонических напряжений Кольского п-ова структурно-геоморфологическим методом, разработанным Л.А. Сим, произведены в 1987-1988 гг. [6]. На основании этих работ, совмещенных с данными реконструкции тектонических напряжений в Карельском блоке Фенноскандинавского щита, был сделан вывод о региональном неотектоническом поле напряжений восточной части Балтийского щита. Оно характеризуется субгоризонтальной осью сжатия ЗСЗ простирания и субгоризонтальной меридиональной осью растяжения [7], которое могло быть обусловлено влиянием спрединга в Сев. Атлантике.

Активное изучение тектонических напряжений полевыми методами началось на рудниках Кольского п-ова с 2009 г. Результаты реконструкций тектонических напряжений обобщены на рис. 2. [8]. В результате этих работ установлены особенности локальных стресс-состояний и общего поля напряжений на Ковдорском и Хибинском массивах, важные для прогноза устойчивости горных выработок. В частности, установлены для Ковдорского массива общие поля двух этапов: раннее взбросовое с ЗСЗ ориентацией оси сжатия и субвертикальной осью растяжения. По всей вероятности, оно ответственно за формирование структур позднемагматического этапа. В более позднем – неотектоническом поле сохранилась ось сжатия, но ось растяжения стала субгоризонтальной и меридиональной. Это поле целиком соответствует региональному полю напряжений восточной части Фенноскандинавского щита.

Одно общее поле напряжений, восстановленное для Хибинского массива соответствует раннему полю Ковдорского массива по типу напряженного состояния, оно также взбросовое. Оно, вероятно, унаследовано от позднемагматического этапа. В этом поле напряжений надвиг, зафиксированный при сейсмическом событии 16 апреля 1989 [9] по своей ориентировке в пространстве хорошо соответствует одной из плоскостей действия максимальных касательных напряжений (ориентировка по аз. 300, $\angle 17$). Это означает, что событие 16.04.1989 спровоцировано не только условиями разработки месторождения [10], но и «благоприятной» ориентацией разлома по отношению к тектоническим напряжениям.

В 2008-2010 гг. на примере Кольского п-ова впервые предпринята попытка оценить величину тектонических напряжений по геологическим данным [11-12]. Ю.Л. Ребецким разрабатывается направление оценки величин остаточных горизонтальных напряжений в горных массивах, поднятых из глубин на дневную поверхность. По его мнению, в процессе эксгумации горных пород, вызываемом вертикальными восходящими движениями и денудацией кровли коры, в процессе упругой разгрузки изменяется соотношение между вертикальными и горизонтальными напряжениями. Оно обусловлено более быстрым уменьшением вертикальных напряжений сжатия, чем горизонтальных. При определенных амплитудах денудации кровли коры уровень горизонтальных напряжений может превысить уровень напряжений вертикального сжатия, что характеризует изменение типа напряженного состояния – геодинамического режима. Изменение соотношения между вертикальными и горизонтальными напряжениями связано с появлением остаточных напряжений.

Принципиальным для расчета остаточных напряжений гравитационного напряженного состояния является нахождение *объемов денудированных пород*. Для этого предпринята попытка рассчитать их на основе анализа мощностей осадков в акваториях, окружающих район [13]. Исходным материалом послужил атлас литолого-палеогеографических карт мира, в котором представлены карты континентов и океанов по всем эпохам мезозоя и кайнозоя [14]. Для подсчета величины снесенного материала за определенную эпоху суммировалась максимальная мощность осадков соответствующего возраста в акватории Баренцева, Норвежского и Северного морей. Принималось, что порядок площадей осадконакопления и сноса соизмеримы. Согласно проведенным расчетам принято, что за последние 150 Ма денудация поверхности могла составить 5 км, т.е. породы, которые сейчас находятся у поверхности, 150 млн. лет назад предположительно находились на глубине 5 км. В этом случае при выходе к поверхности (глубина 100 м) напряжения вертикального сжатия будут составлять около 3 МПа, в то время как напряжения горизонтального сжатия будут около 39 МПа. Результаты выполненных расчетов напряжений сопоставлялись с данными «in situ» методов измерения напряжений, полученными в Горном Институте КНЦ РАН, из которых следует практически повсеместное существование в коре Кольского п-ова напряжений горизонтального сжатия, превышающих вертикальные напряжения.

Проведенный обзор истории и результатов изучения тектонических напряжений Кольского региона показывает, что регион стал стартовой площадкой для внедрения и развития исследований тектонических напряжений инструментальным, кинематическим и структурно-геоморфологическим методами. Эти исследования позволили: подтвердить, что по бороздам скольжения восстанавливаются неотектонические и современные напряженные состояния, что отдельные сильные сейсмические события в горных выработках связаны с тектоническими напряжениями. Весьма важным результатом является впервые произ-

веденная оценка величин горизонтальных тектонических напряжений, основанная на геологических данных, производившаяся до сих пор только на основании инструментальных измерений «in situ» и по сейсмологическим данным.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Гзовский М.В. Тектонические поля напряжений // Изв. АН СССР, сер. геофиз. 1954. № 5. С. 390-410.
2. Турчанинов И.А., Марков Г.А. Влияние новейшей тектоники на напряженное состояние пород в Хибинских апатитовых рудниках // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1966. № 8. С. 83-86.
3. Марков Г.А. Тектонические напряжения и горное давление в рудниках Хибинского массива. Л.: Наука, 1977. 213 с.
4. Гущенко О.И. Анализ ориентировок сколовых тектонических смещений и их тектонофизическая интерпретация при реконструкции палеонапряжений // Докл. АН. 1973. Т. 210. № 2. С. 331-334.
5. Angelier J., Tectonic analysis of fault slip data sets // J. Geophys. Res. 1984. N. 89. P. 5835-5848.
6. Сим Л.А. Изучение тектонических напряжений по геологическим индикаторам (методы, результаты, рекомендации) // Изв. ВУЗов. геол. и разв. 1991. № 10. С. 3-22.
7. Сим Л.А. Влияние глобального тектогенеза на новейшее напряженное состояние платформ Европы. // М.В. Гзовский и развитие тектонофизики. М.: Наука, 2000. С. 326-350.
8. 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.
9. Сейсмичность при горных работах // Козырев А.А., Панин В.И., Савченко С.Н. и др. Апатиты: Изд-во КНЦ РАН, 2002. 325 с.
10. Козырев А.А., Соколов В.В., Запорожец В.А. Сейсмическое воздействие массовых взрывов в карьере на подземные горные выработки // Горный журнал. 2010. № 9. С. 28-31.
11. Ребецкий Ю.Л. О возможном механизме генерации в земной коре горизонтальных сжимающих напряжений // Докл. АН. 2008. Т. 423. № 4. С. 538-542.
12. Ребецкий Ю.Л., Сим Л.А., Козырев А.А. и др. Первые оценки величин напряжений по геологическим данным // Современное состояние наук о Земле. Матер. межд. конф., посв. памяти В.Е. Хаина. 1-4 февраля 2011 г. М.: Изд-во геол. ф-т МГУ, 2011. С. 1553-1554.
13. Сим Л.А. О возможной величине эрозионного сноса за мезозой-кайнозой и начале новейшего этапа на Фенноскандинавском щите // Св-ва, структура, динамика и минералогия литосферы Вост.-Европейской платформы. Матер. XVI межд. конф. 20-24 сент. 2010. Воронеж: Изд-во «Научная книга», 2010. С. 216-221.
14. Барсуков В.Л., Лавёров Н.П. (отв. ред.). Атлас литолого-палеогеографических карт мира. Мезозой и кайнозой континентов и океанов / Авт.-сост.: Ронов А.Б., Хаин В.Е., Балуховский А.Н. Л.: Карт. ф-ка. ВСЕГЕИ, 1989. 79 с.

СРЕДНЕПАЛЕОЗОЙСКИЙ ГРАНИТОИДНЫЙ МАГМАТИЗМ АРХИПЕЛАГА ШПИЦБЕРГЕН

Сироткин А.Н.

ФГУНПП «Полярная морская геологоразведочная экспедиция», Ломоносов, pechenga-67@yandex.ru

Среднепалеозойский (S_2 - D_1) гранитоидный магматизм широко представлен в литотектонических блоках складчатого основания арх. Шпицберген. Многочисленные массивы этих гранитоидов выведены на дневную поверхность на севере архипелага, где они прорывают породы древних комплексов в районах СЗ Шпицбергена (СЗШ), п-ова Нью Фрисланд (НФ) и о-ва СВ Земля (СВЗ). Все массивы обладают целым рядом общих характеристик, в т.ч. изотопным возрастом. Интрузии многофазные; для массива Ньютона (НФ) выделено пять последовательных фаз [15]. Обычно в качестве самой поздней выделяется жильная фаза даек щелочных лампрофиров.

Комплекс среднепалеозойских граносиенитов Ньютонопшен описан рядом авторов [15 и др.]. Выходы этих пород известны на юге и востоке НФ. Везде граносиениты имеют четкие рвущие контакты с породами R_3 , которые в полосе шириной до 300 м превращены в кордиерит-биотитовые роговики (по алевролитам) и кварц-волластонит-тремолитовые мраморы (по известнякам). В ряде обнажений граносиени-

ты перекрыты с размывом отложениями C_2 . Самым крупным выходом является массив г. Ньютона, имеющий размеры до 250 км² и форму гарполита. Гранитоиды представлены сиенитами, граносиенитами и субщелочными гранитами последовательных фаз, внедрение которых произошло по плоскости контакта между терригенной и карбонатной толщами R_3 . Для всех массивов характерно наличие поздних фаз, представленных жильными телами аплитов и пегматитов и дайками лампрофиров (минеттами, реже керсантиты). Возраст внедрения граносиенитов по K-Ar методу (порода) – 385-406 млн. лет, по Rb-Sr (биотит) – 401-402 млн. лет [12], по Rb-Sr (порода и апатит) – 432 ± 10 млн. лет [15]. По содержанию щелочей эти породы могут быть охарактеризованы как высококалиевые и субщелочные; тип щёлочности однозначно определяется как калиевый. На диаграмме (Na+K)/Ca – As точки граносиенитов попадают в поле субщелочной серии (рис.). По своим характеристикам граносиениты комплекса относятся к гранит-граносиенитовому формационному типу [3], проявления которого характерны для областей завершённой складчатости, и связываются с каледонским тектогенезом [15].

Комплекс PZ_2 на СВЗ представлен гранитами массива Рийп-фьорд, который имеет площадь 300 км², и серией менее крупных массивов в центральной и восточной частях района. Характерной чертой этих гранитов является их высокая намагниченность, что особенно показательно для массива Дьюпкилодден в южной части Дуве-фьорда. Магнитная восприимчивость λ этих гранитов составляет до $(20-30) \times 10^{-3}$ ед. СИ [10]. Массив Рийп-фьорда сложен гранитами и, реже, гранодиоритами и монцонитами, которые прорывают метаморфиты R_1 . Массив имеет форму гарполита, шляпка которого вытянута в ЮВ направлении, внедряясь вдоль плоскости контакта двух толщ R_1 . Внутри массива часто встречаются ксенолиты и блоки (до 50 м и больше) супракристалльных пород. Граниты сопровождаются жильной фазой аплитов и пегматитов и поздними дайками лампрофиров.

Крупный (80 км²) массив гранитов PZ_2 – Хёгколлен, – закартирован на востоке СВЗ. Положение массива контролируется дизъюнктивной структурой, скрытой под крупным ледником. Общая форма массива описывается как гарполит, крутозалегающая корневая ножка которого находится на западе, а пологозалегающая шляпка вытянута в восточном направлении, внедряясь между толщами гнейсов и мигматитов PR_1 . Зон ороговикования в метаморфитах не отмечено, что связано с высокой степенью их регионального метаморфизма; характерны широкие зоны магматической брекчии, где крупные глыбы вмещающих гнейсов сцементированы гранитным материалом. В районе отмечены тела пегматитов (до 0.5×2.5 км), кварцевые жилы (протяженность до 1.5 км) и многочисленные дайки лампрофиров.

Гранитоиды СВЗ представлены крупно- и среднезернистыми субщелочными гранитами и монцонитами, иногда порфиоровыми. Выделены три типа гранитов, которые можно характеризовать как фазы внедрения. Для гранитов ранней фазы характерны плагиоклазы двух генераций: андезин № 31-32 и олигоклаз № 13-14. Граниты главной фазы характеризуются двумя генерациями плагиоклазов: альбит-олигоклаз № 8-12 и альбит № 1-2. Граниты поздней фазы формирует шляпки гарполитов: плагиоклаз представлен альбитом № 3-5. По петрохимическим характеристикам граниты характеризуются как пересыщенные глиноземом (близкие к плюмазитовым) при доминировании FeO над Fe_2O_3 ; по содержанию щелочей ($Na_2O + K_2O$ – 7.0-9.5%) – как субщелочные и высококалиевые породы. Распределение $P3Э$ характеризуется резким преобладанием лёгких $P3Э$ и глубоким европиевым минимумом (Eu/Eu^* – 0.27-0.37). Гранитоиды жильной фации можно охарактеризовать как умереннощелочные и соотнести с трахириолитами и трахириодацитами. По составу нормативных минералов и петрохимическим параметрам они близки PZ_2 гранитам; европиевый минимум у них ещё более резкий (Eu/Eu^* – до 0.2), что говорит о глубокой кристаллизационной дифференциации. На диаграмме (Na+K)/Ca – As точки монцонитов и гранитов попадают в поле субщелочной серии (рис.).

По химизму лампрофиры могут быть охарактеризованы как основные умереннощелочные и щелочные породы (SiO_2 – 45.1-54.3%; $Na_2O + K_2O$ – 4.45-6.92%), отвечающие по составу трахибазальтам и трахиандешибазальтам, реже щелочным базальтам. По составу нормативных минералов их можно охарактеризовать как малокварцевые либо безкварцевые, отдельные пробы характеризуются присутствием нефелина. Резкий наклон графика $P3Э$ свидетельствует о значительном преобладании лёгких $P3Э$, но европиевый минимум незначителен (Eu/Eu^* – 0.74-0.84). Петрографическое описание шлифов позволило выделить среди лампрофиров керсантиты и минетты, встречающиеся в примерно равном соотношении [5].

Возраст гранитов (U-Pb, Pb-Pb) составляет 410-427 млн. лет [10 и др.], для лампрофиров нами определён U-Pb возраст 411 ± 7 млн. лет [7].

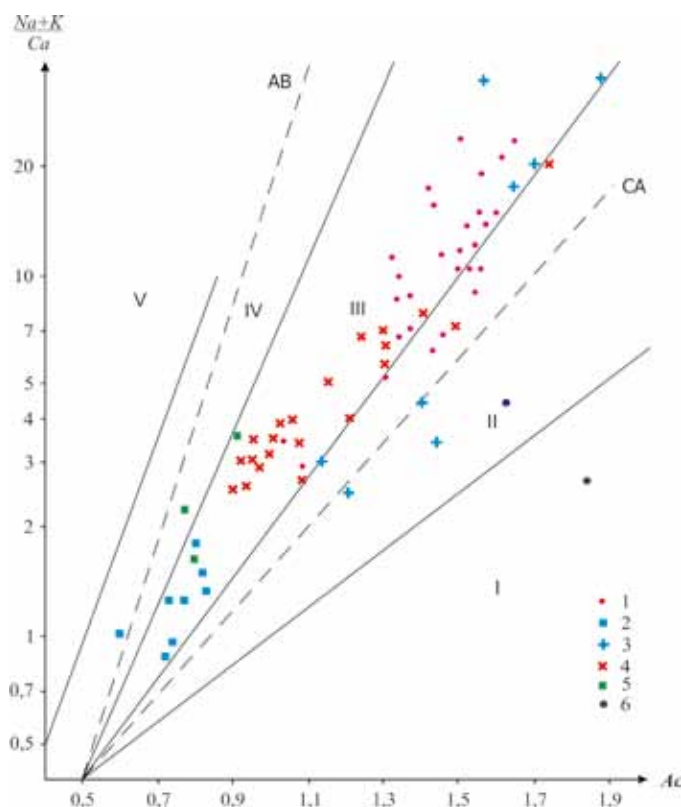


Диаграмма $(Na+K)/Ca$ - Ac петрохимической типизации Л.С. Бородина [1] для среднепалеозойских гранитоидных комплексов архипелага Шпицберген.

Поля щёлочности (группы серий): I – известковое (низкокалиевая толеитовая); II – известково-щелочное (среднекалиевая); III – субщелочное (высококалиевая); IV – щелочно-базальтовое; V – щелочное (нефелинит-фонолитовая). Штриховые линии – главные тренды: CA – известково-щелочной; AB – щелочно-базальтовый. Составы пород: СВЗ (1 – граниты, монцониты, 2 – лампрофиры); СЗШ (3 – граниты, монцониты); Нью Фрисланд (4 – граносиениты, 5 – лампрофиры); Центральный Шпицберген (6 – девонские туфолавы).

и относятся к K-Na типу щёлочности [6]. На диаграмме $(Na+K)/Ca$ – Ac точки монцонитов и гранитов попадают в поле субщелочной серии (рис.).

Возраст этих гранитоидов определён комплексом изотопных методов (Rb-Sr, Pb-Pb) и составляет 412-413 млн. лет [9, 13].

В центральной части о. Зап. Шпицберген, в районе Рауд-фьорда, среди песчаников D₁ (серия Ред Бей) известны горизонты кислых лав (риолитов) и туфолав, которые являются эффузивными аналогами среднепалеозойских гранитоидов (рис.) [6].

Металлогеническая специализация этих пород характеризуется как редкометальная. В гранитах массива Хорнемантоппен (СЗШ) изучены штокверкоподобные тела в зонах дробления, с которыми связана молибденитовая минерализация. Кварц-молибденитовые руды этих проявлений характеризуются высокими содержаниями Mo и Cu, а также Pb, Zn, W, Sn. На СВЗ с гранитами этого возраста связаны тела редкометальных пегматитов с бериллом. Геохимическая специализация гранитоидов – $Cr_{16}Sn_{1,8}$, а пегматитов – $Cr_{21,4}Be_{1,72}Pb_{1,4}$. Корреляционный анализ позволил выделить три ассоциации элементов с устойчиво высокими положительными связями для гранитоидов: а) Cr-Ni; б) V-Mo-Be; в) Zn-Cu; для пегматитов выделено две ассоциации: а) Cr-Ni-Co и б) V-Be-Pb-Mo. Граносиениты массива Ньютона (НФ) имеют повышенные относительно кларков содержания Cr, Ni, Co, Ba, Mo. Отличительной чертой этих пород является чёткая тенденция снижения концентраций почти всех микроэлементов от граносиенитов ранней фазы к гранитоидам поздней фазы.

Приведённые выше материалы по характеристике PZ₂ гранитоидов Нью Фрисланда, СЗШ и СВЗ показывают их однотипность, что позволяет говорить о них как о едином комплексе. Это хорошо видно на

Комплекс PZ₂ на СЗШ представлен массивом субщелочных гранитов, кварцевых монцонитов и гранодиоритов Хорнемантоппен, размеры которого достигают 200 км² и рядом более мелких массивов. Массив имеет форму гарполита, «шляпка» которого полого погружается на СЗ, внедряясь в межслоевые пространства между двумя толщами мигматитов PR₁. Массив характеризуется многофазным строением: на сегодняшний день выделены и описаны три фазы внедрения. Граниты всех трёх фаз характеризуются повышенной намагниченностью (λ от $(1-5) \times 10^{-3}$ до $(50-70) \times 10^{-3}$ ед. СИ). Содержание главных породообразующих минералов в породах сильно варьирует, в результате чего количественные соотношения Pl (35-60) с Kfs и Kv меняется в широких пределах; обычными являются Bt и Amf . В тесной ассоциации с гранитоидами отмечены дайки щелочных лампрофиров, в том числе содержащих нефелин.

Петрохимически гранитоиды массива относятся к породам с почти равным соотношением Fe_2O_3 и FeO; в целом они пересыщены SiO_2 , обогащены щелочами и являются высокоглинозёмистыми. С помощью диаграммы TAS они диагностируются как ассоциация гранитоидов в ряду гранит – гранодиорит – монцонит. Эти породы отнесены к высококалиевой серии, но они не отличаются постоянством в содержании щелочей (K_2O – 2.55-5.24%; Na_2O – 2.63-4.70%)

диаграмме Л.С. Бородина [1], где точки составов среднепалеозойских магматитов СВЗ, вынесенные совместно с одновозрастными магматитами других районов Шпицбергена (НФ и СЗШ), дают чёткий тренд, отвечающий субщелочной серии (рис.). Многочисленные дискриминационные диаграммы для этого комплекса указывают, в основном, на их внутриплитное происхождение [5, 7]. К таким же выводам пришли и другие авторы. В частности, Н.Б. Кузнецов [2] пришёл к выводу, что эти гранитоиды могут быть сопоставимы с гранитами А-типа. Наши данные [5, 6] хорошо демонстрируют, что источниками для формирования этих гранитоидов были породы нижней коры (или даже мантии), а становление конкретных массивов шло в ходе фракционной кристаллизации первичной магмы. Это же подтверждается постоянной ассоциацией гранитоидов и лампрофиров: они могут быть составными частями контрастной габбро-гранитной магматической парагенетической ассоциации, что характерно для гранитов А-типа. Высокая магнитная восприимчивость этих пород также указывает на их глубинность. По мнению [4], появление такого рода магматитов связано со структурами растяжения, особенно в пределах жёстких масс, а верхний предел существования магматических очагов, где идёт процесс выплавки подобных магм, соответствует условиям: $P = 21$ кбар (глубина около 70 км), T – до 1250°C , P_{O_2} – выше 10^{-8} атм; количество Fe_2O_3 – более 1%.

Следует подчеркнуть, что PZ_2 граниты (430-400 млн. лет) по возрасту эквивалентны нижним сериям (S_2 - D_1) комплекса девонского грабена Шпицбергена. Подобные грабены во многих регионах (например, Скандинавия, Вост.-Европейская платформа, Тимано-Печорская плита, Сев. Земля и др.) являются индикаторами рифтогенных обстановок. Таким образом, учитывая все выше приведенные комментарии и региональную специфику гранитов и их субстрата, можно заключить, что PZ_2 граниты вполне могут быть сопоставлены с гранитоидами А-типа и маркируют собой не каледонский коллизионный [11, 14 и др.], а PZ_2 деструктивный геотектонический режим [2, 7, 8 и др.]. Этот факт, а также другие вышеприведённые характеристики этих гранитоидов, дают основание отнести PZ_2 магматический комплекс к глубинным (нижнекоровым) образованиям, становление которых шло, вероятно, в условиях внутриплитных обстановок S_2 - D рифтогенеза.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Бородин Л.С. Петрохимия магматических серий. М.: Наука, 1987. 262 с.
2. Кузнецов Н.Б. Основание Свальбарда: северо-восточное продолжение скандинавских каледонид или северо-западное продолжение протоуралид-тиманид? // Бюл. МОИП. Отд. геол. 2009. Т. 84. Вып. 3. С. 23-51.
3. Масайтис В.Л., Москалева В.Н., Румянцева Н.А. Магматические формации СССР. Л.: Недра, 1979. Т. 1. 318 с.
4. Печерский Д.М., Багин В.М. Магнетизм и условия образования изверженных горных пород. М.: Наука, 1975. 288 с.
5. Сироткин А.Н. Возраст, состав и структурная характеристика метаморфического комплекса Дувфьорд (о. Северо-Восточная Земля, арх. Шпицберген) // Региональная геология и металлогения. 2012. № 51. С. 32-41.
6. Сироткин А.Н. Магматизм Шпицбергена: синтез геологических, петрохимических и геохронологических данных // Современные проблемы магматизма и метаморфизма. Т. 2. Спб.: Изд-во СпбГУ, 2012. С. 232-236.
7. Сироткин А.Н., Евдокимов А.Н. Эндогенные режимы и эволюция регионального метаморфизма складчатых комплексов фундамента архипелага Шпицберген. СПб: ВНИИОкеангеология, 2011. 270 с.
8. Хаин В.Е., Филатова Н.И. От Гипербореи к Арктиде: к проблеме докембрийского кратона Центральной Арктики // Докл. АН. 2009. Т. 428. № 2. С. 220-224.
9. Balashov Ju.A., Peucat J.J., Tebenkov A.M. *et al.* Additional Rb-Sr and single-grain zircon datings of Caledonian granitoid rocks from Albert I Land, northwest Spitsbergen // Polar Research. 1996. N. 15(2). P. 153-165.
10. Gee D., Johansson A., Larionov A.N. *et al.* A Caledonian granitoid pluton at Djupkilsodden, central Nordaustlandet, Svalbard: age, magnetic signature and tectonic significance // Polarforschung. 1999. N. 66 (1/2). P. 19-32.
11. Gee D., Tebenkov A.M. Svalbard: a fragment of the Laurentian margin // The Neoproterozoic Timanide orogeny of eastern Baltica. Geol. Soc. London. Memoris. 2004. N. 30. P. 191-206.
12. Hamilton E.I., Harland W.B., Miller J.A. Isotopic ages from some Spitsbergen rocks // Nature. 1962. N 195.

- P. 1191-1192.
13. Hjelle A. Aspects of the geology of northwest Spitsbergen. Oslo, Norsk Polarinst. Skr. 1979. N 167. P. 37-62.
 14. Johansson A., Larionov A.N., Gee D.G. *et al.* Grenvillian and Caledonian tectono-magmatic activity in northeasternmost Svalbard // The Neoproterozoic Timanide Orogen of Eastern Baltica. Gee D.G., Pease V. (eds.). Geol. Soc. London. Memoirs. 2004. N 30. P. 207-232.
 15. Tebenkov A.M., Ohta Y., Balashov Ju.A. *et al.* Newtontoppen granitoid rocks, their geology, chemistry and Rb-Sr age // Polar Research. 1996. N 15 (1). P. 67-80.

НОВЫЕ ИЗОТОПНО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ДАННЫЕ ПО РАЗРЕЗУ ВУЛКАНИТОВ ПЕЧЕНГСКОЙ СТРУКТУРЫ

Скуфьин П.К., Баянова Т.Б., Елизаров Д.В., Серов П.А.

ГИ КНЦ РАН, АФ МГТУ, кафедра Петрографии, Апатиты, skuf@geoksc.apatity.ru

Печенгская структура представляет собой на современном срезе синклинорий, северная часть которого сформирована породами печенгского комплекса. Он сложен четырьмя вулканогенными свитами (BC), в основании которых – маломощные осадочные свиты: маярвинская (I BC), пирттиярвинская (II BC), заполярнинская (III BC) и матертская (IV BC) (рис. 1).

Вулканиды Печенгской структуры изучаются уже на протяжении почти полувека. Но многие определения изотопных возрастов реперных уровней разреза были проведены недостаточно точными Rb-Sr, Sm-Nd и др. методами. Для исследования были выбраны залегающие в основании разреза печенгского комплекса сариолийские породы маярвинской (I BC), а также базальты людиковия заполярнинской (III BC) свит.

Вулканиды маярвинской свиты залегают или на осадочных породах телевинской (I OC) свиты, или непосредственно на архейском фундаменте.

Таблица 1. Возрастные данные для отдельных стратиграфических подразделений Печенгской структуры.

Стратиграфические подразделения	U-Pb	Sm-Nd	Rb-Sr
Андезиты и дациты каплинской свиты (Ю. зона)			1855±54 Ma [1]
Пикробазальты менельской свиты (Ю. зона)			1865±58 Ma [1]
Базальты Заполярнинского палеовулкана	1918±3 Ma [4]		
Перидотиты Аллареченского м-ния			1918±29 Ma [4]
Габбро-верлитовый комплекс	1982±8 Ma [6]		
Пикриты матертской (IV BC) свиты		1990±40 Ma [5]	
Базальты III BC			2114±52 Ma [1]
Силлы риодацитов в подошве III BC	2043±18 Ma [4]		
Трахибазальты II BC			Rb-Sr: 2214±54 Ma [1]
Андезибазальты I BC			Rb-Sr: 2314±28 Ma [1]

Разрез вулканитов I BC сложен следующими типами вулканитов (в %): Mg-базальт – 7, базальт – 13, ферробазальт – 5, андезибазальт – 42, андезит – 26, дацит – 7. Базитовые вулканиды свиты относятся к кварц-нормативным гиперстеновым, реже оливин-нормативным разновидностям, в то время как андезитоиды – к кварц-нормативным гиперстен-авгитовым породам. Андезиты относятся к магнезиально-железистым разновидностям – содержание MgO в них колеблется в пределах 3-6 %, суммарное содержание Fe – 9-12 %, а глинозема – 12-15 %. На диаграмме AFM часть фигуративных точек, отражающих состав вулканитов свиты, расположена в пределах поля известково-щелочной серии (55 %), другая – толеит-базальтовой (45 %); это, вероятно, объясняется контаминацией силикатным материалом коры магматического базальтового расплава. В сравнении с примитивными океаническими базальтами, эти породы обогащены легкими крупноионными литофильными элементами (K, Rb, Ba, Th, Sr), имеют небольшой избыток Nb, Ce, P, Zr, Sm, а по содержанию Hf, Ti, Y и Yb они близки N-MORB. Характерна отрицательная Ta-аномалия. Rb-Sr изохронный возраст андезитоидов свиты – 2324±28 Ma; IR = 0.7042 [1]. Соотношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ для андезибазальтов I BC составляют 0.70621, что указывает на участие небольшой доли корового материала в формировании андезибазальтов. В то же время силлы габбро-пироксенитов в основании разреза I BC – мантийные образования.

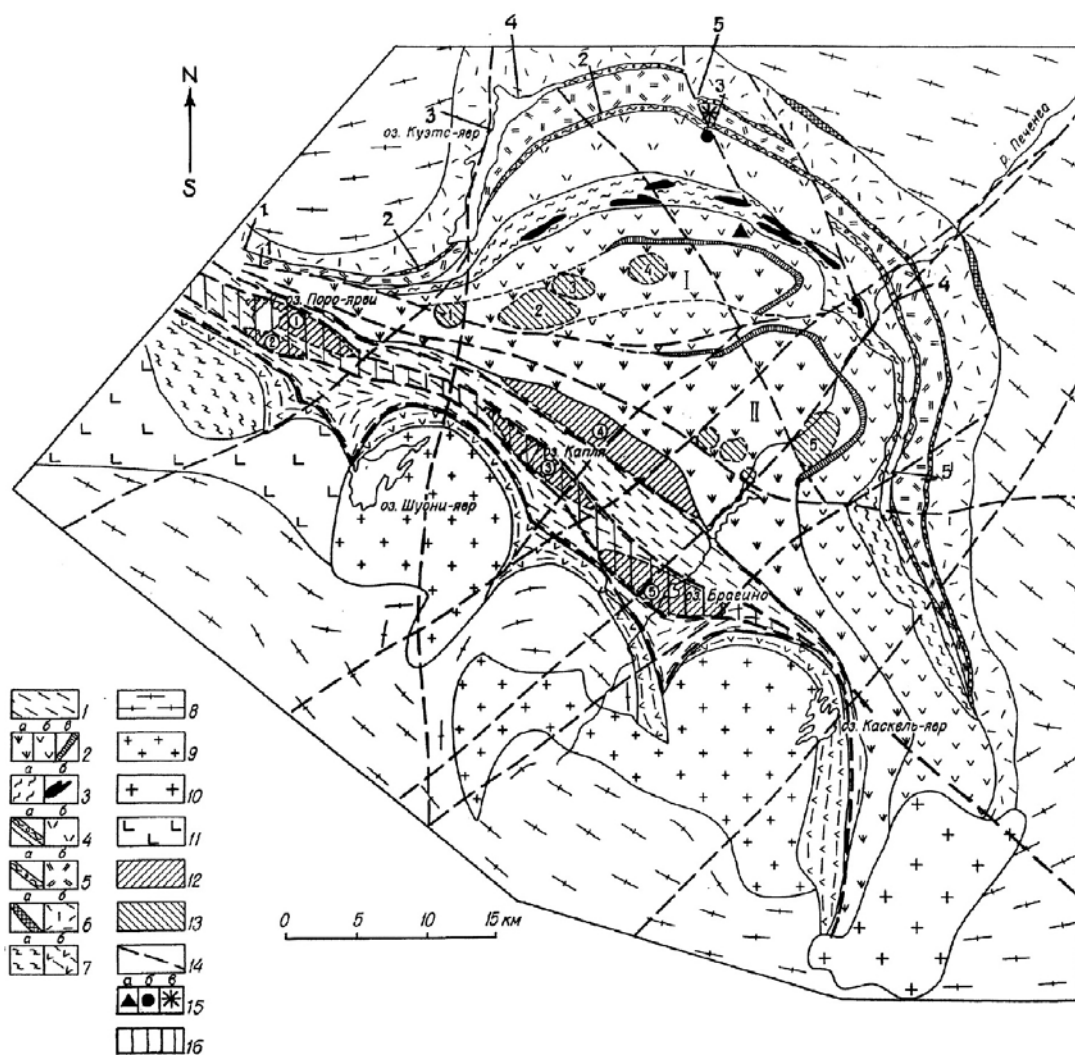


Рис. 1. Схематическая геологическая карта Печенгской структуры:

1 – породы южнопеченгского комплекса (1905-1700 млн. лет), 2-6 – породы северопеченгского комплекса (2550-1905 млн. лет): 2 – вулканиты IV BC (1980 ± 34 млн. лет): а – базальты кровли разреза; б – базальты и ферропикриты подошвы разреза; в – вулканиты кислого состава, 3 – осадки продуктивной свиты (IV OC): а – туфогенно-осадочные породы, б – габбро-верлиты, 4 – породы III OC и III BC (2114 ± 52 млн. лет): а – осадки, б – вулканиты, 5 – породы II OC и II BC (2214 ± 54 млн. лет): а – осадки, б – вулканиты, 6 – породы I OC и I BC (2324 ± 28 млн. лет): а – осадки, б – вулканиты, 7 – породы неясного стратиграфического положения: а – гнейсосланцы, б – амфиболиты, 8 – гнейсогранитный комплекс архейского фундамента, 9 – плагииграниты и гранодиориты Каскельяврского и Шуонияврского массивов (1940 млн. лет), 10 – микроклиновые граниты лицко-арагубского комплекса (1765 млн. лет), 11 – габброиды каскамско-шуортинского архейского интрузивного комплекса; 12 – локальные вулканические центры в Южнопеченгской зоне; 13 – локальные вулканические центры в Северопеченгской зоне; 14 – дизъюнктивные нарушения; 15 – положение СГ-3 (а) и структурных скважин IX (б) и X (в); 16 – положение Пороярвинского приразломного прогиба.

Людииковийские базальты заполяринской (III BC) свиты относятся к малощелочным умереннотитанистым и умеренножелезистым кварц- и оливин-нормативным двупироксеновым толеитам. Известно, что примитивные океанические базальты содержат 10-11 % MgO и 14-15 % Al_2O_3 , а значение FeO/MgO в них не превышает 0.7-0.9. В базальтах III BC баланс Fe и Mg резко сдвинут в сторону Fe: $FeO/MgO = 2$, что говорит в пользу широкого фракционирования в промежуточных камерах. Содержание таких когерентных элементов, как Ni и Cr, также невелико и колеблется, соответственно, в пределах 30-70 и 60-90 г/т, по сравнению с 200 и 500 г/т в примитивных океанических базальтах. В сравнении с примитивными океаническими базальтами, эти толеиты обогащены легкими крупноионными литофильными элементами (Rb, Ba, Sr), имеют небольшой избыток Nb, Ce и Ti, а по содержанию K, P, Zr, Hf, Y и Yb близки N-MORB; для них характерна отрицательная Ta-аномалия. Спектры РЗЭ характеризуются плоским характером распределения редких земель, с некоторым обогащением лантаноидами, подобным спектрам редких земель базальтов пе-

реходного типа T-MORB. La/Yb отношение в них колеблется в пределах 3.3-4.6, что на порядок превосходит аналогичное значение для базальтов N-MORB. На петрохимических диаграммах фигуративные точки вулканитов свиты сконцентрированы в пределах полей глубинномантийных базальтов океанических островов. В целом вулканиты свиты представлены однородной толеит-базальтовой формацией, относящейся к недифференцированному толеитовому генетическому типу. Соотношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ для вулканитов III BC составляют 0.70393 и 0.70276, что указывает на мантийный генезис базальтов (рис. 2). Rb-Sr изохрона вулканитов свиты отвечает возрасту 2114 ± 52 Ma; $\text{IR} = 0.7025$ [1].

Таблица 2. Изотопные отношения в породах I и III BC.

№ п/п	№ пробы	Порода	Свита	Изотопные отношения		Возраст, млн, лет	$\epsilon_{\text{Nd}}(\text{T})$	Isr	$\epsilon_{\text{Sr}}(\text{T})$
				$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$				
1	X-412.6	Андезибазальт	I BC	0.118437	0.511268	2350	-3.10	0.70621	65.24
2	05/I	Г-пироксенит		0.134874	0.511618	2350	-1.23	0.70200	5.22
3	05/III	Базальт	III BC	0.146502	0.511921	2140	-0.19	0.70393	29.07
4	41-274.5	Базальт		0.152453	0.512125	2140	2.17	0.70276	12.38
5	41-39.0	Базальт		0.154754	0.512165	2140	2.32	0.70258	9.83
6	СГ-4754.0	Риодацит	Силл дацита	0.136202	0.511646	2043	-3.50	0.69602	-85.22
7	СГ-4763.2	Риодацит		0.125174	0.511683	2043	0.14	0.71182	139.81
8	СГ-4776.9	Риодацит		0.122161	0.511557	2043	-1.54	0.71077	124.78
9	91/2	Базальт	IV BC	0.147853	0.511993	1970	-0.23	0.70214	0.66
10	91/1	Базальт	(верхи)	0.149562	0.512013	1970	-0.27	0.70337	18.21
11	СГ87-1Г	Кагусит (брек)	IV BC	0.138609	0.511782	1980	-1.94	0.70605	56.52
12	СГ87-2Г	Базальт (брек)		0.159634	0.512169	1980	0.28	0.71758	220.79
13	02//17	Базальт	Заполярен. вулканцентр	0.142031	0.511889	1918	-1.16	0.70852	90.65
14	02/11А	Гранит (обл.)		0.109092	0.511134	2600	-0.03	0.70208	10.78
15	02/11В	Гранит (обл.)		0.111397	0.511033	2600	-2.79	0.70843	101.34
16	89-77	Пикрит	Менельская свита	0.159683	0.512473	1865	5.67	0.70384	22.97
17	89-78	Пикрит		0.167526	0.512254	1865	-0.51	0.70367	20.57
18	89-88	Пикрит		0.177815	0.51243	1865	0.47	0.70268	6.52
19	89-95	Пикрит		0.156087	0.512157	1865	0.34	0.70266	6.29
20	88-8	Андезит	Каплинская свита	0.106597	0.511243	1855	-5.79	0.70385	22.99
21	88-126	Андезит		0.105801	0.511217	1855	-6.11	0.70763	76.85
22	СЮ-1	Андезит		0.104434	0.511245	1855	-5.23	0.70528	43.3
23	СЮ-2	Андезибазальт		0.11005	0.511393	1855	-3.67	0.72208	282.61

На диаграмме Фора фигуративные точки пород маярвинской свиты расположились в зоне обогащенных мантийных пород, в то время как толеиты заполярнинской свиты занимают твердую позицию нижнемантийных базальтов. Аналогичную позицию занимают южнопеченгские пикрит-базальты менельской свиты.

Для U-Pb датирования вулканитов I BC были выбраны хорошо раскристаллизованные свежие образцы андезибазальтов из щебеночного карьера к СЗ от г. Заполярный. Из андезибазальтов была отобрана проба весом 250 кг, при обработке которой с использованием магнитов разной мощности и бромформы были выделены цирконы, которые вручную были разделены на три популяции.

Цирконы первого типа – полупрозрачные призматические кристаллы со стекляннным блеском, светло-коричневого цвета, размерами до 125 мкм по длинной оси. Масса среднего кристалла – 1.2×10^{-6} г. В спирте зональность просматривается. Имеются грубые трещины в центральной части зерен, вдоль которых идут затемнения и замутнения.

Второй тип цирконов представлен обломками темно-коричневого цвета. Зерна прозрачные, поверхность сильно корродирован, блеск жирный. Размеры – до 175 мкм по длинной оси. Масса среднего кристалла – 1.2×10^{-6} г.

Цирконы третьего типа – изометричные кристаллы, грани сглажены, цвет водяно-прозрачный. Поверхность зерен не корродированна, блеск алмазный. Средние размеры – 0.125×0.125 мм. Масса среднего кристалла – 7.8×10^{-6} г. Зональность не просматривается. Краевая зона темнее, чем центральная.

Изотопный U-Pb возраст цирконов равен 2340 ± 3 млн. лет (рис. 3). Координаты точек 1, 2 находятся на конкордии и отражают U-Pb возраст, равный 2570 ± 10 млн. лет, который интерпретируется ксеногенной природой цирконов.

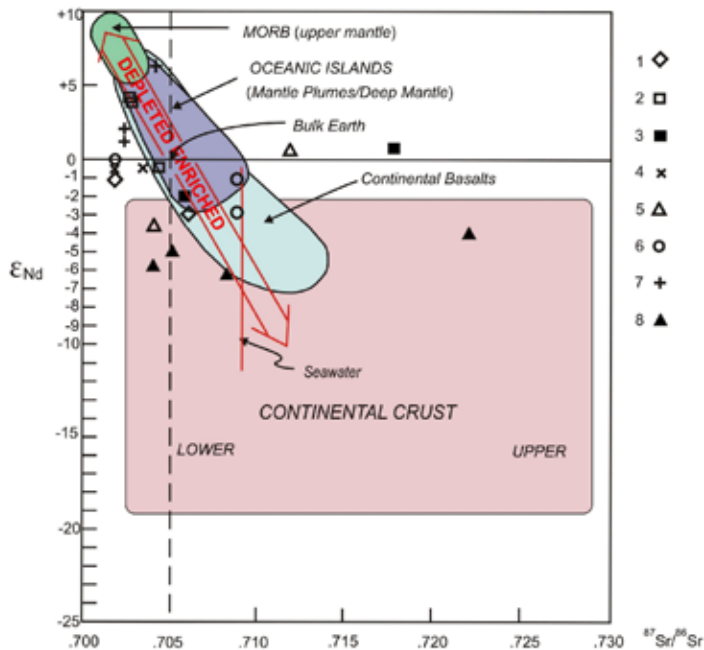


Рис. 2. Диаграмма Фора (1989) для пород Печенгской структуры.

1, 2, 3 – соответственно, вулканы I, III и IV ВС; 4 – верх разреза IV ВС; 5 – породы Заполяринского палеовулкана; 6 – риодациты основания III ВС; 7, 8 – вулканы Южнопеченгской зоны: 7 – пикриты мелневской свиты; 8 – андезиты и дациты каплинской свиты.

Химические процедуры разложения цирконов проводились по методике Т. Кроу [7], использовался искусственный трассер $^{205}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ и силикагель. Расчет координат точек и параметры изохроны проводились по программам К. Людвиг [8, 9], использовались принятые константы распада, все ошибки даны на уровне 2σ (табл. 3). Все изотопные измерения выполнены на семиканальном масс-спектрометре Finnigan-MAT-262(RPQ) в статическом режиме.

Для U-Pb датирования вулканитов III ВС были выбраны хорошо раскристаллизованные свежие образцы базальтов из небольшого карьера к западу от г. Заполярный. Из базальтов была отобрана проба весом 150 кг, при обработке которой с использованием магнитов разной мощности и бромформа были выделены цирконы, которые вручную были разделены на три популяции.

Цирконы первого типа представлены призматическими темно-коричневыми кристаллами. Зерна полупрозрачные, поверхность корродирована, блеск стеклянный. Средние размеры – 0.125×0.05 мм. Масса среднего кристалла – 1.2×10^{-6} г. В спирте зональность не просматривается. Имеются грубые трещины, вдоль которых идут затемнения и замутнения. Вторая разновидность циркона представляет собой изометричные кристаллы, грани сглажены, цвет темно-коричневый. Зерна прозрачные, поверхность корродирована, блеск стеклянный. Средние размеры – 0.075×0.075 мм. Масса среднего кристалла – 1.7×10^{-6} г. Третья разновидность циркона представле-

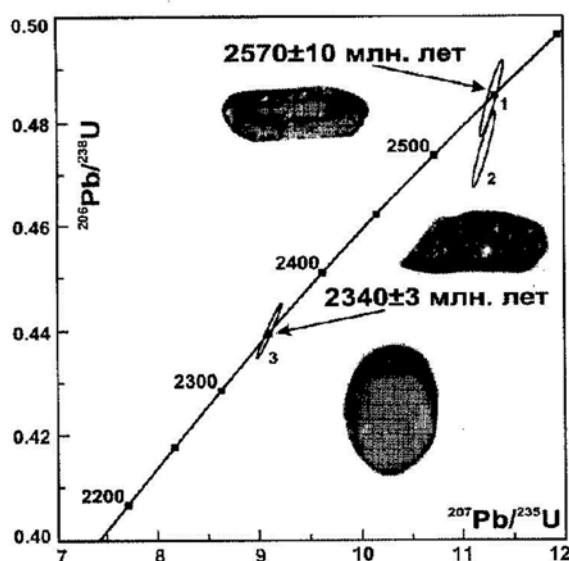


Рис. 3. U-Pb диаграмма с конкордией для единичных цирконов из андезибазальтов I BC.

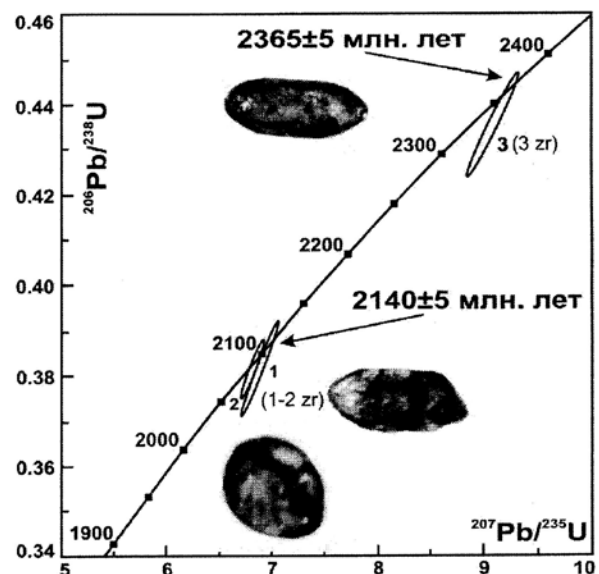


Рис. 4. U-Pb диаграмма с конкордией для единичных зерен циркона из базальтов III BC.

на длиннопризматическими коричневыми кристаллами. Зерна прозрачные, поверхность не корродирована, блеск стеклянный. Средние размеры – 0.150×0.05 мм. Масса среднего кристалла – 1.5×10⁻⁶ г. В спирте наблюдается зональность, просматриваются минеральные включения.

Изотопный U-Pb возраст цирконов равен 2140 ± 5 млн. лет (рис. 4). Координаты точки 3 находятся на конкордии и отражают U-Pb возраст, равный 2365 ± 5 млн. лет, который интерпретируется ксеногенной природой цирконов.

Таблица 3. Изотопные U-Pb данные для единичных цирконов из андезибазальтов I BC и базальтов III BC печенгского комплекса.

№ п/п	Навеска, мг	Концентрация, ppm		Изотопные отношения*				Изотопные отношения и возраст, млн. лет**			% Дис
		Pb	U	²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁴ Pb	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U±2σ	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U±2σ	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb±2σ	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U±2σ	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U±2σ	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb±2σ	
I BC печенгского комплекса											
1	0.010	4.55	11.31	636.0	0.485±0.043	11.290±1.007	0.1711±0.0012	2514±223	2518±225	2569±17	2.1
2	0.020	25.65	46.10	712.2	0.475±0.006	11.190±0.157	0.1710±0.0007	2504±33	2539±36	2567±11	2.5
3	0.025	39.25	89.18	412.1	0.440±0.004	9.102±0.079	0.1334±0.0003	2342±20	2343±20	2343±4	0.04
III BC печенгского комплекса											
1	0.020	9.16	23.28	1272.4	0.381±0.009	6.897±0.157	0.1332±0.0002	2032±46	2086±48	2141±4	5.1
2	0.030	12.93	32.62	1571.5	0.382±0.005	6.832±0.086	0.1353±0.0002	2037±25	2103±26	2138±3	4.7
3	0.020	19.64	28.09	216.5	0.435±0.008	9.104±0.178	0.1517±0.0004	2330±45	2349±46	2365±7	1.5

* Все отношения скорректированы на холостое загрязнение 1 пг для Pb и 10 пг для U и масс-дискриминацию 0.12±0.04 %.

** Коррекция на примесь обыкновенного свинца определена на возраст по модели [10].

Исследования проводятся при финансовой поддержке гранта РФФИ 11-05-00570 и программы ОНЗ-4.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Балашов Ю.А. Геохронология раннепротерозойских пород Печенгско-Варзугской структуры Кольского п-ова // Петрология. 1996. Т. 4. № 1. С. 3-25.
2. Предовский А.А., Федотов Ж.А., Ахмедов А.М. Геохимия Печенгского комплекса (метаморфизованные осадки и вулканиты). Л.: Наука, 1974. 139 с.
3. Скуфьин П.К. Эволюция вулканизма рудоносной Печенгской структуры (Кольский п-ов) // Геол. рудн. месторожд. 1993. Т. 35. С. 271-283.
4. Скуфьин П.К., Баянова Т.Б. Раннепротерозойский вулкан центрального типа в Печенгской структуре и его связь с рудоносным габбро-верлитовым комплексом (Кольский п-ов) // Петрология. 2006. Т. 14. № 6. С. 649-669.
5. Смолькин В.Ф. Коматиитовый и пикритовый магматизм раннего докембрия Балтийского щита. СПб.: Наука, 1992. 274 с.
6. Смолькин В.Ф. Происхождение и возраст габбро Ждановского месторождения Cu-Ni руд (Печенга). Тезисы конф. Корреляция геологических комплексов Фенноскандии. Петрозаводск: Изд-во КарНЦ РАН, 1999. С. 150-151.
7. Krogh T.E. A low-contamination method for hydrothermal dissolution of zircon and extraction of U and Pb for isotopic age determinations // Geochim. Cosmochim. Acta. 1973. V. 37. P. 485-494.
8. Ludwig K.R. Using ISOPLOT/Ex. Version 2.05: A geochronological toolkit for Microsoft Excel // Berkeley Geochronology Center. Spec. Publ. № 1a. 1999. N. 1. 43 p.
9. Ludwig K.R. PBDAT – A computer Program for Processing Pb-U-Th isotope data. Version 1.22. // Open-file report 88-542. US Geol. Surv. 1991. 38 p.
10. Stacey J.S., Kramers J.D. Approximation of terrestrial lead isotope evolution by a two-stage model // Earth Planet. Sci. Lett. 1975. V. 26. N 2. P. 207-221.

НОВАЯ КРУПНАЯ ПОЗДНЕМЕЗОЗОЙСКАЯ АСТРОБЛЕМА ЗАПАДНОЙ ПАЦИФИКИ

Сушкин Л.Б.

LLC «Western Pacific Minerals», Хабаровск, wpm-s@mail.ru

Выявленные за последние десятилетия многочисленные ударно-астероидные и метеоритные (импактные) структуры в разных районах мира, в т. ч. Урала и Сибири [3, 4, 5, 7, 18] позволяют по-новому рассмотреть и ряд морфоструктур Д. Востока России.

По оценкам специалистов, исходя из плотности астроблем в хорошо изученных районах мира [3, 4, 15, 18, 21], резерв неоткрытых объектов такого рода в России исчисляется сотнями. Это наиболее всего актуально для Д. Востока, на обширной территории которого установлены на сегодня лишь единичные небольшие импактные кратеры: Эльгыгытгын (18 км), Соболевская и Сихотэ-Алиньская группы воронок. Более значительным размером выделяются древний кратер Кограм (50 км) в ЮВ Якутии, и среднемезозойский кратер Лабынкыр (30 / 60 км) – в Сев. Приохотье [4, 14].

Такое положение в значительной мере обусловлено сложностью геологического строения и активной геодинамикой большей части региона, приводящей к быстрой в геологическом смысле эрозии следов космических ударов на поверхности Земли. Наряду с этими природными факторами и слабой населённостью территории Д. Востока, очевидно и отсутствие в регионе целенаправленных исследований космогенных структур. Вместе с тем, имеющиеся данные свидетельствуют о присутствии в регионе гораздо более крупной космогенной структуры, предположительно, позднемезозойского возраста.

Анализ широкого комплекса данных указывает на вероятную космогенную природу одной из наиболее ярких и масштабных структур Дальневосточного региона – Хабаровской кольцевой морфоструктуры (астроблемы ?) [11, 12, 13, 14] – диаметром 100 / 280 км. Её центральная часть отчётливо выражена в современном рельефе симметричными друг другу дугообразными хр. Хехцир и Вандан, видимо, составлявшими некогда единый кольцевой хребет. Эродированный ЮЗ сегмент центрального кольца расположен на территории КНР, в районе г. Фуюань, где представлен в излучине рр. Амура и Уссури низкогорным массивом г. Илигашань (рис. 1). Наряду с центральным кольцом диаметром 100 км в современном рельефе и гидрографии отчётливо видны сегменты более р. Хор, в т. ч. горному массиву Тигровый Дом, сопкам – останцам Матай масштабного внешнего кольцевого водораздела диаметром 280 км, проходящего по правобережью верховья на юге, и Халхадьян на севере. Вероятно, эта крупная кольцевая морфоструктура имеет гораздо более сложное концентрическое (телескопированное) внутреннее строение.

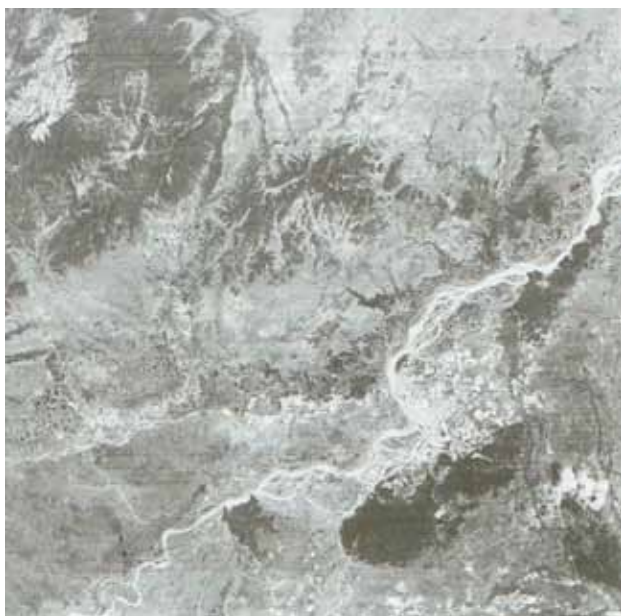


Рис. 1. Вид центральной части Хабаровской астроблемы. На юге видна тёмная дуга горной тайги хр. Хехцир, на севере симметричная ей дуга хр. Вандан. Космоснимок NASA LANDSAT, 17 августа 1977 г. В 1 см – 10 км.

Космогенный характер Хабаровской структуры (астроблемы) подтверждается развитием в ней хаотических геологических комплексов, разнообразных импактных брекчий (от брекчий «грис» – до клиппеновых брекчий и утёсных микститов) [3, 4, 5, 14, 15, 20], признаками ударного метаморфизма, а также находками в её пределах метеоритного железа [11, 12, 16], сфероллоидов никелистого железа в осадочных породах её обрамления (цагаянская серия) [11, 12, 13], совпадающей с ней контрастной гидрохимической аномалией железа, интенсивным эманированием радона, дефицитом легкоподвижных элементов (иода и селена) и др. Закономерно также расположение вокруг неё в обогащённых углеродом и железом отложениях идентичного возраста массовых захоронений останков динозавров с признаками катастрофического события, в том числе, с беспрецедентно высоким содержанием иридия (до 0.4 г/т): Благовещенское, Лунь-Гу-Шань (Белые Кручи), Аста-

шихинское, Гильчинское, Кундурское, Зап.-Сахалинское (Синегорское), Китадани и Оюбари (Япония) [1, 2, 11, 12, 13, 14].

Благодаря контрастности Хабаровская КМС прекрасно дешифрируется на многих топографических и аэрокосмофотоматериалах (рис. 1). Координаты центра астроблемы $48^{\circ} 40' \text{ с. ш.}, 135^{\circ} \text{ в. д.}$ (рис. 2). Её центральный ударно-взрывной кратер имеет форму субмеридионального овала размером $100 \times 90 \text{ км}$, при современной глубине до 950 м.

Предполагаемый по совокупности геологических данных (в т. ч. по возрасту заполняющего комплекса) позднемезозойский возраст Хабаровской космогенной структуры (астроблемы «Дерсу») очень близок к катастрофическому рубежу мела и палеогена, с которым связано глобальное вымирание организмов на Земле, в том числе вымирание динозавров по всему миру. Вопрос возраста требует более глубокого изучения.

Обращает на себя внимание присутствие в ряде костеносных горизонтов цагайанской серии глинистых пород неясной природы с аномальным изумрудно-зелёным цветом. По своему облику эти глины имеют много общего с бирюзово-зелёными глинами, установленными У. Альваресом в пограничных мел-палеогеновых разрезах, где их аномальная окраска была обусловлена высокими концентрациями соединений иридия [17].

Представленная в дальневосточных захоронениях фауна позднемезозойских динозавров имеет очень много общего с видами, детально изученными в захоронениях на территории США и Канады [18, 21], наиболее ярким из которых является *Olorotitan Arharensis* – самый крупный гадрозавр, когда-либо обнаруженный за пределами Сев. Америки (рис. 3).

Считающийся ныне одним из крупнейших в мире, и «главным убийцей динозавров» астероидный кратер Чиксулуб на Юкатане практически недоступен для визуального наблюдения, так как находится на большой глубине, выявлен лишь геофизическими и буровыми исследованиями и значительная его часть скрыта водами Мексиканского залива.

В отличие от астроблемы Чиксулуб, ничуть не уступающая ей по размерам и очень близкая по возрасту Хабаровская астроблема обладает очень выразительным, прекрасно отпрепарированным рельефом (современной глубиной $\approx 1 \text{ км}$), и расположена в хорошо доступном районе на оживлённом международном перекрёстке. Как и в Сев. Америке, Хабаровская астроблема окружена по периферии с разных сторон (от р. Зеи на западе до Сахалина и Японии на востоке) целой серией «кладбищ динозавров», в том числе несущих в себе явные признаки катастрофического события.

Таким образом, масштаб Хабаровской кольцевой морфоструктуры (280-300 км) даже при явной неполноте имеющихся предварительных данных, вероятно, указывает на то, что в данном случае мы имеем дело с одной из крупнейших позднемезозойских космогенных структур (астроблем), образование которой не могло не иметь не только региональных, но и глобальных (общепланетарных) астрогологических и экологических последствий.

Одним из таких глобальных тектонических последствий могло быть возникновение в ту же эпоху в противоположной «точке» земного шара островной дуги Скоша, одной из наиболее удивительных и невероятных структур всего Тихоокеанского орогенного пояса в виде глубоко выгнутой «петли» длиной 1500 км – в пространстве между Ю. Атлантикой и Зап. Антарктикой [19].

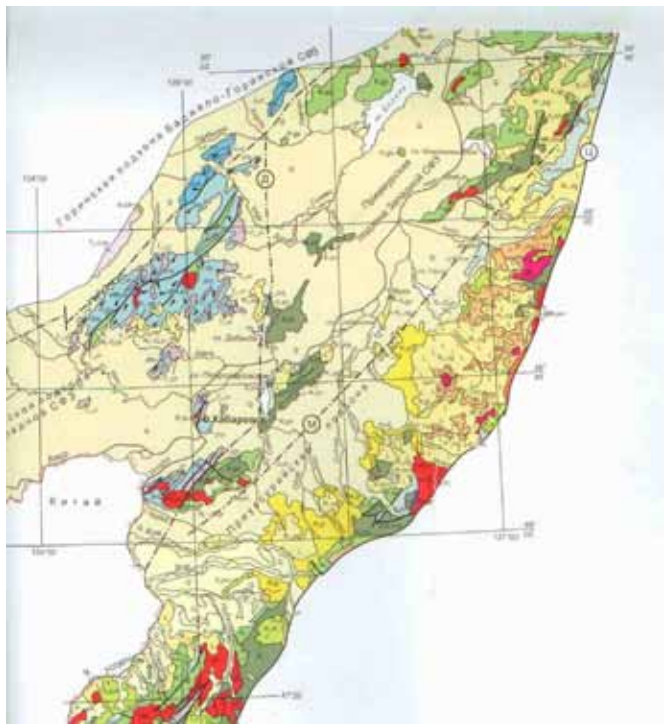


Рис. 2. Схематическая геологическая карта района Хабаровской астроблемы По ГГК РФ 1: 1 000 000. Лист М-53. ФГУП «Дальгеофизика», 2008 [6, 10].



Рис. 3. Приамурский гадрозавр *Olorotitan Arharensis* – «Архаринский Лебедь», один из крупнейших гадрозавров в мире. Экспозиция Музея Амура, г. Хабаровск.

Приходится признать, что настоящее глубокое исследование Хабаровской астроблемы находится лишь на самом начальном этапе. Масштабы этой грандиозной структуры таковы, что потребуют, очевидно, многолетних усилий, в том числе силами международных научных коллективов.

Доступность Хабаровской космогенной структуры, возможно, одной из крупнейших на нашей планете, положение её на границе великих стран и оживлённом перекрёстке международного общения открывает новые горизонты для плодотворного международного сотрудничества в области науки, образования и туризма.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Алифанов В.Р. Динозавры Сахалина и Японских островов // Природа. 2007. № 5. С. 29-30.
2. Болотский Ю.Л., Моисеенко В.Г. О динозаврах Приамурья. Благовещенск: АмурКНИИ ДВО АН СССР, 1988. 38 с.
3. Вишневский С.А. Астроблемы. Новосибирск: ООО «Нонпарель», 2007. 288 с.
4. Геология астроблем. Л.: Недра, 1980. 231 с.
5. Гигантские астроблемы России. СПб.: ВСЕГЕИ, 1994. 21 с.
6. Государственная геологическая карта РФ. 1: 1 000 000. Лист М-53. Мин. природы РФ, ФГУП ВСЕГЕИ, ФГУП «Дальгеофизика», 2008.
7. Зейлик Б.С., Кузовков Г.Н. Проблема формирования платформенных депрессий, взрывных кольцевых структур и космическая защита Земли для сохранения жизни на планете // Отеч. геология. 2006. № 1. С. 78-82.
8. Масайтис В.Л., Машак М.С., Райхлин А.И. и др. Алмазоносные импактиты Попигайской астроблемы. СПб.: ВСЕГЕИ, 1998. 178 с.
9. Нечаева И.А. Множественные метеоритные взрывы как геологический фактор. М.: Недра, 1982.
10. Среднеамурский осадочный бассейн: геологическое строение, геодинамика, топливно-энергетические ресурсы. Владивосток: ДВО РАН, 2009. 424 с.
11. Сушкин Л.Б. Хабаровская астроблема. Хабаровск: Приамурское отделение Рос. геогр. об-ва, 2004. 52 с.
12. Сушкин Л.Б. О космогенной природе Хабаровской кольцевой морфоструктуры // Наука и природа Д. Востока. Хабаровск. 2004. № 1. С. 92-105.
13. Сушкин Л.Б. О космогенных структурах Д. Востока России // Геологические опасности: XV Всерос. конф. с межд. участием. Тез. докл. Архангельск, 2009.
14. Сушкин Л.Б. Главные черты крупной позднемезозойской Хабаровской астроблемы «Дерсу» // Современное состояние наук о Земле. Межд. конф., посв. памяти В.Е. Хаина. Тез. докл. М.: МГУ, 2011.
15. Фельдман В.И. Петрология импактитов. М: МГУ, 1990. 299 с.
16. Юдин И.А., Коломенский В.Д. Минералогия метеоритов. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1987. 200 с.
17. Alvarez L.W., Alvarez W., Asaro F. *et al.* Extraterrestrial cause for the Cretaceous Tertiary extinction // Science. 1980. N 208. P. 1095-1108.
18. Australian Impact Structures. Thematic issue. Eds. Y. Hodson, A.Y. Glykson. J. Australian Geology & Geophysics. 1996. V. 16. N 4. 625 p.

19. Dalsiel I.W.D, Elliot D.H. The Scotia Arc and Arctic Margin // The Ocean Basins and Margins. I. The South Atlantic. Eds. F.G. Stehly, A.E.M. Nairn. New York: Plenum, 1973. P. 171-246.
20. Shoemaker E, Chao E.C.T. New evidence for the impact origin of the Ries Basin. Bavaria, Germany // J. Geophys. Res. 1961. V. 71. P. 3371-3378.
21. The Sedimentary Record of Meteorite Impacts. Eds. K.R. Evans *et al.* Geol. Soc. of America. 2008. Spec. Publ. 137. 213 p.

УСЛОВИЯ ЗАЛОЖЕНИЯ ДЕФОРМАЦИОННО-МАГМАТИЧЕСКИХ СТРУКТУР СЕВЕРО-ВОСТОКА БАЛТИЙСКОГО ЩИТА В РАННЕМ ДОКЕМБРИИ

Филатова В.Т.

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

Представленная работа выполнена с использованием методов численного моделирования для объяснения динамики становления системы деформационно-магматических структур СВ Балтийского щита в период 3.0-1.6 млрд. лет назад. В этих целях были построены количественные модели напряжённо-деформированного состояния земной коры региона с учётом её эволюционного развития и впервые определены структуры, благоприятствующие подъёму мантийных основных-ультраосновных магм. Допускается, что тип тектоно-магматической активности, установившийся в раннем докембрии в регионе, был внутриматериковым. Значительная часть исследуемого региона сложена докембрийскими породами [2, 3, 6, 12]. В позднем архее консолидация земной коры превращает регион в относительно стабильную континентальную структуру и исследуемая область на тот период находится в устойчивом состоянии [11]. В раннем протерозое основной фронт тангенциальных напряжений был направлен на СВ [2, 6]. В последующие эпохи значительных геолого-тектонических процессов регион не переживал.

Полагаем, что СВ часть Балтийского щита на весь период геологической истории представляла собой неоднородное упругое тело, подверженное действию объёмных сил и заданных напряжений на его границе. Рассматриваемая область состоит из нескольких конечных подобластей, каждая из них считается однородно изотропной с линейно-упругими постоянными (коэффициент Пуассона (μ) и модуль Юнга (E)). Каждый архейский мегаблок – это отдельная подобласть. Зоны глубинных разломов, разделяющие архейские мегаблоки, рассматриваются как подобласти шириной 25-30 км. Задаём условие, что область находится в состоянии равновесия и компоненты тензора напряжений σ_{ij} в случае плоской задачи удовлетворяют условиям равновесия [5]. При численном решении краевой задачи в напряжениях использовался метод граничных элементов [4]. Весь процесс численного решения задач алгоритмизирован и заложен в основу разработанного пакета программ для ЭВМ с учётом результатов ранее выполненных исследований [7-9].

Применительно к исследуемому региону выполнены расчёты для нескольких вариантов нагрузки области (**А,Б,В**) и, соответственно, на каждом этапе задавалась определённая базовая модель, описывающая исследуемую область с учётом сформировавшихся к этому времени геологических структур. (**А**) Возрастной интервал – 3.0-2.8 млрд. лет назад; базовая модель включает структурные элементы архейского фундамента, сформировавшиеся на момент завершения аккреции земной коры региона; в качестве подобластей используются архейские мегаблоки (Мурманский, Кольский, Беломорский и Карельский), Кейвская структура, а также разломные зоны, разъединяющие мегаблоки. Область подвержена всестороннему равномерному сжатию. (**Б**) Интервал – 2.8-2.5 млрд. лет назад; исходная базовая модель дополняется подобластями, отмеченными аномальными значениями скальвающих напряжений на первом этапе исследований и перекрывающими территории развития зеленокаменных поясов Колмозеро-Воронья и Терско-Аллареченский. Область также подвержена всестороннему равномерному сжатию. (**В**) Интервал – 2.5-1.6 млрд. лет назад; исходная базовая модель по конфигурации подобластей в большей степени повторяет модель **Б**. Область подвержена одноосному сжатию равномерно распределёнными усилиями с ЮЗ и СВ. Для каждой базовой модели были рассчитаны максимальные по абсолютному значению скальвающие напряжения. Значения линейно-упругих постоянных (μ, E) для пород архейских мегаблоков, зеленокаменных поясов, Кейвской структуры и разломных зон задавались согласно данным, приведённым в работе [9]. Области, отмеченные аномальными скальвающими напряжениями, рассматривались как ослабленные зоны в фундаменте региона. Все работы выполнялись в масштабе 1:1000000 с использованием исходной геологической карты масштаба 1:500000 [1].

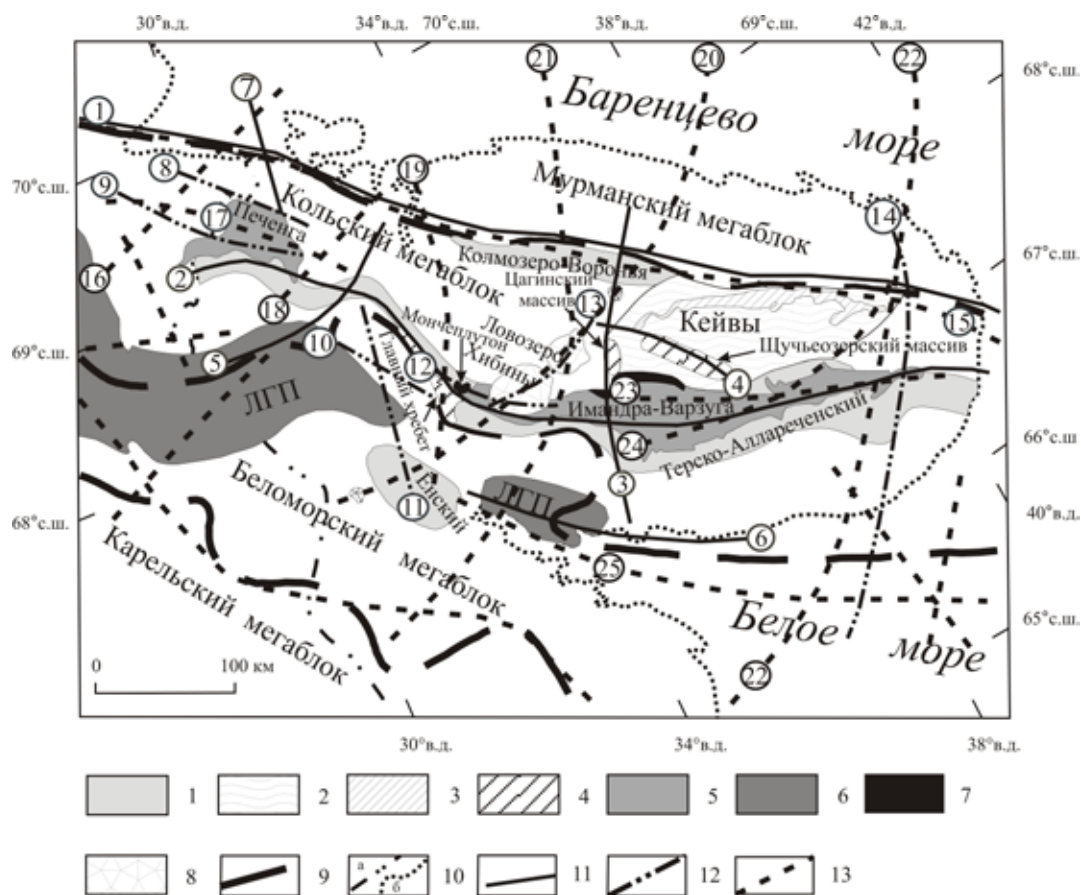


Рис. 1. Ослабленные зоны в фундаменте Кольского региона, сформировавшиеся в раннем докембрии в интервале 3.0- 1.6 млрд. лет назад.

1 – архейские пояса: Колмозеро-Воронья, Терско-Аллареченский, Ёнский; 2 – Кейвская структура; 3 – высокоглиноземистые гнейсы Кейвской серии; 4 – массивы анортозитов и габбро-анортозитов (архей/ранний протерозой); 5 – Печенга-Имандра-Варзугская палеорифтогенная структура; 6 – Лапландский гранулитовый пояс; 7 – расслоенные массивы основных и ультраосновных пород (ранний протерозой); 8 – щелочные интрузивы (палеозой); 9 – разломы (зоны разломов) на контакте мегаблоков; 10 – а) государственная граница России, б) современная береговая линия. Магмапроводящие (ослабленные) зоны, установленные по аномальным значениям рассчитанных максимальных скалывающих напряжений: 11 – сформировавшиеся в интервале 3.0-2.8 млрд. лет; 12 – в интервале 2.8-2.5 млрд. лет; 13 – в интервале 2.5-1.6 млрд. лет. Цифры в кружочках – номера выявленных зон.

На рис. 1 представлены выделенные по аномальным значениям максимальных скалывающих напряжений ослабленные зоны региона, сформировавшиеся в период поздний архей – ранний протерозой. Выделенные области имеют вид поясовых структур и коррелируются как с областями распространения базит-гипербазитовых интрузий, так и с зонами тектонических нарушений в Кольском регионе. Выполненные расчёты для базовой модели А позволили выделить ослабленные зоны 1-7, для модели Б – зоны 8-14, для модели В – зоны 15-25. Зоны 1-4 (1 – Колмозеро-Воронья, 2 – Терско-Аллареченский пояс, 3 – Цагинская, 4 – Щучьезерская) известны по геологическим данным как архейские магмапроводящие области. Зоны 5-6 (5 – Туломская, 6 – Колвицкая) известны как раннепротерозойские. Зона 7 (Лиинахамарская) прослеживается вдоль по разлому СВ направления, секущего Мурманский и Кольский мегаблоки. Разломы СВ простирания кольскими геологами считаются архейскими. Выделенные зоны 8-12 (8 – г. Генеральская, 9 – Порыташская, 10 – Сальнотундровская-1, 11 – Сальнотундровская-2, 12 – Мончетундровская) раннепротерозойские. Зона 13 (Хибинская) известна как палеозойская. Зона 14 (Восточно-Кольская), простирающаяся субмеридианально и секущая восточную оконечность Кольского п-ова и акваторию Белого моря, не отмечается как магмапроводящая структура, её возраст и генезис не известен. При этом следует отметить, что зона 14 сечёт под углом в 10° систему разломов, показанную на тектонических схемах [2, 6, 11]. Зона 15 (Северо-Кольская) известна как архейская (Колмозеро-Воронья), но магматическая активность в данном районе наблюдалась и в последующие эпохи. Зоны 16-19 (16 – Вайноспаа, 17 – Печенгская, 18 – Лицко-Арагубская, 19 – Кола – оз. Имандра) раннепротерозойские. Зона 20 (Контозеро-Хибины-

Ковдор) известна как палеозойская. Зоны 21-22 являются продолжением бортов Вост.-Баренцевоморской рифтовой системы палеозойского возраста (21 – продолжение западного борта, 22 – восточного борта). Зоны 23-24 (23 – Вост. Кейвы – Панаречка, 24 – Имандра-Варзуга) имеют раннепротерозойский возраст, а зона 25 (Кандалакшская) известна как рифейская.

Любые критические ситуации при формировании древней коры могли вызывать заложение глубинных разломов (областей активизации) именно в ослабленных зонах, контролирующих размещение рудных поясов последовательных металлогенических эпох. Причём, все главные магмавыводящие структуры региона отмечаются аномальными значениями скалывающих напряжений. Таким образом, выполненные исследования позволили реконструировать зоны повышенной проницаемости фундамента, сформировавшиеся в раннем докембрии. При этом чётко прослеживается унаследованность положения магмопроводящих структур от архея до раннего протерозоя, что подтверждается геологическими данными. Сформировавшиеся в коре региона мобильно-проницаемые зоны можно рассматривать как каркасные тектоногены – линейные деформационно-магматические структуры, используя терминологию, предложенную в работе [10]. Данные структуры были областями разрядки напряжений, вдоль которых в течение каждого тектонического цикла шла перестройка коры, её качественное изменение; имели различие в возрасте формирования, а некоторые развивались наследованно. В итоге древние архейские блоки региона прошиваются системой каркасных тектоногенов, контролирующих локальное накопление энергии и приводящих к резкой активизации тектонических, термических и магматических процессов. Таким образом, сформировавшаяся в раннем докембрии система проницаемых зон в фундаменте Кольского региона определила ход развития геодинамических и магматических мантийных процессов в последующие эпохи.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Геологическая карта Кольского региона (СВ часть Балтийского щита). Масштаб 1:500000 / Под ред. Ф.П. Митрофанова. Апатиты: ГИ КНЦ РАН, 1996.
2. Загородный В.Г., Радченко А.Т. Тектоника раннего докембрия Кольского п-ова (состояние изученности и проблемы). Л.: Наука, 1983. 96 с.
3. Земная кора восточной части Балтийского щита / Под ред. К.О. Кратца. Л.: Наука, 1978. 232 с.
4. Крауч С., Старфилд А. Методы граничных элементов в механике твёрдого тела. М.: Мир, 1987. 328 с.
5. Мусхелишвили Н.И. Некоторые основные задачи математической теории упругости. М.: Наука, 1966. 707 с.
6. Радченко А.Т., Балаганский В.В., Виноградов А.Н. и др. Докембрийская тектоника СВ части Балтийского щита (объяснительная записка к тектонической карте масштаба 1:500000). СПб: Наука, 1992. 111 с.
7. Филатова В.Т. Особенности формирования полей напряжений в Беломорском мегаблоке при режиме коллизионной геодинамики // Докл. АН. 2002. Т. 382. № 6. С. 821-825.
8. Филатова В.Т. Оценка напряжённно-деформированного состояния земной коры СВ части Балтийского щита в позднем архее // Докл. АН. 2009. Т. 424. № 2. С. 249-253.
9. Филатова В.Т. Влияние напряжённно-деформированного состояния среды на формирование ослабленных зон в архейском фундаменте СВ части Балтийского щита // Геофиз. журнал НАН Украины. 2009. Т. 31. № 3. С. 41-52.
10. Шейнманн Ю.М. Очерки глубинной геологии. М.: Недра, 1968. 231 с.
11. Эволюция земной коры и эндогенной металлогенической зональности северо-восточной части Балтийского щита / Под ред. И.В. Белькова. Л.: Наука, 1987. 112 с.
12. Mitrofanov F.P., Pozhilenko V.I., Smolkin V.F. *et. al.* Geology of the Kola Peninsula (Baltic Shield). Apatity: KSC RAS, 1995. 144 p.



МЕСТОРОЖДЕНИЯ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ

ОСОБЕННОСТИ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ РЕДКОЗЕМЕЛЬНЫХ ЭЛЕМЕНТОВ В МЕТАЛЛОНОСНЫХ УГЛЕРОДИСТЫХ СЛАНЦАХ ОСКОЛЬСКОЙ СЕРИИ РЫЛЬСКОЙ СТРУКТУРЫ КМА

Абрамов В.В., Кузнецов В.С.

Воронежский государственный университет, Воронеж, avova82@mail.ru, voronezhpodkl@inbox.ru

В пределах Курского мегаблока Воронежского кристаллического массива (ВКМ) широко развиты докембрийские металлоносные углеродистые сланцы оскольской серии, залегающие преимущественно в центральных частях раннепротерозойских синклинозных структур. В западной части Курского мегаблока располагается Рыльская структура, имеющая протяженность около 50 км при ширине 30 км. В геологическом строении Рыльской структуры принимают участие архейские терригенно-вулканогенные породы михайловской серии, а также раннепротерозойские стратифицированные отложения метасадочных пород (курская и оскольская серии). Геофизические данные свидетельствуют о сложном строении структуры, нижнепротерозойские образования смяты в узкие изоклинальные складки, подчиненные общему северо-восточному направлению всей структуры [2].

Центральную часть Рыльской структуры составляет осадочно-метаморфический комплекс пород нерасчлененной оскольской серии, представленный углеродисто-терригенными и углеродисто-сланцево-карбонатными образованиями, которые в настоящее время рассматриваются как аналоги золото-платиноносных углеродистых пород тимской свиты оскольской серии Тим-Ястребовской рифтогенной структуры КМА.

Вышеназванные углеродисто-сланцево-карбонатные толщи достаточно условно отнесены к образованиям тимской свиты, что обуславливает проведение дополнительных исследований, включающих изучение особенностей распределения редкоземельных элементов. Интерес к углеродистым сланцам Рыльской структуры обусловлен возможностью их корреляции с высокоперспективными углеродистыми сланцами Тим-Ястребовской структуры, с которыми связан ряд рудопоявлений цветных и благородных металлов [4].

В настоящее время редкоземельные элементы широко применяются для реконструкции условий и обстановок образования осадочных и метаморфических горных пород. Применение редкоземельных элементов для реконструкций обстановок осадкообразования базируется на некоторых принципах [1, 5]: а) лантаноиды слабо подвижны в зоне диагенеза, катагенеза и метаморфизма; б) метаморфические породы наследуют характер распределения редких земель от материнской осадочной породы; в) на начальной стадии диагенеза происходит слабое перераспределение лантаноидов за счет растворения реакционно-способных фаз осадков, при этом тяжелые земли более подвижны, чем легкие; г) с развитием в осадках восстановительных условий в наибольшей степени возрастают содержания легких лантаноидов, а при смене восстановительных условий на окислительные – концентрации легких земель уменьшаются в большей степени, чем тяжелых.

Основной целью проведенных исследований является характеристика условий образования различных по содержанию углеродистого вещества сланцев оскольской серии Курской магнитной аномалии на основе анализа распределения редкоземельных элементов.

Определение концентраций лантаноидов в углеродистых сланцах оскольской серии Рыльской структуры (9 проб) проводилось методом индукционно-связанной плазмы с масс-спектрометрическим окончанием (ICP-MS) в лаборатории ИПТМ РАН, г. Черноголовка. Обработка результатов исследований с помощью методов математической статистики показала, что закон распределения лантаноидов нормальный (кроме Tm и Y – логнормальный, но близкий к нормальному). В настоящей работе лантаноиды (REE) подразделяются на три группы: легких – La-Pr (LREE), средних – Nd-Dy (MREE) и тяжелых – Ho-Lu (HREE) редкоземельных элементов [1, 5].

Проведенные исследования позволили установить высокие суммарные содержания редкоземельных элементов в углеродистых сланцах Рыльской структуры – до 624.6 г/т (в среднем – 440.27). По этому показателю изученные сланцы в 2.27 раз превосходят углеродистые сланцы Тим-Ястребовской структуры и в 2.41 раза – платформенные глины (табл. 1).

На графике распределения редкоземельных элементов относительно платформенных глин [1] наблюдаются: 1) повышенные содержания всех без исключения редкоземельных элементов в сланцах Рыльской структуры относительно глин платформ; 2) резкое обогащение сланцев Рыльской структуры легкими лантаноидами относительно тяжелых (рис. 1), что также подтверждается высоким отношением суммы цериевых и суммы иттриевых лантаноидов – 11.62, относительно 7.65 у сланцев Тим-Ястребовской структуры, 7.37 – у платформенных глин (табл. 1); 3) максимумы Pr, Nd, Dy, Er; 4) минимумы Sm, Tb, Ho, Tm, Lu.

Таблица 1. Суммарные содержания редкоземельных элементов в углеродистых образованиях Рыльской и Тим-Ястребовской структур КМА.

Показатель	Углеродистые сланцы Рыльской структуры	Углеродистые сланцы Тим-Ястребовской структуры	Платформенные глины [1]	Постархейский глинистый сланец [3]
$\sum \text{REE}$	440.27	193.59	170.8	183.0
$\sum \text{LREE}$	307.11	124.15	109.5	126.9
$\sum \text{MREE}$	121.53	60.89	53.1	48.6
$\sum \text{HREE}$	11.63	8.56	8.2	7.5
$\sum \text{Ce} / \sum \text{Y}$	11.62	7.65	7.37	9.52

Примечание: $\sum \text{Ce}$ – суммарное содержание элементов от La до Eu; $\sum \text{Y}$ – суммарное содержание элементов от Gd до Lu.

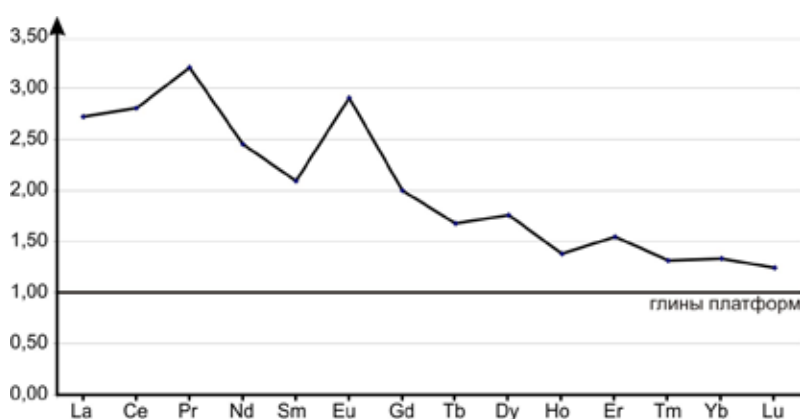


Рис. 1. Спектр распределения редкоземельных элементов сланцев Рыльской структуры относительно платформенных глин [1].

Для характеристики особенностей распределения редкоземельных элементов в сланцах оскольской серии были использованы геохимические коэффициенты. Первая группа коэффициентов позволяет проанализировать глубоководность и отдаленность области осадконакопления от береговой линии – по мере увеличения глубины осадочного бассейна и отдаленности области осадконакопления от береговой линии возрастают коэффициенты Yb/Sm, Y/Sm, La/Yb и убывают La/Sm, Ce/Sm. Отношение La/Yb характеризует общий наклон спектра лантаноидов и может выступать как мера относительного обогащения легкими редкими землями относительно тяжелых, косвенным образом свидетельствует о глубинности образования осадка [5]. Уменьшение La/Yb в осадке (особенно близкого вещественного состава) предполагает более мористые условия седиментации. Результаты расчетов геохимических коэффициентов приведены в таблице 2.

Таблица 2. Вариации отношений редкоземельных элементов в метаосадочных породах нижнетимской подсвиты (г/г).

Коэффициент	Углеродистые сланцы Рыльской структуры	Углеродистые сланцы Тим-Ястребовской структуры	Платформенные глины [Балашов]	Постархейский глинистый сланец [Тейлор, Мак Леннан]
La/Sm	6.86	5.54	5.30	6.79
Ce/Sm	13.20	10.18	10.00	14.29
Ce/ La	1.92	1.84	1.89	2.11
La/Yb	24.46	13.77	12.03	13.57
Yb/Sm	0.29	0.47	0.44	0.50
Y/Sm	4.08	3.61	4.18	4.82
Eu/Ee*	0.84	0.82	0.59	0.64
Ce/Ce*	0.94	0.86	1.00	1.02

Анализ таблицы позволяет сделать вывод, что обстановки образования углеродистых сланцев Рыльской структуры более мелководные и приближены к береговой линии относительно углеродистых сланцев Тим-Ястребовской структуры.

Вторая группа коэффициентов позволяет оценить климатические условия и определить обстановки седиментации формирования первичных осадков. Отношение $\sum \text{Ce} / \sum \text{Y}$ – индикатор климата, отражает интенсивность процессов выветривания. Значение $\sum \text{Ce} / \sum \text{Y} = 3$, рассматривается как граничное между от-

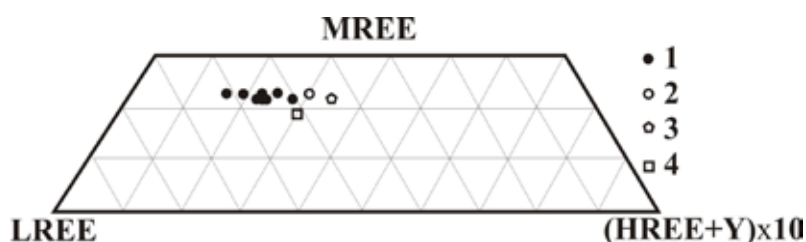


Рис. 2. Положение составов метаосадочных пород Рыльской структуры на диаграмме LREE-MREE-(HREE $\times 10$).

1 – сланцы Рыльской структуры; 2 – углеродистые сланцы Тим-Ястребовской структуры; 3 – платформенные глины; 4 – постархейский австралийский сланец.

ложениями гумидных и аридных обстановок, в аридном климате отношение уменьшается [1, 5]. По величине коэффициента $\Sigma \text{Ce} / \Sigma \text{Y}$ сланцы Рыльской структуры резко отличаются от сланцев Тим-Ястребовской структуры и платформенных глин: 11.62, против 7.65 и 7.37, соответственно. Отношение Ce / Ce^* , нормированное к глинам платформ по Ю.А. Балашову – индикатор седиментационных обстановок, величина которого для окраинно-континентальных обстановок составляет 0.9-1.3. Отношение Ce / Ce^* в углеродистых метаосадочных породах Рыльской структуры составляет 0.94, Тим-Ястребовской – 0.86, что может свидетельствовать о единой тектонической обстановке их формирования. Отношение Eu / Eu^* , нормированное к хондриту – индикатор поступления глубинного вещества в осадки (гидротермы, восходящие флюидные потоки, вулканы, обломки базитов и гипербазитов) [1]. Среднее Eu / Eu^* в осадочных породах фанерозоя – 0.61-0.72 [1], в хондритах – 1.0 [1], сланцах Тим-Ястребовской структуры – 0.82, постархейских сланцах – 0.65. Показатель Eu / Eu^* в сланцах Рыльской структуры составляет 0.84, что сопоставимо со сланцами Тим-Ястребовской структуры.

С помощью треугольной диаграммы LREE-MREE-(HREE $\times 10$) можно выделить поля, отвечающие определенным обстановкам осадкообразования: при смене континентальных и прибрежно-морских обстановок седиментации на более глубоководные морские. В осадках возрастает содержание тяжелых земель при одновременном уменьшении легких [1, 5]. Анализируя положение составов сланцев Рыльской структуры (рис. 2), можно также отметить, обеднение тяжелыми лантаноидами и обогащение легкими.

Подводя итог проведенным исследованиям, следует отметить высокие содержания лантаноидов в углеродистых сланцах Рыльской структуры, обогащение легкими редкими землями относительно тяжелых, близкие значения Ce / Ce^* , Eu / Eu^* , единую тектоническую обстановку формирования сланцев Рыльской и Тим-Ястребовской структур Курской магнитной аномалии.

Работы выполнены при финансовой поддержке РФФИ, грант № 12-05-31194-мол. а; РФФИ, грант № 11-05-00316-а; ФЦП «Научные и научно-педагогические кадры инновационной России», ГК № 16.740.11.0623, «Программы стратегического развития ВГУ».

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Балашов Ю.А. Геохимия редкоземельных элементов. М.: Наука, 1976. 265 с.
2. Созинов Н.А. Металлоносные черные сланцы Курской магнитной аномалии / Н.А. Созинов, Н.Н. Чистякова, В.А. Казанцев. М.: Наука, 1988. 149 с.
3. Тейлор С.Р. Континентальная кора: ее состав и эволюция / С.Р. Тейлор, С.М. Мак-Леннан. М.: Мир, 1988. 384 с.
4. Чернышов Н.М. Платиноносные формации Курско-Воронежского региона (Центральная Россия) // Воронеж: Изд-во Воронеж. гос. ун-та, 2004. 448 с.
5. Шатров В.А. Лантаноиды как индикаторы обстановок осадкообразования (на основе анализа опорных разрезов протерозоя и фанерозоя Восточно-Европейской платформы). Автореф. дисс. д.г.-м.н. Москва, 2007. 36 с.

БИОГЕОХИМИЧЕСКАЯ АССОЦИИРУЕМОСТЬ РУДООБРАЗУЮЩИХ ЭЛЕМЕНТОВ В КАЧЕСТВЕ ПОИСКОВЫХ ПРЕДПОСЫЛОК

Барабашева Е.Е.

Забайкальский государственный университет, Чита, barabasheva@mail.ru

В основу предлагаемых палеобиогеохимических предпосылок положена прямая и косвенная связь (ассоциируемость) рудообразующих элементов непосредственно с палеобиотой или продуктами ее метаболизма [1] (табл.).

Группы взаимосвязи рудообразующих элементов с органическим веществом	S P Ca Mg Fe	Si Cu Ni Co Mn	U Th	Au Ag Pt	Mo, Se	Pb, Zn	W Sn?	As Ti Cd Sb?	Редкие, редкоземельные	Hg
1. Непосредственная концентрация рудообразующих элементов в живых клетках и макробиоте	+++	+	-	-	-	-	-	-	-	-
2. Рудообразующие элементы, переводимые в растворимые формы микроорганизмами, бактериями	+++	+	++	+	-	+++	+	+	+	+
3. Рудообразующие элементы, накапливающиеся в результате процессов биосорбции органическим веществом	++	+	++	+++	++	+	+	+	++	-
4. Рудообразующие вещества, мигрирующие в форме органических комплексов	++	+	++	++	+	+	+	+	+	-

К первой биофильной группе относятся рудообразующие элементы, которые имели прямое отношение к организмам, непосредственно образовывались и концентрировались в живых клетках и тканях палеобиоты (Са скелетов и раковин беспозвоночных образует месторождения известняка; фосфатизированные раковины и скелеты бентосных беспозвоночных переотлагаются в фосфориты; скопления раковин радиоларий – в радиолариты или кремнеземы; перегнившая растительная масса образует залежи горючих полезных ископаемых и др.). Живые организмы оказывают большое влияние на миграцию химических элементов в море – медь и цинк относятся к элементам, необходимым для жизненных процессов; свинец и, возможно, олово – к элементам, вероятно необходимым. При отмирании планктон, а также морской и прибрежный биос, снабжают содержащимися в них полиметаллами (цинком, медью, свинцом) осадочные породы.

Вторая бактериофильная группа включает элементы, имевшие опосредованную или остаточную связь с органическим веществом. Как правило, они переводились из минеральной среды в растворимые формы в результате окислительно-восстановительной деятельности бактерий, микроорганизмов и цианобактериальных матов (ЦБМ). Геомикробиологические исследования показали, что микроорганизмы: 1) активно воздействуют на все без исключения минералы, образуя на их поверхности биопленки; 2) являются неотъемлемой частью всех процессов выветривания; 3) формируют целый ряд минералов, являющихся основой осадочных пород; 4) способны трансформировать минералы в окислительно-восстановительных условиях и накапливать некоторые ионы металлов. В геологической среде они располагаются как внутри твердого субстрата, так и на поверхности, образуя обрастания, называемые биопленками. Типичным примером биопленок являются цианобактериальные маты в виде строматолитов и онколитов. Зона сульфатредукции, образующаяся под матом, создавала сероводородный барьер на пути минерализованных гидротерм и обуславливала отложение сульфидов ряда рудоносных металлов (Cu, Fe, Pb, Zn, As, Co, Ni, и пр.) в качестве месторождений.

В третьей сорбционной группе объединены элементы, которые только потенциально могли иметь связь с органическим веществом. В основном, они накапливались в результате процессов сорбции и биосорбции органическими тканями и продуктами метаболизма при осадконакоплении. К примеру, таким образом происходило накопление урана и тория в костных тканях организмов и растительной биомассе.

Хотя уран генетически не связан с углистым веществом, но в процессе миграции им осаждается и образует органогенно-урановые ассоциации с остатками растений, лигнитом, нефтеносными породами, углистыми сланцами и углем. Встречаются остатки окаменевших деревьев, замещенных урановыми минералами. Роль органического вещества в образовании месторождений весьма разнообразна. Это и прижизненное накопление металлов, и сорбция их продуктами микробиологического разложения органики, и концентрирующая роль в качестве биогеохимических барьеров, и маркировка положения рудных тел в пространстве по наличию водорослевых скоплений, растительных остатков, биогермов, битумов и пр.

Четвертая миграционная группа включает элементы, для которых связь с органическим веществом распавшихся организмов происходила только в виде переноса в форме металлоорганических комплексов в составе органических кислот, аминокислот, липидов, белков, ферментов и пр. Гуминовые кислоты и особенно фульвокислоты способны растворять горные породы, образуя легкоподвижные соединения с металлами, которые, мигрируя, вызвали образование руд.

По своему отношению, участию или неучастию в вышеперечисленных процессах рудообразующие элементы, в свою очередь, подразделяются на десять рядов.

К первому ряду относятся рудные элементы – кальций, магний, железо, петрогенные – сера, фосфор, которые весьма активно участвуют во всех процессах четырех групп, перечисленных выше. Это элементы, непосредственно концентрирующиеся в живых клетках и тканях как макро- и микробиоты, так и продуктах их метаболизма.

Для элементов второго ряда (рудные – медь, никель, кобальт, марганец, петрогенные – кремний) наблюдается некоторое снижение функций концентрации в клетках и тканях палеобиоты. В основном, это элементы, для которых характерна бактериофильность, т.е. образование в результате окислительно-восстановительной деятельности бактерий.

В третьем ряду выделяются уран и торий, нахождение в природе которых связано с процессами второй – четвертой групп. Непосредственное состояние их как компонентов живого вещества не доказано. Накопление происходит в результате первичного перевода в растворимые формы с участием микроорганизмов, последующей биосорбцией, как правило, в костных тканях отмерших организмов и дальнейшей миграцией в форме органических комплексов.

К четвертому ряду относятся элементы группы благородных металлов – золото и серебро, возможно, платина. По сравнению с предыдущим рядом, у них несколько снижена функция перевода в растворимые формы. Важная роль в растворении золота принадлежит продуктам метаболизма бактерий – аминокислотам и перекисным соединениям. Наряду с растворением золота происходит активное поглощение его биомассой микроорганизмов. При отмирании клеток золото высвобождается и мигрирует в рудный материал. Подтверждением этому служит высокая концентрация тонкодисперсного золота в биомассе органотрофных организмов, в сажистых рудах в присутствии значительного количества сульфатредуцирующих бактерий, в свежесожденном геле оксидов железа и марганца при участии железобактерий. Изучение золота в биомассе показывает, что оно преимущественно коллоидное и тонкодисперсное.

В пятом ряду располагаются молибден и селен. Для них, как и для урана, накопление происходит в большей степени в результате сорбции и, частично, биосорбции, как правило, в костных тканях отмерших организмов и дальнейшей миграцией в форме органических комплексов. Но, в отличие от урана, для этих элементов не происходит первичного перевода в растворимые формы с участием микроорганизмов.

В шестом ряду находятся свинец и цинк, которые в основном накапливаются в результате деятельности микроорганизмов с частичной сорбцией и биосорбцией процессов осадконакопления. Процесс биосорбции связан с деятельностью цианобактериальных матов, реже с матрицами мягкотелых организмов. Участие свинца и цинка в образовании металлоорганических комплексов незначительно.

В седьмом ряду выделяется вольфрам, как элемент опосредованно связанный с деятельностью бактерий, биосорбирующийся органогенной массой и мигрирующий в форме металлоорганических комплексов. Многочисленные минералогические наблюдения свидетельствуют о том, что в зоне гипергенеза вольфрамит обычно разлагается с образованием гидроксидов железа и марганца. Сам вольфрам при этом выносится в виде металлоорганических комплексов в результате его склонности к комплексообразованию с рядом органических лигандов. В минералах группы вольфрамита железо и марганец окисляются при помощи микроорганизмов, что предполагает связь процессов преобразования минералов вольфрамита в природных условиях при участии микроорганизмов. При схожести процессов взаимодействия с биотой к этой же группе отнесено олово, однако в отличие от вольфрама, степень его участия намного ниже.

Такую же позицию занимают рудообразующие элементы восьмой группы, включающей мышьяк, таллий, кадмий, сурьму(?). В природных условиях они накапливаются в результате деятельности сульфатредуцирующих микроорганизмов с частичной сорбцией и биосорбцией процессов осадконакопления органической массой. Миграция происходит за счет комплексообразования. Причем способность к образованию комплексных соединений возрастает с увеличением порядкового номера: As(33)<Cd(48)<Sb(51)<Tl(81).

Редкие и редкоземельные элементы, относимые к девятой группе, сорбируются углефицированным прослоями и образуют с органическим веществом углей металлоорганические комплексы. При этом большее значение имеет величина pH среды.

В десятом ряду выделяется ртуть как рудообразующий элемент, довольно слабо связанный с органическим веществом. Предполагается участие бактерий в образовании россыпных месторождений ртути. Процессы биосорбции и миграции в составе металлоорганических комплексов для подобных месторождений пока неизвестны.

Таким образом, сущность палеобиогеохимических предпосылок сводится к тому, что при нахождении во время полевых исследований определенных групп палеобиоты или ее продуктов можно говорить о поисковых предпосылках на определенный вид сырья (табл.).

Вмещающие породы	Органические остатки	Возможный тип оруденения	Примеры месторождений Забайкальского края
Сланцево-известняково-доломитовые толщи позднепротерозойско-кембрийского возраста	Цианобактериальные маты (строматолиты, онколиты, удокации, мягкотелая проблематика (энигматы), полипы, водоросли	Скарновые, жильные, контактово-метасоматические, гидротермальные полиметаллические (свинцово-цинковые), формации медистых песчаников, медно-порфировый тип месторождений	Кличкинский рудный узел, Нойон-Тологой, Новоширокинское, Удокан, Лугокан, Култума, Быстринское
Карбонаты (чаще доломитизированные разности) протерозойско-раннепалеозойского возраста	Микробиальные пленки	Скарновые, жильные, контактово-метасоматические, гидротермальные полиметаллические (свинцово-цинковые), формации медистых песчаников, месторождения медно-порфирового типа	Удокан, Кличкинский рудный узел, Лугокан, Култума, Быстринское
Глинистые сланцы, алевролиты, аргиллиты протерозойско-палеозойско-мезозойского возраста	Угlistое вещество, остатки растений	Контактово-метасоматические, гидротермальные золотожилы, урановые, вольфрамо-молибденовые, золото-молибденовые и пр., приуроченные к экзоконтактовым зонам гранитных массивов	Новоширокинское, Балей, Тасеевское, Спокойнинское, Орловское, Бугдая, Стрельцовское и др.
Известковисто-алевролитовые прослои протерозойско-раннепалеозойского возраста	Фосфатизированные остатки раковин брахиопод, хиолитов, трилобитов и пр.	Фосфатопоявления	Услонское (Нерчинский Завод)
Глинисто-углистые прослои среднепалеозойско-мезозойско-кайнозойского возраста	Остатки растений, насекомых, моллюсков, конхострак, остракод, рыб и пр.	Угольные месторождения	Апсат, Букачача, Уртуй, Харанор и пр.
Современные терригенно-карбонатные отложения	Скопления гуано (животных и птиц)	Фосфор- и азотсодержащие отложения	о-ва Тихого океана, Дальний Восток. В Забайкалье не встречаются.

Процессы взаимодействия рудных элементов и палеобиоты зависят, прежде всего, от химического состава органического вещества, свойств самого элемента и условий, в которых происходило взаимодействие элемента с органическим веществом. Очень важно установить формы связи того или другого химического элемента с определенным типом ископаемого органического вещества, а также – было ли накопление данного элемента сингенетичным образованием породы или это процесс эпигенетичный. Конкретное решение этих вопросов связано с характерными чертами отдельных рудопроявлений.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Барабашева Е.Е., Секисов А.Г., Стремецкая Е.О. Особенности биогеохимической и ядерно-геохимической ассоциируемости рудообразующих элементов // Минералогия и геохимия ландшафта горнорудных территорий. Современное минералообразование Тр. III Всерос. симп. с межд. участием и IX Всерос. чтения памяти акад. А.Е. Ферсмана. Чита: ИПРЭК, 2010. С. 7-11.
2. Барабашева Е.Е., Манзырев Д.В., Секисов А.Г. Ядерно-геохимические и палеобиогеохимические предпосылки поисков оруденения с дисперсным золотом на территории Забайкальского края // Руды и металлы. 2011. № 2. С. 32-36.

ПОИСКИ ЗОЛОТА ПО ВТОРИЧНЫМ ЛИТОХИМИЧЕСКИМ ОРЕОЛАМ РАССЕЙВАНИЯ В ЮЖНОЙ ЧАСТИ ЗЕЛЕНОКАМЕННОГО ПОЯСА ХАТТУ, ВОСТОЧНАЯ ФИНЛЯНДИЯ

Вихко А.С.

ИГ КарНЦ РАН, Петрозаводск, alex-vihko@yandex.ru

Введение. Проведение предварительных поисково-разведочных работ на золото в пределах неоархейских зеленокаменных поясов в Финляндии и Карелии, частично перекрытых четвертичными отложениями, может осуществляться с помощью выявления вторичных литохимических ореолов рассеивания. За счёт широкого распространения и использования полевых спектрометров этот метод позволяет существенно сократить стоимость поисковых работ. Анализ проводится на ряд элементов – спутников золота, таких как As, Cu, Bi, Te, Sb, а также Ni, Co и некоторых других. В ходе этих предварительных работ стоит основная задача – ограничить наиболее перспективные площади для дальнейших детальных поисков, что позволит значительно снизить затраты при бурении.

Литохимическое опробование проводилось компанией Mineral Explanation Network (Finland) в юго-восточной Финляндии на участке Пассиваара в южной части зеленокаменного пояса (ЗП) Хатту [4]. Южнее участка Паасиваара ЗП прослеживается на территорию Карелии (рис. 1). Автор принимал участие во всех видах геохимических поисковых работ.

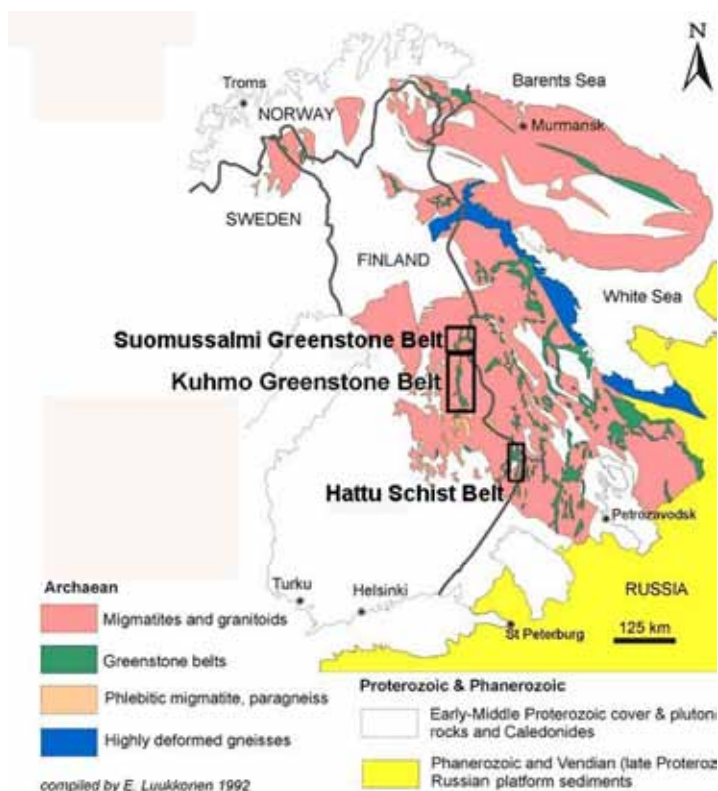


Рис.1. Архейские зеленокаменные пояса Финляндии и Карелии.

Методика литогеохимического опробования. Геохимическое опробование проводилось с применением ручного пробоотборника «Лепесток» по регулярной прямоугольной сети 10×100 м, с глубины до 1 м и до 3 м – в болотистой местности. Данный тип опробования позволил отобрать за период работы на участке Паасиваара более 10 тыс. проб. Все пробы были проанализированы на портативном полевом рентгенофлуоресцентном анализаторе (InnovX XRF) на следующие элементы: Ti, Cr, Mn, Fe, Co, Ni, Cu, Zn, As, Se, Rb, Sr, Zr, Mo, Ag, Cd, Sn, Sb, Ba, Pt, Au, Hg, Pb. Чувствительность прибора для основных элементов составляла: As – 10, Co – 100, Ni – 60, Cu – 30 ppm.

Аномалии, обнаруженные с помощью опробования поверхностных отложений, заверялись геохимическим опробованием с помощью мотобура «Кобра» по регулярной сети 100×10 м, позволявшим отбирать донную морену на глубинах до 15 м (табл. 1). Полученные пробы

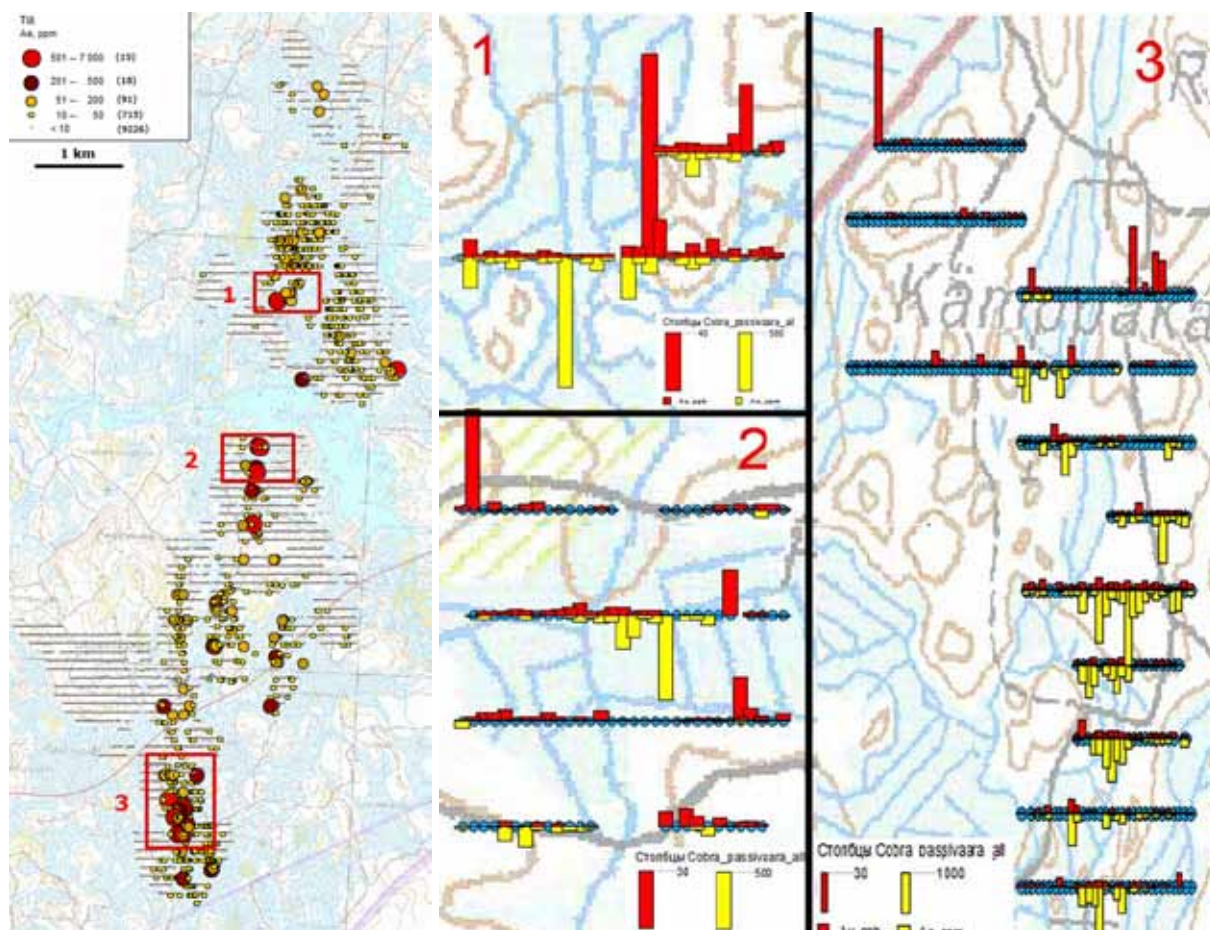


Рис. 2. Распространение As в приповерх- Рис. 3. Распределение As и Au в пределах участков № 1, 2 и 3 (по результа- ностных слоях (выделены перспектив- там глубинной тиллевой съемки). ные участки).

были проанализированы в полевых условиях на портативном РФА, а также в специализированной лаборатории для проведения анализа на элементы Au, Bi, Sb, Te (методика GFAAS 520U лаборатории Labtium, Outocumpu, Финляндия). Метод позволил проследить на глубине аномалии, выявленные в поверхностной зоне (до 1 м), чем существенно увеличил эффективность и достоверность проводимых работ.

Геологическое строение и четвертичный покров участка Пассиваара. Основную площадь участка Пассиваара занимают породы, участвующие в строении южной части ЗП Хатту [1]. Вмещающие толщи представлены биотитовыми сланцами по осадкам и плагиоклазовыми амфиболитами по породам основного состава. Возраст пород не превышает 2.74-2.76 млрд. лет. Они прорываются гранитоидами массива Мелаваара, который относится к комплексу Койтери (Ktg, 2,74 млрд. лет). Они представлены крупнозернистыми гранодиоритами и тоналитами, содержат роговую обманку и биотит. Массив образует крупный pluton, секущий вмещающие толщи, развиты мигматиты.

Вмещающие породы метаморфизованы преимущественно в эпидот-амфиболитовой фации (от верхов амфиболитовой – до высокотемпературной зеленосланцевой фации), о чем свидетельствует соответствующий набор типоморфных метаморфических минералов в породах: широкое развитие роговой обманки, минералов группы эпидота, эпизодическое присутствие граната, графита.

В южной части ЗП Хатту кристаллический фундамент почти полностью перекрыт толщей моренных отложений, имеющих мощность до 10 м. Отложения представлены супесями, суглинками, а также песчаными и сортированными крупнозернистыми песчано-гравийными толщами, часто перекрытыми болотными отложениями. В пределах участка широко распространены озера, реки и болота, общее направление гидросистемы северо-восточное. Коренные обнажения встречаются редко.

Характеристика геохимических аномалий. По результатам геохимического опробования рыхлых отложений пробоботборником «Лепесток» была построена карта распространения As-аномалий в приповерхностных слоях (рис. 2). В соответствии с распространением As выделяются 2 аномалии: южная, вы-

тянутая в субмеридиональном направлении и северная, простирающаяся на северо-запад. В пределах данных аномалий было выделено три перспективных участка (1, 2, 3), на которых производилось опробование донной части морены.

Распределение As и Au. На графике, отражающем распределение As и Au в пределах профилей опробования, наблюдаются некоторые закономерности размещения проб с повышенными концентрациями этих элементов. Пробы с повышенными и аномальными концентрациями As, соответственно, выделяются повышенным содержанием Au (рис. 3).

Распределение Te и Au. На графике, отражающем распределение Au и Te в пределах профилей опробования, прослеживается связь проб с повышенными и аномальными концентрациями Te и повышенным содержанием Au (рис. 4). С другой стороны, повышенное содержание Au не всегда означает, что в пробе присутствует значительное содержание Te, что наблюдается на профилях 1, 2, 3 участка № 3 и на профилях 1, 2, 4 участка № 2.

Таблица 1. Среднее содержание As и Au проявления Пассиваара (участки № 1, 2, 3).

Содержание/участок	1	2	3
Количество проб	42	118	321
Среднее As, ppm	87.6	28.2	125.1
Максимум As, ppm	1131	775	2132
Среднее Au, ppb	10.5	2.7	3.5
Максимум Au, ppb	142	52.4	86.6

Заключение. Методика поиска коренного золота по ореолам рассеяния Au и его спутников, использовавшаяся при работах на участке Паасиваара, позволила в рамках первой очереди поисковых работ подвести промежуточные итоги:

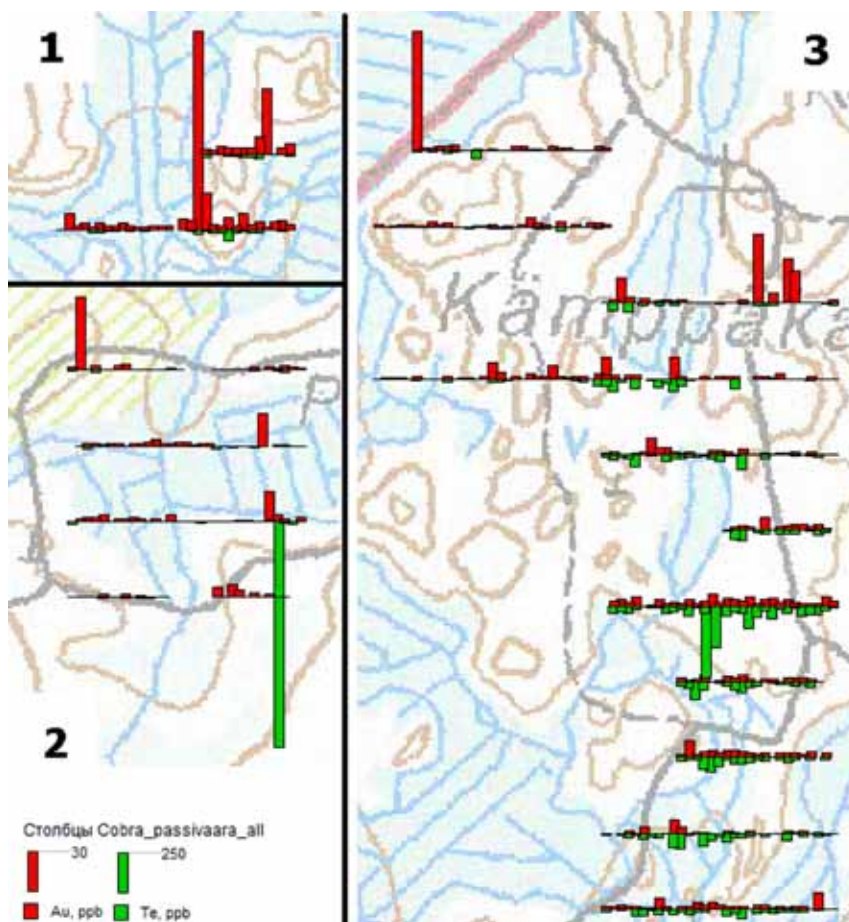


Рис. 4. Распределение Au и Te в пределах участков 1, 2, 3.

С помощью метода поверхностной геохимической съемки были выделены 3 перспективные зоны (рис. 1), рекомендуемые для более детального геохимического опробования.

Области с повышенными концентрациями As в пробах, полученных при помощи геохимического опробования на глубине, соответствуют аномальным зонам на поверхности. Аномалии вытянуты в субмеридиональном и северо-восточном направлении.

Выявлена положительная зависимость в распространении Au и As, Au и Te во вторичных ореолах рассеяния участка Паасиваара. Наиболее перспективные участки, на которых наблюдается совпадение аномальных концентраций Au, As, Te рекомендованы для дальнейшего изучения методом бурения.

По результатам первой стадии поисковых работ участок Паасиваара можно отнести к перспективным для проведения дальнейших поисковых и разведочных работ на золото.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Новоселов К.А., Ермолина О.С., Хворов П.В. и др. Геологическое строение и минерализация западной части пояса Иломанси (Финляндия) // Литосфера. 2011. № 5. С. 70-79.
2. <http://en.gtk.fi/information/services/commodities/Gold/viinivaara.html>.

РЕДКИЕ ЗЕМЛИ ХИБИНСКОГО МАССИВА

Дудкин О.Б.

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

В породах и жильных образованиях Хибинского щелочного массива насчитывается 43 минерала, в кристаллах которых в качестве либо главных элементов, либо учитываемых в формулах, присутствуют редкие земли. Высокие содержания редких земель характерны для ряда высокотемпературных фосфатов пород массива, таких, например, как рабдофанит CePO_4 , силикофосфат бритолит (до 63 % суммы TR_2O_3). Широко распространен в породах массива апатит, в котором содержания TR_2O_3 составляют от десятых масс. % в его низкотемпературной разновидности (франколите) до 4.85 масс. % в стронциевом апатите (SrO до 23.6 масс. % [1]).

Уже в начале 1930-х И.Д. Борнеман-Старынкевич [2] и Е.Е. Костылева [3] обратили внимание на определенные пространственные закономерности содержания редких земель и стронция в апатите апатитовых месторождений. Массовые определения содержания этих элементов в минералах Хибинского массива рентгеноспектральным методом [4] показали, что содержания редких земель и стронция в апатите зависят от состава породы. В рудных апатитовых телах обнаруживаются резкие колебания содержаний SrO апатита, которые часто сопровождаются однонаправленными изменениями в этом минерале и содержаниях TR_2O_3 (рис. 1, [5]).

Практический интерес к редким землям апатитовых месторождений возник с первых лет изучения Хибинского массива. Стало очевидным, что после получения обогатителями апатитового концентрата в отходах от его переработки (фосфогипсе) сконцентрируются редкие земли, в стоимости которых уже будут исключены затраты на горные работы, получение и транспортировку апатитового концентрата к перерабатывающему предприятию, отделение фосфатной составляющей. Однако, на этапе получения собственно редкометального концентрата из фосфогипса одновременно с содержанием лантаноидов стократно повысится и содержание примеси актиноидов, постоянно присутствующих в сумме редких земель апатита на уровне 1 масс. % [6]. Это исключит дальнейшее практическое использование редких земель.

Д.А. Минеевым [7] состав редких земель представительной пробы ийолит-уртитов Хибинского массива вместе с их апатитовыми телами и отдельно для апатитовых руд г. Юкспор [5] был получен в 1980 г. нейтронно-активационным методом (табл. 1). Многочисленные определения состава редких земель в апатите апатитовых месторождений выполнялись рентгеноспектральным методом [1, 5, 8, 9-13]. Результаты всех определений укладываются в поле значений, полученных нейтронно-активационным методом (табл. 1), но однозначных зависимостей спектров редких земель апатита от типа породы при этом не устанавливается. Все определения свидетельствуют о постоянном присутствии в составе редких земель около 1 % суммы Th и U (0.94-0.98 масс. %).

Таблица 1. Результаты определения состава редких земель в породах ийолит-уртитовой дуги Хибинского массива нейтронно-активационным методом ($n \cdot 10^{-4} \%$ [7]).

Исследовавшиеся пробы богатых апатитом пород	Сумма редких земель	La	Ce	Sm	Nd	Eu	Tb	Yb
1. Условная проба ийолитов Хибин вместе с апатитовыми телами	5460-10430	1500-3070	2280-4400	100-200	600-1500	27-63	5-25	2.6-16.7
2. Апатитовые породы г. Юкспор [5]	6040-13830	1800-3400	2600-570	90-230	650-1460	27-65	9-25	8-18

Зависимость содержания суммы редких земель и содержания стронция в апатите от состава породы в области апатитовых тел хибинских месторождений (рис. 1) привела к предположению о возможности проявления и более широкого типоморфизма апатита по такому признаку. На рис. 2 приведены сравнения составов апатита ряда щелочных пород, содержащих апатит. Для крупных, объемных тел пород на таком графике выделяются поля составов, что, судя по рис. 1, естественно. От титаномagnetитового габбро до характерных мелкозернистых ийолитов ультраосновных–щелочных пород прослеживается относительно равное увеличение содержаний в апатите редких земель и стронция (рис. 2). Но в апатите апатит-нефелиновых пород Хибин эта зависимость нарушается: преобладает рост содержаний в составе апатита стронция, направленный в сторону состава апатита апатит-титанитовых пород, развитых на контакте с рихсчорритом (рис. 2).

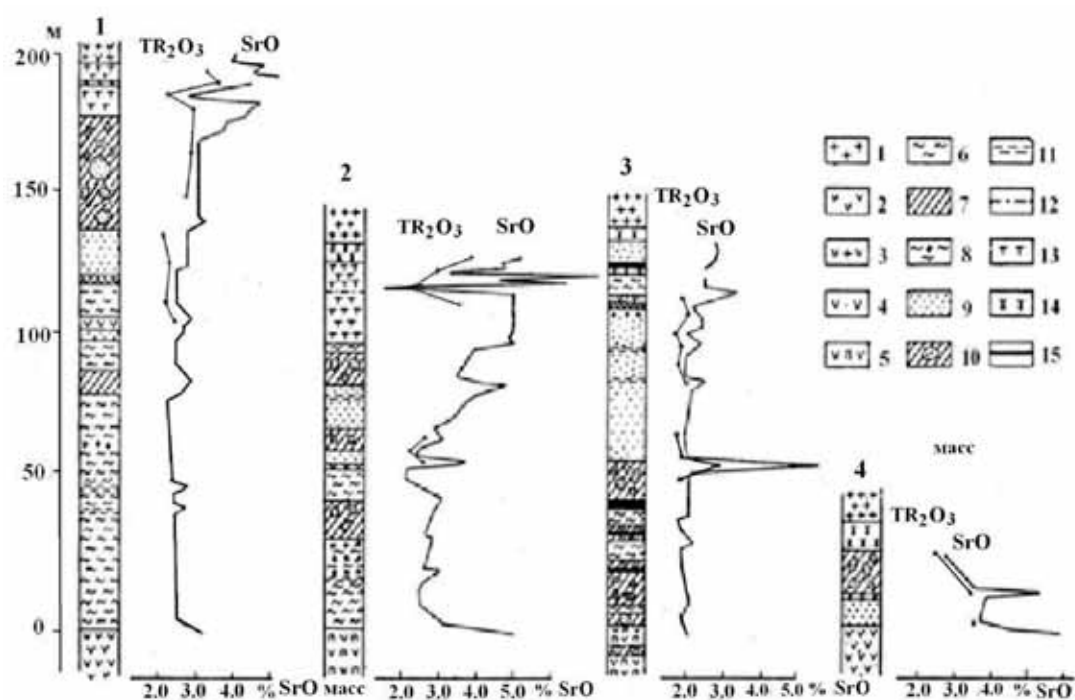


Рис. 1. Содержания SrO и TR_2O_3 (в значениях от 0.95 до 1.43 масс. %) в апатите по вертикальным разрезам апатитового тела г. Юкспор [5].

1 – рихсчоррит; 2 – крупнозернистый уртит; 3 – крупнозернистый полевошпатовый уртит; 4 – обогащенный апатитом уртит; 5 – пегматоидный ийолит; 6 – линзовидно-полосчатая апатитовая порода; 7 – сетчатая апатитовая руда; 8 – крупноблочная апатитовая руда: блоки нефелина в апатитовом агрегате; 9 – пятнистая апатитовая порода; 10 – апатитовая брекчия; 11 – жильный апатитовый ийолит; 12 – апатит-титаномagnetитовые жилы; 13 – апатит-титанит-нефелиновые породы; 14 – луяврит; 15 – мончикит.

Рихсчорриты являются лейкократовыми нефелиновыми сиенитами калиевого ряда с присутствием калиевого аналога нефелина – минерала кальсилита [13]. В истории формирования Хибинского массива они рассматривались как породы позднего этапа магматизма [8, 13]. В рихсчорритах известно Поачвумчоррское апатитовое месторождение, апатитовая порода которого представляет собой концентрацию мелкозернисто-

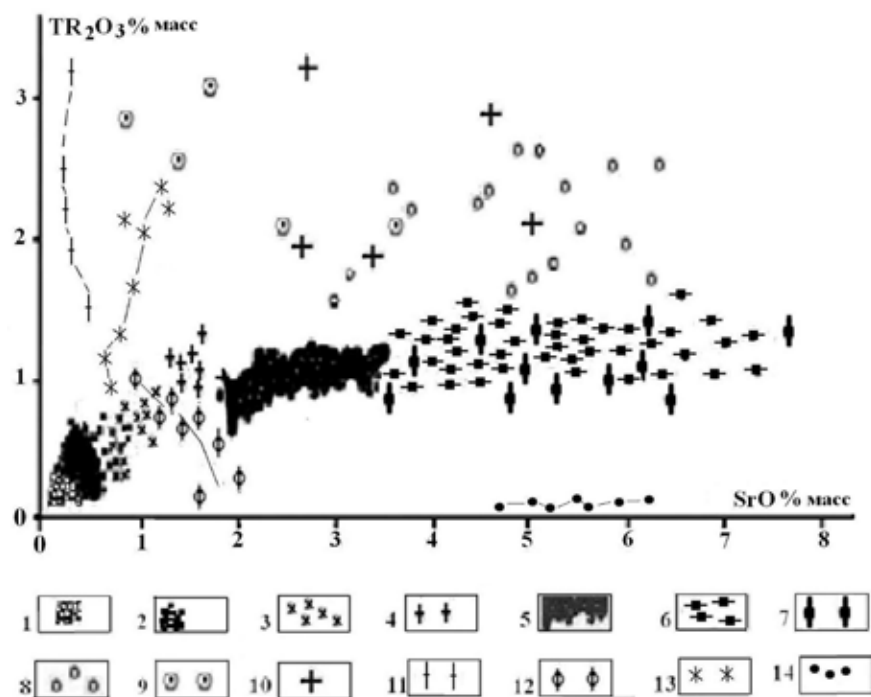


Рис. 2. Проявление типоморфизма апатита в составе его катионов первой группы ($\text{Ca-Sr-TR}_2\text{O}_3$) в породах и жильных образованиях щелочных магматических комплексов Кольского региона.

1 – апатит титаномagnetитового с апатитом габбро массива Гремяха-Вырмес [11]; 2 – апатит апатит-форстерит-магнетитовых пород ультраосновных-щелочных массивов [1, 8, 10, 13, 15]; 3 – апатит ийолитов ультраосновных-щелочных массивов; 4 – аксессуарный апатит линзочек мелкозернистого ийолита линзовидно-полосчатых руд апатитовых месторождений; 5 – апатит всех типов апатит-нефелиновых руд [1, 5, 9, 13]; 6 – апатит апатит-титанитовых руд месторождений; 7 – то же для апатит-титанитовых руд Севера Хибинского массива [8]; 8 – апатит Поачвумчоррского апатитового месторождения в рисчорритах; 9 – апатит апатитовых концентраций в калиевых сиенитах Сынырского массива Северного Прибайкалья; 10 – апатит щелочных пегматитов нефелиновых сиенитов Хибин; 11 – апатит альбититов экзоконтактных зон Хибинского массива (два нижних значения) и Ловозерского массива; 12 – апатит жил кальцитовых и 13 –редкометалльных жил редкометалльных карбонатитов Хибинского массива; 14 – апатит поздней ортоклазитовой жилы Ловозерского массива.

го апатита в рисчоррите [14]. Состав апатита этого месторождения отличается повышенными содержаниями редких земель и пересекается с полем состава апатита апатитовых выделений в Сынырском массиве ультракалиевых пород Сев. Прибайкалья [15]. В псевдолейцитовых лейкократовых сиенитах Сынырского массива небольшие концентрации мелкозернистого апатита установлены геологической съемкой, некоторые из них близки по структуре апатитовой минерализации г. Поачвумчорр в Хибинах [15].

Интересны соотношения содержания редких земель и стронция в жильных образованиях щелочных массивов. На рис. 2 видно, что эти значения выстраиваются в ряды: в альбититах эндоконтактных гнейсов Хибин и Ловозера, в жилах редкометалльного карбонатитового комплекса Хибин – от кальцитовых жил к жилам редкометалльным, в поздней ортоклазитовой жиле Ловозера.

Проявления типоморфизма апатита в составе его редких земель и стронция в породах щелочных массивов Кольского региона, безусловно, не такое широкое явление, как типоморфизм полевых шпатов, пироксенов, амфиболов в магматических породах. Однако, они указывают на ранее не учитывавшиеся возможные связи между разными щелочными магматическими комплексами и их отдельными породами.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Костылева-Лабунцова Е.Е., Боруцкий Б.Е., Соколова М.Н. и др. Минералогия Хибинского массива. Минералы. М.: Наука, 1978. Т. 2. 585 с.
2. Борнеман-Старынкевич И.Д. Редкие земли в апатите Хибинских тундр // Докл. АН. 1924. Сер. А. С. 49-52.
3. Костылева Е.Е. Минералогический очерк Хибинских и Ловозерских тундр // Минералы Хибинских и Ловозерских тундр. М-Л.: Изд-во АН СССР, 1937. С. 93-132.
4. Денисов А.П., Дудкин О.Б., Елина Н.А. и др. О зависимости физических свойств апатита от примеси редких земель и стронция // Геохимия. 1961. № 8. С. 743-748.

5. Дудкин О.Б., Козырева Л.В., Померанцева Н.Г. Минералогия апатитовых месторождений Хибинских тундр. М.-Л.: Наука, 1964. 236 с.
6. Локшин Е.П. Калинин В.Т. Об извлечении редкоземельных элементов при серно-кислотной переработке хибинского апатитового концентрата // Химическая технология. 2011. № 12. Т. 2. С. 48-59.
7. Каменев Е.А., Минеев Д.А. (отв. ред.). Новые Хибинские апатитовые месторождения. М.: Недра, 1982. 182 с.
8. Дудкин О.Б., Арзамасцева Л.В., Балаганская Е.Г. и др. Апатитоносность щелочных массивов Кольского региона. Апатиты: Изд-во КНЦ АН СССР, 1991. 92 с.
9. Дудкин О.Б., Кулаков А.Н., Поляков К.И. и др. Типоморфизм минералов плутонов щелочных пород в связи с их фосфатноносностью // Научные основы и практическое использование типоморфизма минералов. Матер. XI съезда ММА. Новосибирск, 4-10 сент. 1978 г. М.: Наука, 1980. С. 117-124.
10. Дудкин О.Б. Геохимия и закономерности концентрации фосфора в щелочных массивах Кольского п-ова. Л.: Наука, 1977. 203 с.
11. Осокин А.С. Размещение и вещественный состав апатит-титаномагнетит-ильменитовых руд массива Гремяха-Вырмес. Апатиты: Изд-во КФ АН СССР, 1987. 90 с.
12. Курбатова Г.С. Типоморфные особенности апатита Ковдорского массива // Щелочные породы Кольского п-ова. Л.: Наука, 1974. С. 129-139.
13. Боруцкий Б.Е. Породообразующие минералы высокощелочных комплексов. М.: Наука, 1988. 214 с.
14. Иванова Т.Н. Апатитовые месторождения Хибинских тундр. М.: Госгеолтехиздат. 1963. 288 с.
15. Иванова Т.Н. (отв. ред.) Геологическое строение и апатитоносность Сыссырского щелочного массива. Л.: Наука, 1968. 146 с.

ИЗУЧЕНИЕ ОСОБЕННОСТЕЙ И ЗАКОНОМЕРНОСТЕЙ ИЗМЕНЕНИЯ СВОЙСТВ ПОРОД ОТ ГЕНЕЗИСА ДО РАЗРАБОТКИ МЕСТОРОЖДЕНИЯ И ТЕХНОГЕННОГО СКЛАДИРОВАНИЯ ОТХОДОВ

Еремин Г.М.

ГоИ КНЦ РАН, Апатиты, eremin@goi.kolasc.net.ru

В настоящее время недостаточно учитываются особенности генезиса месторождений и связанные с ним особенности и закономерности изменения свойств пород по разрезу и в глубоких зонах. Изучение данных геологоразведки по различным месторождениям показывает, что свойства пород могут изменяться не только по глубине месторождения, но и по горизонтам со стороны как лежащего, так и висячего боков залежи в зависимости от выхода того или иного типа вмещающих пород.

Особенно значительное влияние на свойства пород оказывает структура породных массивов и ее нарушенность как при образовании первого интрузива, так и влияния последующих со своим составом и типом пород. Длительные по времени процессы выветривания пород, а также гидрогеология месторождения довершают дифференциацию по состоянию нарушенных зон как месторождения в целом, так и структуры пород покрывающей толщи и вмещающих пород (рис. 1).

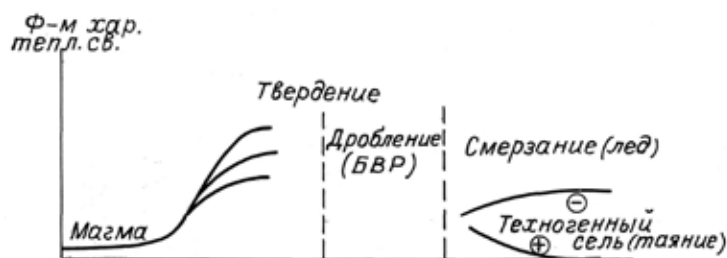


Рис. 1. Схема, поясняющая изменение прочностных характеристик и тепловых свойств горных пород от застывания магмы до дробления взрывом и складирования с процессами смерзания – таяния снега (льда) в них.

В связи с этим закономерным является по данным геологоразведки наблюдение выхода керна по глубине месторождения, отражающего наличие осадков и моренных пород в верхних зонах, менее раздробленных пород в средних и более монолитных в глубоких зонах разреза. Следует не исключать влияние на физико-механические свойства пород, особенно прочностные, мощности интрузива и давления в нем при генези-

се и образовании тех или иных типов пород. На практике давно наблюдается повышение прочностных свойств пород с глубиной месторождения, о чем может свидетельствовать увеличение удельного расхода ВВ (взрывчатых веществ) на дробление горных пород на различных горизонтах.

По данным разведки глубоких горизонтов Ковдорского месторождения комплексных железных руд Ковдорской геологоразведочной партией (ГРП) установлено некоторое увеличение среднего размера ку-ска (блока) с глубиной месторождения. Кроме того, с глубины минус 250-300 м (510-560 м от поверхности) выявлены зоны пород с малой трещиноватостью, приближающиеся к монолитным породам. Об этом свидетельствовали также полученные малые коэффициенты фильтрации пород массивов. Однако не следует распространять полученные выводы на все последующие зоны массивов рудного тела, простирающе-гося вглубь на 2-3 км и глубже, поскольку сложное строение массивов на верхних горизонтах в немалой степени может быть связано и с процессами в глубоких зонах.

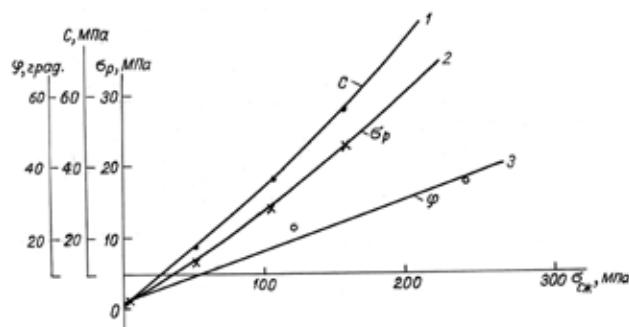


Рис. 2. Изменение характеристик породы (сцепление C , предел прочности на растяжение σ_p , угол внутреннего трения) от предела прочности на сжатие: 1, 2, 3 – соответственно, изменение сцепления, предела прочности на растяжение и угла внутреннего трения.

ста их расположения в разрезе. С этим, видимо, связаны их макро- и микротрещиноватость и наличие в порах газов. Как правило, эти характеристики выше на верхних горизонтах и ниже в глубоких зонах. В зависимости от действующих нагрузок и прочности горная порода может обладать свойством ползучести, проявляющейся в большей мере у пород с меньшей прочностью с включением глинистых частиц и влаги.

В свою очередь, прочность породы зависит от генезиса и места расположения в разрезе и действующих в период кристаллизации сил давления (сжатия). В связи с этим следует констатировать, что прочность породы (руды) на верхних горизонтах при меньшей мощности рудных тел может быть меньше, чем в глубоких зонах при большом давлении на кристаллизующееся тело.

Анализ экспериментальных данных, полученных в Горном институте КНЦ РАН за значительный период времени, учитывающий как отработку верхних зон месторождений карьером, так и глубоких зон рудниками показал не очень сильную, но явную зависимость прочности пород от этапности рудообразования, мощности рудных тел и расположения их в разрезе. На примере рудообразования апатито-нефелиновых месторождений Кукисвумчорское, Юкспорское, Апатитовый Цирк, Плато Расвумчорр, Коашвинское, Ньюрпахское и Олений Ручей можно показать, что прочность апатитовой руды постепенно уменьшалась от 1=8+10 до 7-8 для месторождения Олений Ручей (рис. 4).

Дальнейшими исследованиями можно подтвердить или опровергнуть этот вывод о возможном снижении прочностных свойств пород при действии меньших сжимающих напряжений при кристаллизации вещества. Безусловно, при этом следует учитывать в первую очередь генетический тип руды (породы), ее кристаллическую структуру и химический состав образующих ее элементов.

Изучение и анализ данных экспериментальных исследований, выполненных в Горном институте КНЦ РАН в 1965-70 гг., показывают, что предельная величина прочности породы на сжатие σ_{sj} связана с пределом прочности на растяжение σ_p , сцеплением C , углом внутреннего трения φ и сопротивлением породы на сдвиг σ_{sd} . Их значения (σ_p , C) изменяются почти в прямо пропорциональной зависимости от σ_{sj} , а угол внутреннего трения изменяется по криволинейной зависимости, приближаясь к пределу, близкому к 45° (рис. 2, 3; [3]).

Как известно, прочность породы зависит от химического состава различных компонентов и генезиса месторождения, а также от ме-

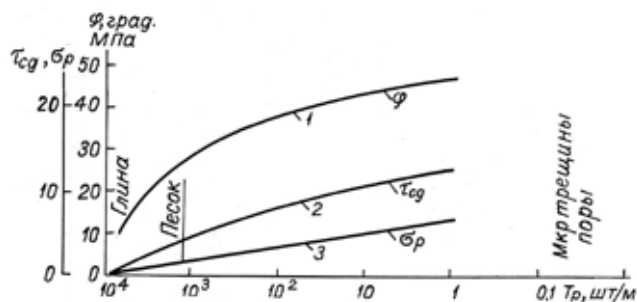


Рис. 3. Изменение прочностных характеристик горных пород от стадии и степени разрушения структуры массива горных пород (количество трещин на 1 м керна): 1, 2, 3 – соответственно, угол внутреннего трения, предел прочности породы на сдвиг, предел прочности на растяжение.

При проектировании горнорудных предприятий и особенно при определении конструктивных параметров горных выработок (уступов, бортов, камер и др.) следует учитывать особенности проявления сдвиговых и срезающих усилий на различных горизонтах на разрушение блоков (массивов) пород. Установлено, что величина тангенциального напряжения сдвигу прямо пропорциональна значению сцепления породы и углу внутреннего трения. Если эти характеристики определены в условиях одноосного сжатия, то их значения могут быть ниже, чем в условиях многостороннего сжатия. Так, полученные данные углов внутреннего трения для апатитовых руд и пород, равные 24° , следует считать заниженными, поскольку испытание разновидностей руды (породы) (кери) на сдвиг (срез) при различных значениях нормальной нагрузки для Ковдорского месторождения комплексных апатит-бадделейт-магнетитовых руд, близких по прочностным свойствам к апатит-нефелиновым рудам и породам показало, что величина предельных разрушающих нагрузок увеличивается в прямо пропорциональной зависимости от нормальных нагрузок, а угол наклона прямой может изменяться от 35°

до $45-50^\circ$, что определяет величину угла внутреннего трения пород (рис. 5). Вывод, который следует сделать из полученных экспериментальных данных, заключается в том, что предельные разрушающие нагрузки на глубоких горизонтах очень высоки и скол (сдвижение) массива пород не может происходить без поверхностей ослабления пород (тектонических или техногенных трещин).

Разработка месторождений полезных ископаемых и вмещающих пород чаще всего связана с дроблением (разрушением) скальных массивов пород с помощью взрывчатых веществ (ВВ). Для раздробленного кусковатого материала характерным является способность резко изменять свои свойства в зависимости от влияющих факторов. К ним следует относить как горно-геологические, климатические, так и технологические (техногенные) факторы. Особенно важно учитывать первый и третий факторы. Когда мы рассматриваем горно-геологические факторы, то должны понимать и учитывать, с каким состоянием массива горных пород имеем дело, как отразились на нем вековые процессы выветривания и тектонических подвижек, и выстраивать модели строения нарушенных зон в различных очагах ранее протекавших процессов, учитывать их при проведении выработок, создании бортов карьеров и др.

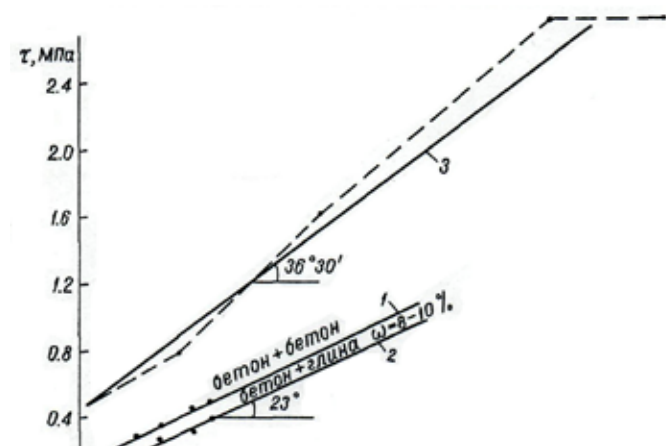


Рис. 5. Зависимость сопротивления сдвигу блоков породы и бетона от нормальных напряжений.

1, 2 – сопротивление сдвигу блоков бетона без и с глиной трения; 3 – относительно гладкие поверхности блоков финита.

чих, глинистых и подготовленных взрывом пород, их изменение во времени под действием гидрогеологических, климатических и технологических факторов.

Для мелкодисперсных и кусковатых пород характерным является то, что их характеристики по прочностным и деформационным свойствам могут на два-три порядка и больше отличаться от свойств монолитных пород скальных массивов. В практике проектирования горных работ часто недостаточно полно учитывается изменение свойств пород во времени. Известно, что принятая при разработке меднорудного Джезказганского месторождения камерно-столбовая система разработки с течением времени не обеспечила устойчивости налегающей толщи пород, и произошло ее обрушение. На апатитовых рудниках неоднократно происходили техногенные удары из-за внезапных обрушений больших масс породы.

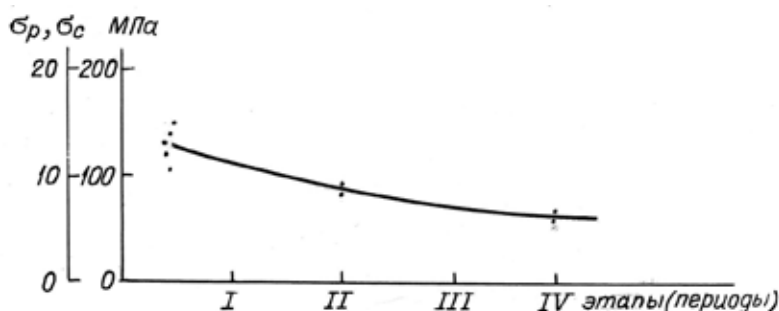


Рис. 4. Изменение пределов прочности апатит-нефелиновых пород на сжатие и растяжение (разрыв) по этапам образования и мощности рудных тел и их глубины залегания.

При учете техногенных факторов мы должны знать и учитывать свойства сыпучих, глинистых и подготовленных взрывом пород, их изменение во времени под действием гидрогеологических, климатических и технологических факторов. Особенно важно учитывать первый и третий факторы. Когда мы рассматриваем горно-геологические факторы, то должны понимать и учитывать, с каким состоянием массива горных пород имеем дело, как отразились на нем вековые процессы выветривания и тектонических подвижек, и выстраивать модели строения нарушенных зон в различных очагах ранее протекавших процессов, учитывать их при проведении выработок, создании бортов карьеров и др.

При учете техногенных факторов мы должны знать и учитывать свойства сыпучих, глинистых и подготовленных взрывом пород, их изменение во времени под действием гидрогеологических, климатических и технологических факторов.

При разработке месторождений открытым способом имели случаи обрушений откосов не только уступов, но и бортов карьеров. Часто наблюдались случаи деформации откосов, сложенных рыхлыми и глинистыми породами.

Многочисленные случаи деформаций и обрушений отвалов имели место при образовании их на горных склонах. Оба эти вида деформаций наблюдались как на карьерах Юга, так и на Заполярных карьерах (р-н Норильска, Хибин). На карьерах рудника Центральный и Коашвинский к настоящему времени произошло свыше 30 случаев деформаций и обрушений отвалов со склонов. Они происходили как в виде постепенного сползания, так и в виде нарастания скорости деформаций во времени до определенного периода, после чего происходило обрушение многомиллионных масс пород со склонов с засорением долин и ручьев шламовыми массами с включением химических компонентов и продуктов взрывчатых веществ. Таких случаев на Центральном руднике на период 1.01.1981 г. было 23 (рис. 6).

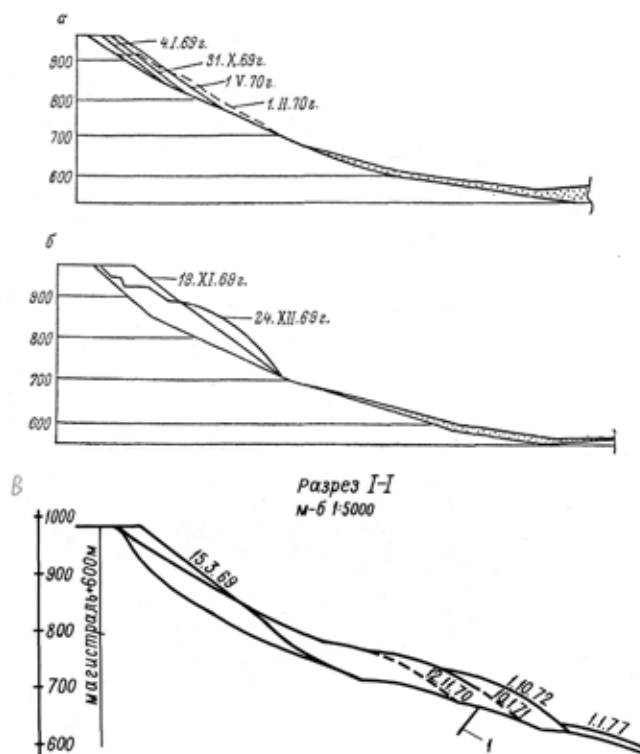


Рис. 6. Схема состояния отвалов на руднике Центральный (отвалы № 4а и № 6) перед обрушением и после обрушения (слой мелкодисперсного и кусковатого материала); в – управляемое деформирование отвалов.

В Горном институте КНЦ РАН разработаны научно-технические основы и технология отвалообразования на склонах, позволяющая исключить опасные подвижки отвалов и обеспечить создание высоких и устойчивых отвалов вблизи контуров карьеров на сравнительно небольших площадях, что особенно актуально в настоящее время из-за дефицита площадей для размещения отвалов. Новым и неизвестным науке и практике являлось то, что попадание снега в породную массу и его уплотнение и смерзание, с одной стороны, способствует упрочнению породной массы, с другой – при неправильной технологии работ может приводить к таянию снега в породах отвалов и их разжижению. В результате сдвиговые свойства породной среды могут снижаться до минимальных значений, и это приводит отвалы к повышенным деформациям и обрушению со склонов.

Новым является научное обоснование возможности использования пластических свойств породной массы со снегом (льдом) в установленном диапазоне изменения прочностных характеристик (угол внутреннего трения $12-20^\circ$, сцепление $0.01-0.05$ МПа при нулевой изотерме пород) для создания вре-

менных отвалов в контурах карьера с самотранспортированием породной массы с течением времени за пределы карьерного поля [1].

Анализ и обобщение опыта использования временных отвалов на руднике Центральный ОАО Апатит показало, что это было правильное решение, важное как в научном, так и в практическом отношении, поскольку установлены свойства материала со снегом (льдом), закономерности их изменения по поверхности сползания с переходом процесса в затухающий. Перемещение за контуры карьера свыше 40-50 млн. м³ вскрышных пород под действием сил гравитации и снижение расстояния транспортирования пород на 2.5-3 км позволило руднику получить существенный экономический эффект (до 2-3 млн. руб. в год в ценах до 1987 г.) и своевременно выполнить намеченные директивные программы по наращиванию производственной мощности рудника по добыче руды [2].

Особенно важное значение имеют при определении параметров высоких и супервысоких бортов карьеров глубиной 600-1000 м дифференциация массивов по нарушенности и устойчивости, их способность сопротивляться сдвиговым нагрузкам в течение длительного времени в процессе горных работ в карьере с применением ВВ (массовые взрывы). Поиском оптимальных решений в этом направлении в настоящее время занимаются геологи и горняки различных организаций, в том числе сотрудники Геологического и Горного институтов КНЦ РАН.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Еремин Г.М. Физико-технические и геомеханические процессы в насыпных породах на склонах. М.: Изд-во МГГУ, 2008. 283 с.
2. Еремин Г.М. Разработка методов, способов и технологии для достижения высоких производственных показателей в работе нагорного рудника Центральный в сложных климатических и топографических условиях, близких к арктическим условиям (по материалам конкурсной работы). Горн. информ.-аналит. бюлл. 2007. № 12. С. 3-9; 2008. № 1. С. 3-6.
3. Турчанинов И.А., Медведев Р.В., Панин В.И. Современные методы комплексного определения физических свойств горных пород. М.: Недра, 1967. 199 с.

ПЕТРОЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ПОРОД КОМПЛЕКСА ЩЕЛОЧНЫХ ГРАНИТОВ МАССИВА ГРЕМЯХА-ВЫРМЕС

Захаров Д.О.¹, Шпаченко А.К.², Сорохтина Н.В.³, Когарко Л.Н.³

¹ МГРИ-РГГРУ, Москва, dzakharov.geo@gmail.com; ² ГИ КНЦ РАН, Апатиты; ³ ГЕОХИ РАН, Москва

Крупнейший протерозойский массив Гремяха-Вырмес является примером уникального сочетания петрологически контрастных интрузивных комплексов пород, среди которых выделяются: комплекс ультраосновных и основных пород, комплекс фойдолитов и комплекс щелочных гранитов (рис. 1, [1, 5-7]).

Массив расположен в пределах Центрально-Кольского блока и приурочен к одному из разломов зоны сочленения беломорид и карелид [2]. В восточной части Балтийского щита генетически близкими являются расслоенные габбро-щелочные протерозойские массивы Карелии – Елетьозерский и Тикшозерская группа интрузий, в строении которых щелочные граниты не были выявлены [6]. Генетическая принадлежность щелочных гранитов к породам массива Гремяха-Вырмес до сих пор остается дискуссионной [1, 3-5, 7].

Комплекс щелочных гранитов обладает неоднородным строением и, в основном, сложен мелко-, среднезернистыми двуполевошпатовыми эгирин-арфведсонитовыми, эгирин-рибекитовыми щелочными гранитами, часто с энigmatитом (до 10 об. %). Кварц, альбит, микроклин составляют породу примерно поровну, цветное число – 15-25 %. Типичная текстура пород – полосчатая, в центральных частях плутона встречаются породы с массивной текстурой.

От центра к краю массива увеличивается щелочность пород и уменьшается содержание SiO_2 . Щелочные граниты краевых зон различаются по минеральному составу и структурно-текстурным особен-

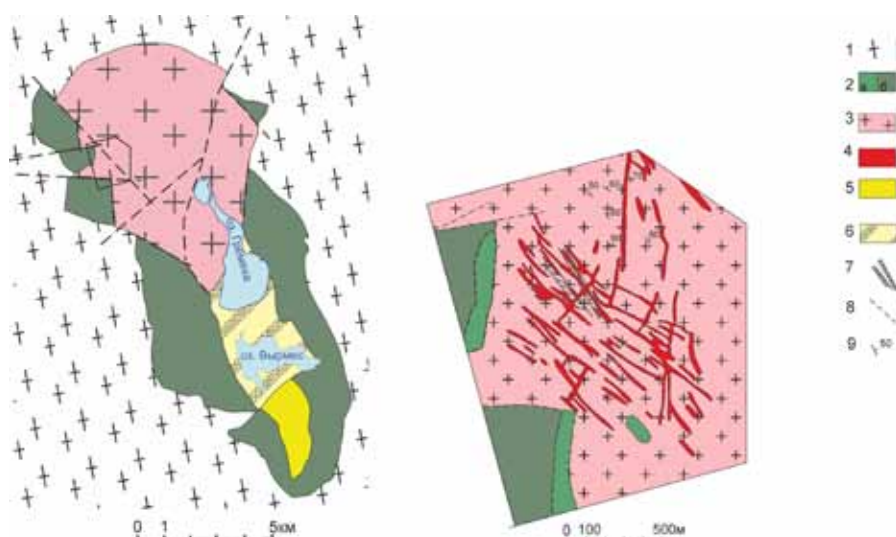


Рис. 1. Схематическая геологическая карта массив Гремяха-Вырмес и участка г. Гремяха.

1 – вмещающие массив архейские породы; 2 – породы комплекса ультраосновных и основных пород (а – неизменные породы, б – крупнозернистые амфиболизированные габброиды); 3 – щелочные граниты; 4 – мелкозернистые биотитовые граниты; 5 – комплекс щелочных пород (фойдолитов); 6 – щелочные метасоматиты с жилами карбонатитов; 7 – зоны Mo-U минерализации, 8 – разрывные нарушения, 9 – элементы залегания пород. Составлено автором с использованием отчета [8].

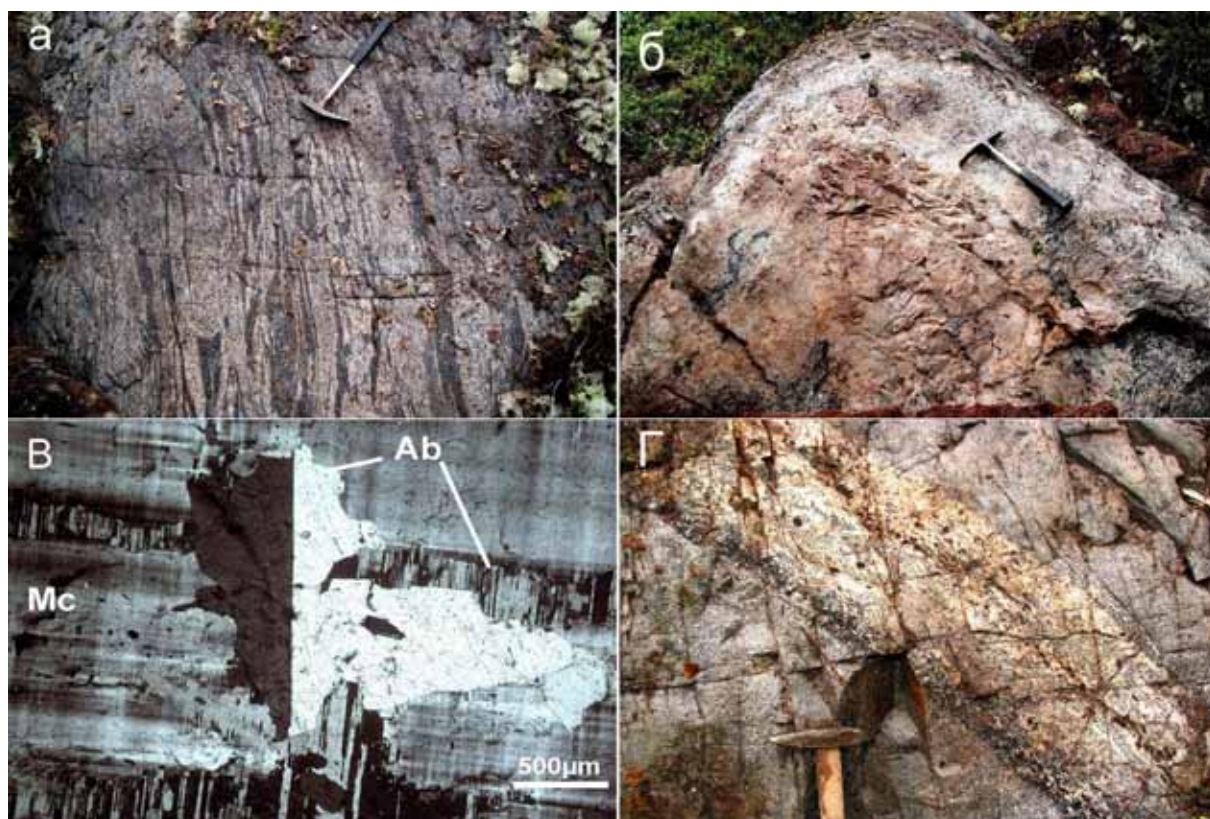


Рис. 2. Щелочные граниты в зоне контактова с габброидами.

а – брекчиевидные породы; б – пегматитовая жила, в – реликтовый кристалл альбита в микроклин-пертите из пегматита; г – секущая жила щелочных гранитов.

ностям, в зависимости от состава контактирующих с ними пород. Щелочные граносиениты и сиениты юго-восточной эндоконтактовой части плутона мы, вслед за авторами [5, 7], рассматриваем как продукты метасоматических изменений. Название породы определяется исходя из количества модалного кварца, содержание которого увеличивается к центру массива. В зонах контакта с щелочными габброидами часто наблюдаются граниты с брекчиевидными структурами, состоящие главным образом из микроклина и щелочного амфибола, реже пироксена. Породы обогащены титанитом, апатитом, кальцитом. При приближении к комплексу щелочных габброидов наблюдается чередование светлых и темных полос, ориентированных параллельно контакту (рис. 2 а). А.А. Полканов отмечал большое внешнее сходство этих пород с мигматитами [7]. А.Г. Булах считал, что параллельная ориентировка темноцветных участков в таких «автобрекциях» плоскости контактов гранитов с щелочными габброидами, указывает на внедрение гранитов в уже сформированный комплекс габброидов [4]. В этой зоне широко распространены пегматитовые жилы, не имеющие четких интрузивных контактов с брекчиевидными породами (рис. 2 б). Основной объем жил сложен микроклином, кристаллы которого содержат крупные лентообразные пертиты. Встречаются ксеноморфные, возможно, первично магматические кристаллы альбита (рис. 2 в), кварц содержится в пегматите в количестве 5-10 об. %. Второстепенные минералы представлены щелочным амфиболом и астрофиллитом. Реликтовые темноцветные линзы вмещающих брекчиевидных пород пронизаны полевошпатовым материалом жилы.

Лейкократовые компоненты породы являются поздними относительно меланократовых и сингенетичными образованию пегматита. Меланократовые шпильры и линзы, возможно, являются реликтами исходных пород (габброидов). В экзоконтактовой зоне щелочные габброиды интенсивно метасоматизированы. А.А. Полканов отмечает, что контакт габброидов и щелочных гранитов не является четким и проходит через зону амфиболизации [7]. Возможно, при внедрении щелочных гранитов вмещающие породы аkerитового состава были инъецированы щелочногранитной магмой и частично ассимилированы. Другими способами образования подобных контактовых пород могли быть: магматическая дифференциация вещества и, как следствие, расслоенность, ритмичное чередование минеральных ассоциаций; перекристаллизация щелочных гранитов, в случае, если они являются более древними относительно комплекса фойдолитов [1, 5].

Эндоконтакт щелочных гранитов и архейских гнейсов представлен зоной разгнейсования. Породы имеют мелкозернистое строение, плейчатую текстуру и крайне неравномерный состав. В породе появляется карбонат и биотит.

Щелочногранитный комплекс формировался многоактно, что подтверждается наличием секущих даек щелочных гранитов среди мелкозернистых разновидностей (рис. 2г).

Локально на северо-западе комплекса (рис. 1), в районе г. Гремяха распространены маломощные тела мелкозернистых кирпично-красных биотитовых гранитов. В них локально встречаются зоны молибденурановой минерализации [8]. Главными минералами породы являются кварц, альбит, микроклин, биотит (10-15 об. %), акцессорными – циркон, флюорит, редкометальные минералы молибденит, галенит, уранинит, вторичные минералы урана [8]. Породы приурочены к зонам бластомилонитизации.

В неизмененных щелочных гранитах наблюдается агпаитовый порядок кристаллизации: первыми кристаллизуются энigmatит, щелочные пироксены и амфиболы, образуя крупные вытянутые скопления с включениями акцессорных минералов. Позже образуются щелочные полевые шпаты и кварц. Микроклин нередко встречается в виде крупных, таблитчатых выделений. Для всех типов гранитоидов характерны акцессорные – апатит, ильменит, астрофиллит, титанит, монацит, анатаз, циркон, флюорит, молибденит [3].

Состав разновидностей пород щелочно-гранитного комплекса был изучен методами РФА в лабораториях ГЕОХИ РАН (Рощина И.А.) и ICP-MS в ИГЕМ РАН (Бычкова Я.В.).

Установлены сильные вариации химического состава пород всех типов. Породы центральной части плутона обеднены щелочами и на классификационной диаграмме $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} - \text{SiO}_2$ попадают в поле субщелочных гранитов. Состав пород краевой части плутона соответствует щелочным кварцевым сиенитам и граносиенитам, породы эндоконтакта с габброидами значительно более обогащены щелочами. Мелкозернистые биотитовые граниты являются ультракислыми лейкогранитами умеренно-щелочного ряда. Образования эндоконтактовой части плутона иногда выходят за пределы известных составов изверженных пород, что дает дополнительное основание считать их метасоматическими.

Гранитоиды характеризуются умеренной глиноземистостью ($\text{Al}/\text{CNK}=0.93-1.03$), высоким коэффициентом агпаитности ($\text{NK}/\text{A}=0.95-1.24$). Породы комплекса различаются магнезиальностью, щелочно-известковым индексом и попадают в область, типичную для гранитоидов А-типа и пералюминиевых гранитов S-типа (рис. 3) [10].

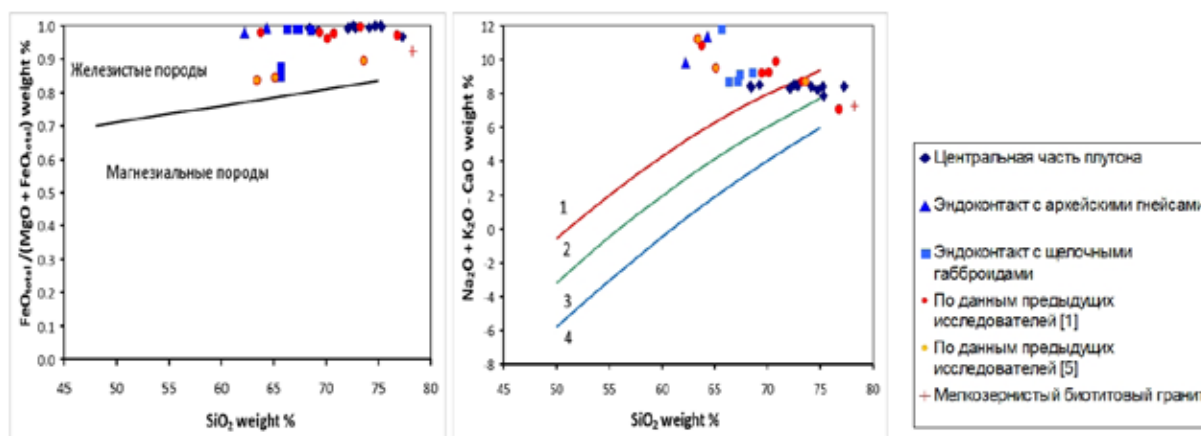


Рис. 3. Диаграммы $\text{FeO}_{\text{tot}}/(\text{MgO} + \text{FeO}) - \text{SiO}_2$ и $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} - \text{CaO}) - \text{SiO}_2$.

Поля: 1 – щелочных, 2 – известково-щелочных, 3 – щелочно-известковых, 4 – известковых пород [10].

Полученные результаты ICP-MS анализа сопоставимы с последними опубликованными данными (рис. 4, [1]). На диаграмме распределения редких и рассеянных элементов видно, что все разновидности гранитоидов относительно примитивной мантии обогащены элементами с крупными радиусами (кроме Sr), высокочargedными элементами и LREE (рис. 4). Граниты контактовых зон с архейскими гнейсами обеднены редкими и рассеянными элементами по сравнению с породами центральной части комплекса, а граниты эндоконтактовой зоны с габброидами – обогащены. Биотитовые граниты характеризуются повышенными концентрациями Th, U, Zr, Hf.

Внедрение щелочных гранитов является сложным процессом, развивающимся в несколько этапов. Установлено, что минеральный и химический состав щелочных гранитов эндоконтактовой зоны находят-

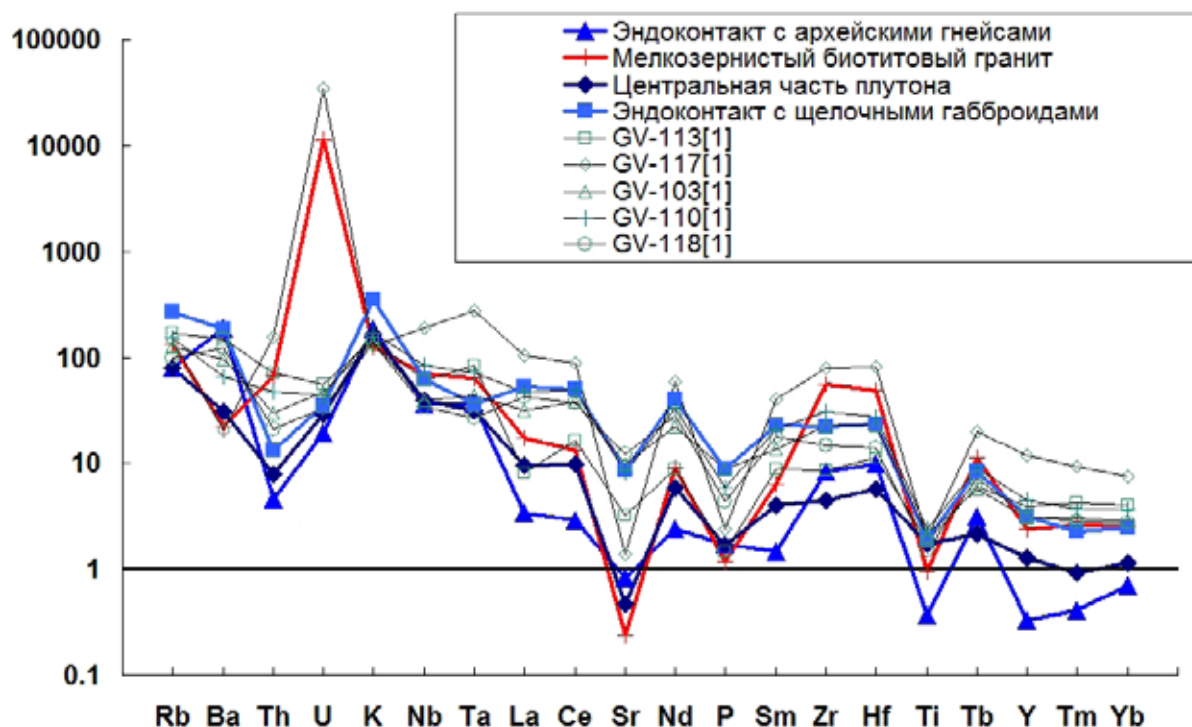


Рис. 4. Распределение редких элементов в породах комплекса щелочных гранитов по нашим и литературным данным [1]. Нормировано на состав примитивной мантии [9].

ся в зависимости от состава вмещающих пород. Предполагается метасоматический способ образования эндоконтактовых щелочных граносиенитов, кварцевых сиенитов, биотитовых лейкогранитов. Отмечен биметасоматический характер воздействия щелочных гранитов и щелочных габброидов. Данные наблюдения обращают внимание на проблему механизма внедрения щелочногранитной магмы и ее свойства.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Арзамасцев А.А., Беа Ф., Арзамасцева Л.В. и др. Протерозойский полифазный массив Гремяха-Вырмес, Кольский п-ов: пример смешения базитовых и щелочных мантийных расплавов // Петрология. 2006. Т. 14. № 4. С. 384-414.
2. Батиева И.Д. Петрология щелочных гранитоидов Кольского п-ова. Л.: Наука, 1976. С. 224.
3. Бергман И.А. Акцессорная минерализация гранитоидов плутона «Гремяха-Вырмес» // Матер. по минерал. Кольского п-ова. Вып. 3. Апатиты: Изд-во КФ АН СССР, 1962. С. 20-35.
4. Булах А.Г. К минералогии щелочных гранитов тундры Гремяха на Кольском п-ове // Вестник СПбГУ. 1997. Вып. 3 (№21). Сер. 7. С. 18-28.
5. Виноградов А.Н., Батиева И.Д., Бельков И.В. и др. Петрохимические типы и последовательность образования интрузивных серий в полиформационном массиве Гремяха-Вырмес на Кольском п-ове // Петрология и минералогия щелочных, щелочно-ультраосновных и карбонатитовых комплексов Карело-Кольского региона. Апатиты: Изд-во КФ АН СССР, 1985. С. 3-13.
6. Кухаренко А.А., Булах А.Г., Ильинский Г.А. и др. Металлогенические особенности щелочных формаций восточной части Балтийского щита // Тр. Ленингр. об-ва естествоисп. Л.: Недра, 1971. Вып. 2. Т. 22. С. 280.
7. Полканов А.А., Елисеев Н.А., Елисеев Н.Э. и др. Массив Гремяха-Вырмес на Кольском п-ве. М.: Наука, 1967. С. 236.
8. Шолохнев В.В., Горбачева С.А., Романов В.Е. и др. Отчет о результатах поисково-оценочных работ на апатит и другие полезные ископаемые в западной части массива Гремяха-Вырмес за 1982-85 гг. (Мурманская обл., Кольский район). Мончегорск: Изд-во ЦККГЭ, 1985. Гос. регистр. № 29-88-385/5.
9. McDonough W.F., Sun S.-S. Composition of the Earth // Chem. Geol. 1995. V. 120. P. 223-253.
10. Frost B.R., Barnes C.G., Collins W.J. et al. A Geochemical classification for Granitic Rocks // J. Petrol. 2001. V. 42. P. 2033-2048.

ПОИСК ИСТОЧНИКА РУДОНОСНЫХ КСЕНОЛИТОВ НА ПРИМЕРЕ ФЁДОРОВО-ПАНСКОГО МАССИВА, КОЛЬСКИЙ П-ОВ

Ильченко В.Л.

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

Введение. На Кольском п-ове (и прочих субарктических площадях), из-за местных условий, при поисковых работах используют валунную съёмку, которая часто оказывается продуктивной при выявлении рудных тел, перекрытых мореной [7]. Поиск «слепых» (не выходящих на дневную поверхность) рудных тел ведут с использованием геофизических методов (магниторазведка и др.), которые основаны на анализе результатов наблюдения пространственных вариаций в характеристиках различных физических полей. В случае, когда рудный объект и перекрывающая толща пород имеют близкие физические свойства, объект может оказаться «замаскирован» и усилия геофизиков будут напрасными, даже если руда лежит на относительно небольшой глубине. На присутствие «слепых» рудных тел в «приповерхностном» залегании указывает наличие в обнажениях рудоносных ксенолитов, что можно считать поисковым признаком.

Объект исследований. Западно-Панский массив ультраосновных-основных пород (габбро, габбро-нориты, габбро-анортозиты и др.) в составе Фёдоровой тундры (рис. 1) отличается обилием ксенолитов, состав которых почти не отличается от вмещающих пород [6]. В этом массиве в течение 20 лет велись поисковые работы и разведочное бурение (> 150 скважин), в результате чего были выделены т.н. «нижний расслоенный горизонт» (НРГ) и «северный платиноносный риф», где проведена оценка рудных запасов [1]. Горные породы в нижнем расслоенном горизонте не имеют признаков влияния единого поля напряжений, а сам горизонт характеризуется повышенной концентрацией ксенолитов пироксенитового и анортозитового состава. Пространственное распределение ксенолитов, как и выявленных бурением участков с повышенными рудными концентрациями, хаотичное. Эти признаки указывают на ксенолитную природу оруденения. Видимо, в тектонической зоне, которая служила подводящим каналом для магматического расплава (из которого сформировался НРГ) оказался объект с высоким рудным содержанием и, в результате, его обломки были захвачены и вынесены расплавом к земной поверхности.

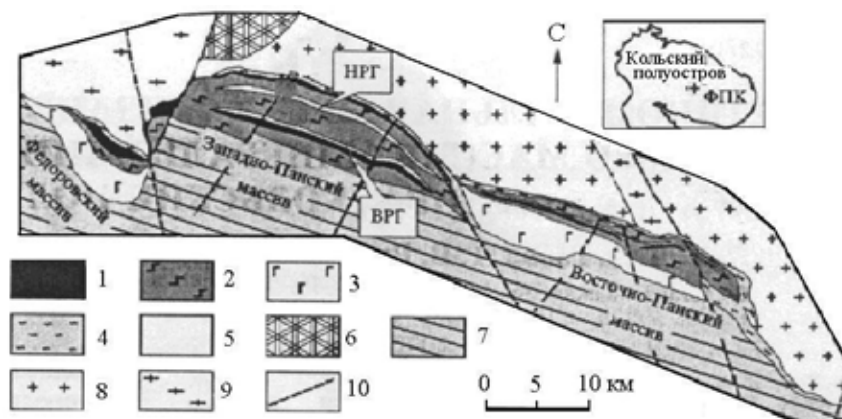


Рис. 1. Геологическая схема Фёдорово-Панского комплекса (ФПК).

Зоны: 1 — норитовая, 2 — габбро-норитовая, 3 — габбровая, 4 — краевая, 5 — расслоенные горизонты: ВРГ — верхний, НРГ — нижний. Обрамление ФПК: 6 — Цагинский габбро-лабрадоритовый массив, 7 — вулканогенно-осадочные породы зоны Имандра-Варзуга, 8 — щелочные гранитоиды Белых тундр, 9 — гнейсы кольской серии, 10 — разрывные нарушения.

Ксенолиты НРГ различаются по размеру. Мелкие ксенолиты (≈ 30 -50 см), которые встречаются чаще всего, лишены корок закалывания и по изометричным очертаниям и эллипсоидной форме очень похожи на моренные валуны с шероховатой поверхностью. Мелкие ксенолиты угловатой формы встречаются редко. Средние (≈ 1 -3-5 м) и крупные (≈ 5 -10 м) ксенолиты имеют прочные корки закалывания (~ 2 -5 см), разбитые системой трещин наподобие глинистых корок такыров. Внутреннее «наполнение» этих ксенолитов (под коркой) представлено довольно рыхлой, слабо сцементированной средой в виде смеси небольших (10-20 см), сильно трещиноватых породных агрегатов, множества отдельных минеральных зёрен, их обломков и ми-

неральной пыли. Средние и крупные ксенолиты часто имеют форму плит относительно небольшой толщины с неровными краями.

Результаты. Из обнажений НРГ была отобрана коллекция парных ориентированных образцов «ксенолит – вмещающая порода» (КВП). Из этих образцов (сохраняя пространственную ориентировку) выпилены кубики, на которых были проведены акустополаризационные измерения; сделано петрографическое описание образцов в шлифах. Плотность образцов определена методом Архимеда.

Установлено, что ксенолиты превышают вмещающие породы по показателю упругой анизотропии,

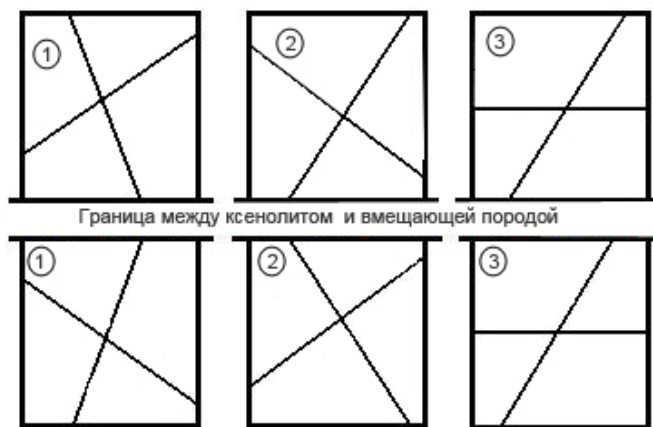


Рис. 2. Типичная пара КВП.

Цифры в кружках – номера граней кубических образцов. Скрещенные прямые линии – проекции элементов упругой симметрии на гранях.

цах раздела сред происходит дискретно, а процесс наращивания (и потери) вещества имеет «квантообразный» характер.

Обсуждение результатов. Системы, характеризующиеся уплотнённым состоянием вещества (в условиях высокого давления) и имеющие небольшой объём, часто оказываются более равновесными и устойчивыми [10], что выражается в различной степени сохранности структуры мелких и крупных ксенолитов. Уплотнённое состояние вещества в ксенолитах, по-видимому, следует отнести к эффектам фиксированной упругой деформации (ФУД) [8].

Ксенолит в расплаве мог эволюционировать следующим образом. На поверхности ксенолита (в момент захвата) сразу нарастает «панцирь» (корка закалывания), который не является теплоизолятором. Ксенолит продолжает получать тепловую энергию и тепловая волна, которая движется от поверхности к центру ксенолита, способствует расширению порообразующих минералов. В разогретой области создаётся высокое давление и, т.к. панцирь не даёт возможности для расширения (в окружающую среду), ксенолитное ядро должно превратиться в область максимального давления, где минеральные зерна будут раздавлены в «пыль». В итоге, разогревшись до температуры расплава и остывая вместе с ним у поверхности, ксенолит превращается в «камеру» с прочной коркой закалывания и рыхлой «сердцевинкой».

Другая версия эволюции ксенолита. Как и в предыдущем случае, корка закалывания обеспечивает изохорный режим: от поверхности ксенолита к его центру продвигается фронт разогрева (с расширением вещества, ростом напряжений и развитием деформаций). По этой версии, ксенолит в расплаве эволюционирует в шаговом ритме и в дисперсное состояние каждый раз переходит только внешняя часть ксенолитного вещества: породная структура нагретой оболочки разрушается внутренним давлением, большинство минеральных зёрен в ней раздавлено в пыль и оболочка превращается в слой-теплоизолятор, а панцирь ксенолита продолжает нагреваться. При достижении панцирем температуры плавления разрушенное вещество ксенолитной оболочки («квант саморазрушения породы» – КСП) ассимилируется расплавом, после чего всё повторяется. Таким образом, разрушаясь послойно и дискретно, ксенолит всякий раз теряет вполне определённое количество вещества (КСП). Видимо, ассимилированные расплавом продукты разрушения должны оставлять какие-то следы (ореолы рассеяния) в ближних окрестностях ксенолита. В итоге остаётся центральная часть (ядро) ксенолита, размер которого не превышает размера КСП и, видимо, этим объясняется хорошая сохранность «мелких» ксенолитов.

плотность ксенолита и вмещающей породы в большинстве случаев не имеет заметных отличий; описание шлифов не выявило следов частичной перекристаллизации или плавления ксенолитов [3].

Анализ пространственного положения элементов упругой симметрии в парах КВП показал, что элементы упругой симметрии, выявленные на одноименных гранях образцов, проявляют эффект зеркально-симметричного отражения в направлениях 1 и 2 (рис. 2) и совпадают в направлении (3) (нормаль к поверхности раздела ксенолит – вмещающая порода. Обнаруженная симметрия является результатом динамического взаимодействия в паре КВП, где ксенолит служит источником «возмущений». Установлено [2], что кристаллизация (и плавление) на грани-

Обнаруженный эффект зеркальности в элементах упругой симметрии системы КВП – это результат динамического взаимодействия ксенолита с вмещающей породой в процессе их совместного остывания. Глубину захвата можно с приемлемой точностью оценить по ФУД ксенолита, используя табличные коэффициенты теплового расширения горных пород из справочников [9 и др.], что наполовину приближает к решению задачи.

Изучение ксенолитного вещества в шлифах не выявило следов перекристаллизации и плавления [3] и, таким образом, элементы упругой симметрии ксенолитов продолжают нести информацию о «структуре» поля напряжений в области захвата, которая предшествовала тектонической активизации и внедрению расплава.

Напряжённое состояние пород (и протекание динамических процессов) находится под волновым контролем, где пространственные вариации поля напряжений определяются механизмом тектонического расслоения земной коры как колебательной системы [4]. Упругая анизотропия (и плоскость упругой симметрии) породы также является следствием тектонического расслоения, которое происходит по закону $M_n = M/2^n$, где M_n – мощность n-го элемента расслоения, M – размер объекта (расстояние между отражающими границами колебательной системы) [5]. Таким образом, в ксенолите можно измерить длину «конечной» моды расслоения ($M_k = M_n$) – интервал между зонами системной трещиноватости, которые определяют положение плоскости упругой симметрии, а по формуле $M = M_n \cdot 2^n$ – вычислить мощность того фрагмента земной коры (M_{kc}), откуда ксенолит был захвачен.

При изучении рудоносности Панского массива было пройдено более 150 неглубоких разведочных скважин. По результатам их кавернометрии (КВ, рис. 3), можно получить значение M_k , из которого вычисляется мощность земной коры в точке заложения каждой скважины (M_c). Сравнительным анализом M_c и M_{kc} можно определить «эпицентр» захвата ксенолита и приступить к проходке разведочной скважины.

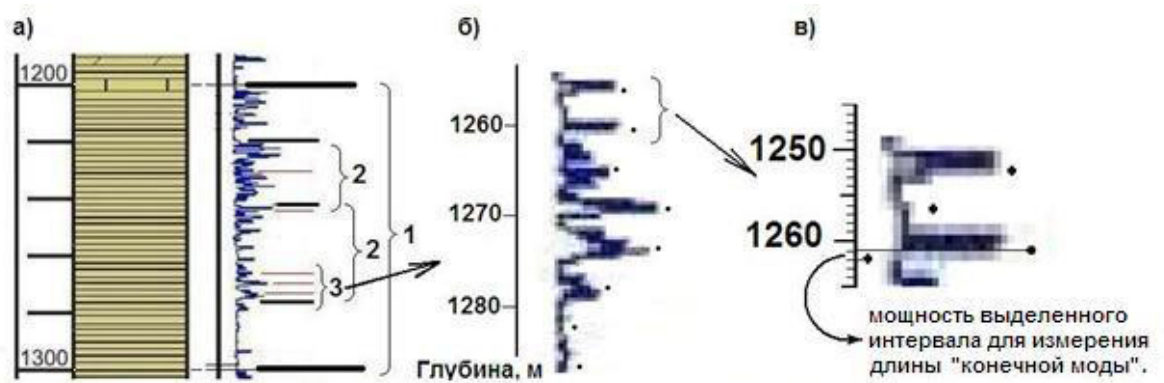


Рис.3. Шаговый алгоритм выбора интервала на графике КВ для измерения длины M_k .

Выводы. Рудоносные ксенолиты, встречающиеся в обнажениях изверженных пород, являются прекрасным поисковым признаком. Оценка глубины захвата по ФУД ксенолита, который отличается «экзотическим» минеральным составом, потребует дополнительного времени на определение его коэффициента теплового расширения.

Работа выполнена при поддержке РФФИ, гранты: 11-05-00817, 13-05-00035.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Дубровский М.И., Рундквист Т.В. Петрология раннепротерозойского платиноносного массива Фёдоровых тундр, Кольский п-ов // Зап. РМО. 2008. № 4. С. 20-23.
2. Жекамухов М.К., Шокаров Х.Б. О механизме возникновения акустической эмиссии при кристаллизации и плавлении вещества // Инженерно-физический журнал. Минск. 2000. Т. 73. № 5. С. 1064-1079.
3. Ильченко В.Л. Петрофизические особенности нижнего расслоенного горизонта Панского массива, Кольский п-ов // Связь поверхностных структур земной коры с глубинными. Матер. IV межд. конф. Петрозаводск: Изд-во КарНЦ РАН, 2008. Ч. 1. С. 233-236.
4. Ильченко В.Л. Моделирование тектонического расслоения земной коры как колебательной системы, возбуждаемой лунным приливом (на примере земной коры Печенгского блока, Балтийский щит) // Матер. XIII межд. конф. «Физико-химические и петрофизические исследования в науках о Земле» (Ред. Лебедев Е.Б., Салтыковский А.Я. и др.). Москва, 1-3 октября; Борок, 4 октября 2012 г. М.: ИФЗ РАН, 2012. С. 105-108.

5. Ильченко В.Л. Оценка глубины проникновения энергии лунного прилива во внешнюю оболочку Земли // Матер. XIII межд. конф. «Физико-химические и петрофизические исследования в науках о Земле» (Ред. Лебедев Е.Б., Салтыковский А.Я. и др.). Москва, 1-3 октября; Борок, 4 октября 2011 г. М.: ИФЗ РАН, 2012. С. 109-112.
6. Медно-никелевые месторождения Балтийского щита. Л.: Наука, 1985. 329 с.
7. Чувардинский В.Г. Методология валунных поисков рудных месторождений. М.: Недра, 1992. 138 с.
8. Пономарёв В.С. Латентные – остаточные напряжения в геологической среде // Тектонофизика и актуальные вопросы наук о Земле. Матер. Всеросс. науч. конф. . М.: Изд-во ИФЗ РАН, 2008. Т. 1. С. 89-90.
9. Справочник физических констант горных пород. М.: Мир, 1969. 544 с.
10. Файф У.С. Введение в геохимию твёрдого тела. М.: Мир, 1967. 232 с.

ТРЕХМЕРНОЕ МИНЕРАЛОГИЧЕСКОЕ КАРТИРОВАНИЕ – ИНСТРУМЕНТ ДЛЯ ОПТИМИЗАЦИИ РАЗРАБОТКИ КОВДОРСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ МАГНЕТИТА, АПАТИТА И БАДДЕЛЕИТА

Калашников А.О.¹, Сохарев В.А.², Иванюк Г.Ю.^{1,3}, Михайлова Ю.А.^{1,3}, Пахомовский Я.А.^{1,3},
Коноплева Н.Г.³, Яковенчук В.Н.^{1,3}, Горяинов П.М.¹, Базай А.В.^{1,3}

¹ ГИ КНЦ РАН, Апатиты, kalashnikov@geoksc.apatity.ru

² ОАО «Ковдорский ГОК», Ковдор; ³ ЦНМ КНЦ РАН, Апатиты

Промышленное освоение Ковдорского магнетит-апатит-бадделейтового месторождения, начавшееся в 1962 г., стало одним из наиболее удачных примеров рационального использования многокомпонентной руды. Однако условия современной экономики требуют использовать имеющуюся минерально-сырьевую базу с максимальной отдачей. Для уверенного управления качеством продукции Ковдорского ГОКа необходимо иметь данные о пространственном распределении:

- полезных минералов, извлекаемых в концентраты (апатит, магнетит, бадделейт);
- попадающих в концентраты минералов, содержащих вредные примеси (пироксеноид, цирконолит и др.);
- минералов, содержащих потенциально полезные компоненты (металлы платиновой группы, золото, серебро, скандий, редкоземельные металлы и пр.) – свыше 22 минералов [1; 2];
- минералов-концентраторов полезных компонентов ($\text{Fe}_{\text{общ}}$, P_2O_5 , ZrO_2), чей вклад в общий баланс полезных компонентов может с глубиной меняться (например, может измениться соотношение ZrO_2 связанного с бадделейтом, цирконом или цирконолитом; доля $\text{Fe}_{\text{общ}}$ связанного с сульфидами и т.п.).

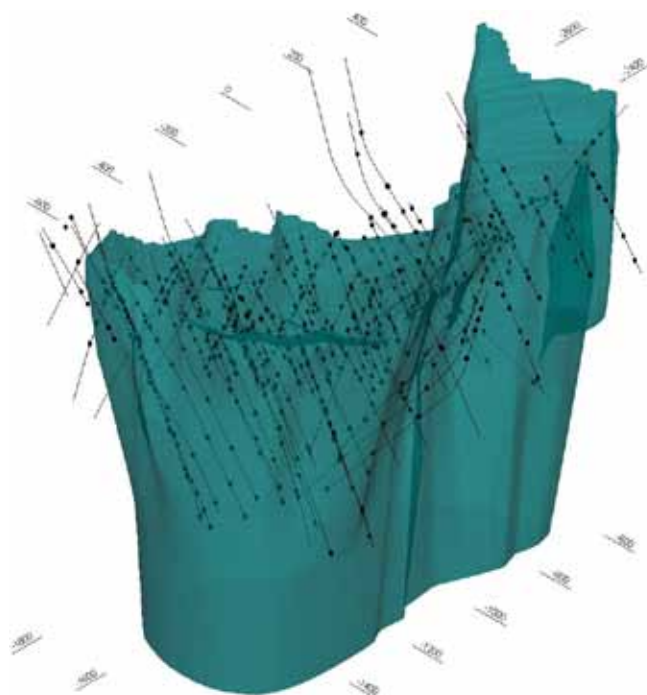


Рис. 1. Схема опробования Ковдорского месторождения.
Линии – скважины, точки – пробы.

Для достижения этих целей нами была предложена методика трехмерного минералогического картирования, позволяющая получить данные обо всех вещественных свойствах каждого обрабатываемого блока, важных для эксплуатационного и обогащательного процесса, таких как, например, химический состав извлекаемых и породообразующих минералов, их гранулометрия и взаимоотношения, наличие вредных минеральных примесей, наличие ценной минерализации, не попавшей в поле зрения рудного предприятия, и т.п. Форма представления результатов (блочная модель пространственного распределения этих параметров), совпадающая с блочной моделью подсчета запасов и интегрированная с горно-геологической информационной системой ГЕОМИКС, применяемой на руднике, позволяет оперативно прогнозировать и управлять качеством руды.

Таблица 1. Статистические характеристики минералогических переменных, важных для процессов эксплуатации и обогащения.

Переменная		N	Min	Max	Среднее арифм.	Медиана	Станд. отклонение	Козф. вариации
Магнетит	Магний	1068	0	15.43	4.02	4.27	2.09	52
	Марганец	1068	0	3.74	0.51	0.51	0.27	54
	Железо	1068	39.59	95.15	87.06	86.88	3.80	4
	Гранулометрия, мм	526	0.001	25	1.68	0.83	2.88	171
	Встречаемость вrostков шпинели	325	0	1	0.48	0	0.50	104
	-"- ильменита-гейкилита	325	0	1	0.36	0	0.48	134
Апатит	Кальций	532	25.28	57.04	54.76	55.21	2.76	5
	Стронций	532	0	30.43	0.77	0.38	2.58	336
	Фосфор	532	30.89	43.42	41.66	41.86	1.23	3
	Лантан	532	0	0.45	0.004	0	0.03	778
	Неодим	532	0	0.23	0.002	0	0.02	1026
	Церий	532	0	2.90	0.09	0	0.18	204
	Гранулометрия, мм	494	0.01	1.3	0.27	0.25	0.18	67
	Вrostки пирохлора	494	0	1	0.07	0	0.25	372
	Вrostки бадделеита	494	0	1	0.46	0	0.50	110
Бадделеит	Цирконий	461	82.14	100	97.11	97.30	1.19	1
	Скандий	461	0	2.38	0.08	0.06	0.13	162
	Стронций	461	0	0.43	0.004	0	0.04	973
	Ниобий	461	0	3.47	0.23	0	0.48	205
	Гафний	461	0	12.02	1.71	1.69	0.58	34
	Тантал	461	0	0.90	0.08	0	0.15	181
	Гранулометрия, мкм	456	2	700	76	60	73.27	96
	Срастания с пирохлором	324	0	1	0.09	0	0.28	326
	Вrostки в магнетите	324	0	1	0.63	1	0.48	76
	Вrostки в апатите	324	0	1	0.45	0	0.5	111
	Вrostки в ильмените	324	0	1	0.45	0	0.5	111
Содержание в породе (мод. %)	Магнетита	530	0	95	22.91	20	21.93	100
	Апатита	530	0	80	18.33	15	18.25	100
	Кальцита	530	0	99	18.62	5	27.35	147
	Форстерита	530	0	90	15.30	10	19.30	126
Гр. кальцита	Лантан	383	0	4.31	0.035	0	0.32	922
	Церий	383	0	7.69	0.078	0	0.62	796
	Неодим	383	0	1.77	0.005	0	0.09	1957
	Стронций	383	0	79.50	3.16	0.657	13.46	426
	Железо	383	0	2.95	0.08	0.027	0.26	325
Форстерит	Магний	290	46.65	56.82	52.40	52.54	1.50	3
	Железо	290	1.53	11.10	5.76	5.67	1.36	23
Пирротин	Сера	315	0	40	29.42	38.42	16.34	55
	Гранулометрия, мкм	315	100	600	179.43	200	99.45	55
	Срастания с магнетитом	315	0	1	0.58	1	0.49	85
Встречаемость аксессуаров	Пирохлор	549	0	1	0.295	0	0.456	155
	Цирконолит	549	0	1	0.015	0	0.120	823
	Кальциртит	549	0	1	0.007	0	0.085	1168
	Анкилит-(Ce)	549	0	1	0.095	0	0.293	309
	Монацит	549	0	1	0.015	0	0.12	823
	Перовскит	549	0	1	0.040	0	0.196	490
Кол-во минеральных видов благородных металлов		549	0	2	0.018	0	0.159	872

Примечание. Содержание химических элементов дано в массовых % их оксидов. Встречаемость (вероятность встретить данный минерал в пробе) – в долях единицы.

В рамках проекта по доразведке глубоких горизонтов месторождения нами было отобрано 546 образцов из керна 108 скважин на горизонтах с абсолютными отметками -80, -110, -140, -170, -230, -290, -350, -410, -530 и -650 м (рис. 1). В результате комплексного изучения коллекции образцов современными методами минералогических исследований была создана база данных, содержащая следующие сведения для каждого образца:

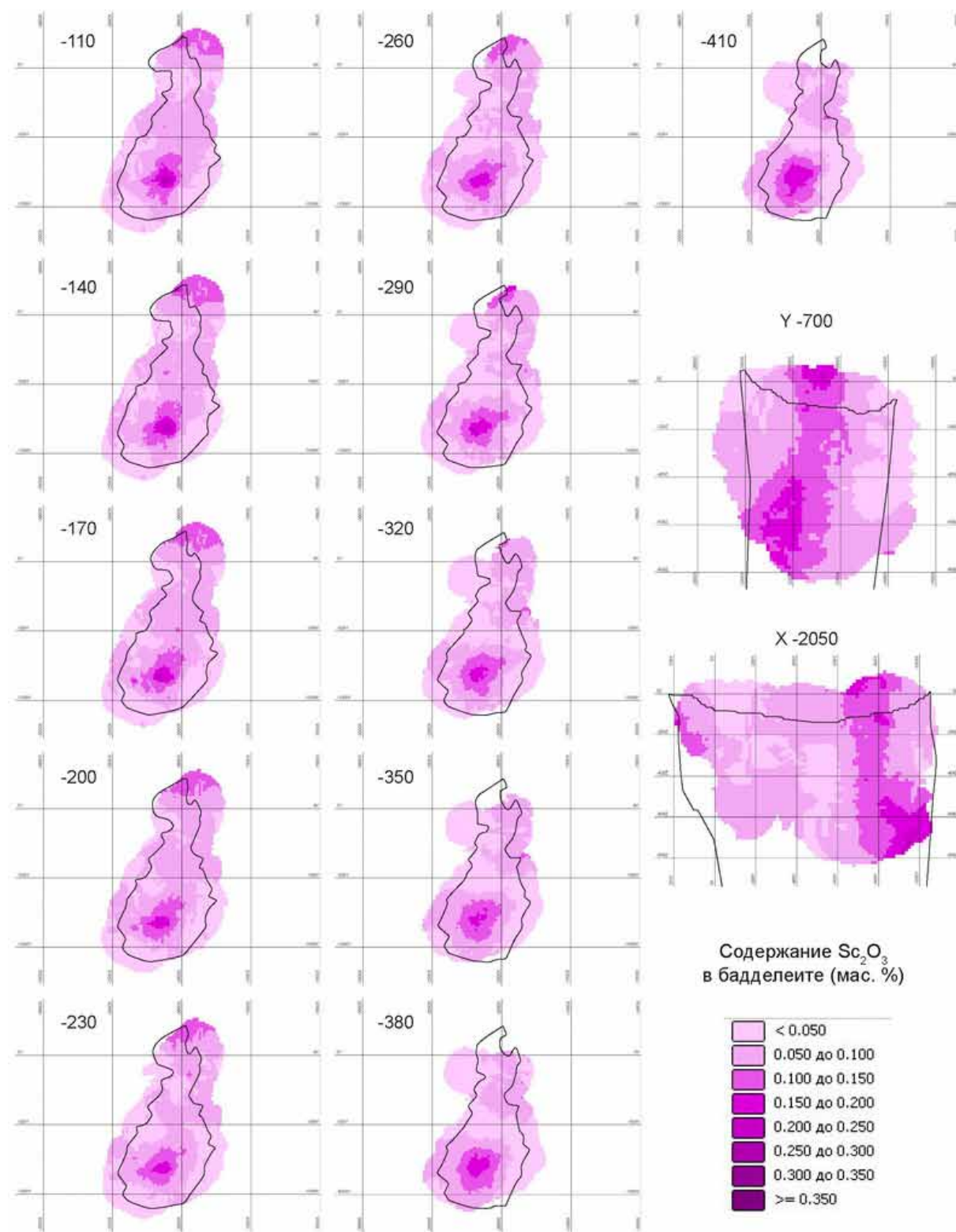


Рис. 2. Изменение содержания Sc_2O_3 в бадделеите (мас. %) в объеме рудного тела (чёрный контур).
Погоризонтные планы -110 – -410 м, поперечный и продольный разрезы.

- минеральный состав,
- химический состав промышленно ценных и сопутствующих минералов,
- наличие и минеральный состав включений в апатите, бадделеите и магнетите,
- размер зёрен этих трёх минералов,
- вид горной породы или руды.

Итого в базе данных имеется 115965 записей для 536 переменных. Статистические характеристики 46 переменных, важных для технологии обогащения руд и отработки месторождения, приведены в табл. 1.

База данных позволяет создавать карты и разрезы минерально-вещественной зональности месторождения в различных заданных пересечениях для оперативного и долгосрочного планирования качества руд, оптимизации процессов разработки, обогащения и комплексного использования руд (на рис. 2 в качестве примера показано распределение в объеме месторождения содержания скандия в бадделеите). Базу данных можно использовать не только для понимания общих трендов изменения того или иного параметра в пространстве, но и для прогноза минералогических и гранулометрических характеристик руды в конкретных эксплуатационных блоках. Прогноз можно выполнять двумя независимыми методами, первый из которых базируется на геостатистическом исследовании каждой технологически важной переменной (посредством вариографии выявляется корреляционная структура изменчивости переменной в объеме месторождения, и на этой основе проводится предсказание значений между точками опробования методом кригинга). Второй способ заключается в нахождении корреляционной связи между данными рядового или группового опробования, получаемого в процессе предварительной и эксплуатационной разведки, и технологически важными переменными – т.е. определяются формулы множественной регрессии для интересующих переменных. В итоге, по результатам трехмерного минералогического картирования и сопоставления его с требованиями технологии обогащения и запасами создаётся блочная модель, в которой отражается способ переработки каждого блока – направление его на ту или иную обогатительную линию, на тот или иной шихтовочный склад, на перспективный рудный склад или же в отвал. Фактически, это блочная модель «геометаллургических единиц» – групп руд и пород, набор структурно-вещественных свойств которых позволяет предсказывать их поведение при обогащении (или металлургической переработке) и, в итоге, производимые из них конечные продукты [4].

Кроме получения возможностей управления качеством руд, трехмерное минералогическое картирование позволило выявить зоны локализации редких минералов (включая минералы благородных и редкоземельных металлов) и новых минеральных видов с функциональными свойствами [3].

Мы предполагаем, что применение методики трехмерного минералогического картирования может повысить эффективность эксплуатации недр для большинства эндогенных рудных месторождений – в первую очередь, гидротермально-метасоматических и магматогенных, обладающих сложным строением, разнообразным минеральным и химическим составом.

Исследования проводились в рамках проекта по доразведке глубоких горизонтов Ковдорского месторождения в 2007–2011 гг. (заказчик ОАО «Ковдорский ГОК»); проекта 1.2.4 Программы Президиума РАН № 27; при поддержке РФФИ (грант 12-05-98802-р_север_a) и ООО «Минералы Лапландии».

СПИСК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Иванюк Г.Ю., Яковенчук В.Н., Пахомовский Я.А. Ковдор. Апатиты: Изд-во Минералы Лапландии, 2002. 320 с.
2. Коноплева Н.Г., Пахомовский Я.А., Базай А.В. и др. Рассеянная благороднометальная минерализация в породах Ковдорского массива // Геология и полезные ископаемые Кольского п-ова. Апатиты: Изд-во K&M, 2010. С. 56-59.
3. Ivanyuk G.Yu., Yakovenchuk V.N., Pakhomovsky Ya.A. Where Are New Minerals Hiding? The Main Features of Rare Mineral Localization Within Alkaline Massifs // Minerals as Advanced Materials II (Ed. S.V. Krivovichev). Springer-Verlag, Berlin-Heidelberg, 2012. P. 13-24.
4. Lotter N.O., Kormos L.J., Oliveira J. *et al.* Modern Process Mineralogy: Two case studies // Minerals Engineering. 2011. V. 24. N. 7. P. 638-650.

ЗОЛОТОНОСНАЯ МОЛИБДЕН-УРАНОВАЯ МИНЕРАЛИЗАЦИЯ САЛЛА-ПАНА-КУОЛАЯРВИНСКОЙ ЗОНЫ

Калинин А.А.

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

Салла-Пана-Куолярвинская зона располагается в центральной части Лапландского раннепротерозойского зеленокаменного пояса, прослеживающегося от северной части Норвегии и Швеции через территорию Финляндии до южного Беломорья и Заонежья в Республике Карелия [8,10]. Протяженность Салла-Пана-Куолярвинской зоны с севера на юг составляет около 130 км при ширине 70-120 км, восточная часть структуры находится на территории России, западная – на территории Финляндии. Салла-Пана-Куолярвинская зона делится на две подзоны – южную субширотную Куусамо-Панаярвинскую, выполненную вулканогенно-осадочными толщами сумия, сариолия и ятулия (2.5-2.2 млрд. лет), и северную субмеридиональную Салла-Куолярвинскую, где вулканогенно-осадочные толщи имеют возраст от ятулия до ливвия (2.3-2.0 млрд. лет) [2]. Вулканогенно-осадочные породы комплекса метаморфизованы в условиях зеленосланцевой фации, но в краевой восточной части структуры степень метаморфизма поднимается до уровней эпидот-амфиболитовой и амфиболитовой фаций [6].

Наиболее детально изучена западная часть Куусамо-Панаярвинской зоны – пояс Куусамо в Финляндии. Здесь установлены проявления минерализации урана в метапесчаниках, железо-сульфидные (колчеданные) проявления и золоторудные Fe-Co-Au±U месторождения и рудопроявления [13].

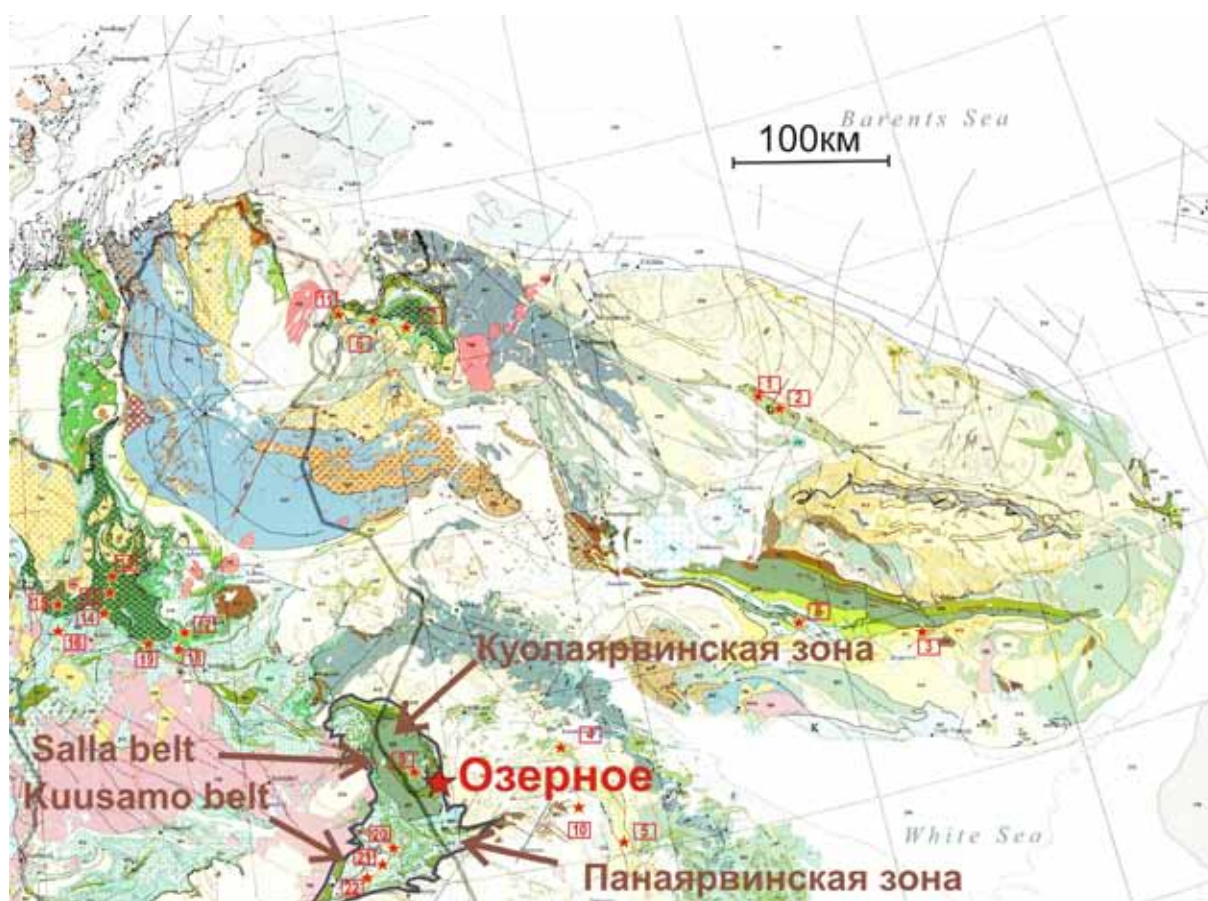


Рис. 1 Геологическое положение Салла-Пана-Куолярвинской зоны и рудопроявления Озерного на ее восточном фланге (фрагмент геологической карты Фенноскандинавского щита – по [11]).

Звездочками показаны рудопроявления золота: 1 – Оленинское, 2 – Няльм-1 и Няльм-2, 3 – Ворговый, 4 – Верхние Кичаны, 5 – Рябоярви, 6 – Пороярви, 7 – Брагинская группа проявлений, 8 – Панареченское, 9 – Майское, 10 – Крестовое озеро, 11 – Гьеддеванет (Gjeddevannet), 12 – Куотко (Kuotko), 13 – Суурикуусикко (Suurikuusikko), 14 – Хирвилаванмаа (Hirvilavanmaa), 15 – Сааттопора (Saattopora), 16 – Лауттаселька (Lauttaselka), 17 – Пахтаваара (Pahtavaara), 18 – Кааресселька (Kaaresselka), 19 – Кутувуома (Kutuvuoma), 20 – Юомасуо (Juomasuo), Хангаслампи (Hangaslampi) и Похьясваара (Pohjasvaara), 21 – Сиваккахарью (Sivakkaharju), 22 – Коуверваара (Kouervaara).

Колчеданные рудопроявления сложены пирротином и пиритом, несколько обогащены кобальтом, но не содержат благородных металлов и урана.

В поясе Куусамо известно свыше 10 мелких месторождений и рудопроявлений, несколько десятков проявлений минерализации золота. Поисково-оценочные работы сейчас ведет компания Драгон Майнинг (Dragon Mining Ltd.). По данным сайта этой компании (www.dragon-mining.com.au) запасы наиболее крупного из объектов – Fe-Co-Au-U месторождения Юомасуо – на ноябрь 2011 г. составляли 9.58 т при среднем содержании в руде 4.9 г/т Au.

Золоторудные проявления пояса Куусамо приурочены, в основном, к двум нижним терригенным комплексам – формациям серицитовых кварцитов и алевролитов. Другим важным фактором контроля минерализации является структурный: минерализация контролируется пересечением антиформ – антиклиналей Хювяниеми-Мааникаваара и Каюля – Конттиахо (Huväniemi-Maaninkavaara and Käylä-Konttiäho) – шир-зонами или разломами и, возможно, зонами региональной дорудной альбитизации [10, 13].

Au-Co-Cu±U проявления по структурному положению подразделяются на 2 типа [13]: 1 – минерализации замещения в зонах пластических деформаций (например, Юомасуо), 2 – брекчиевой минерализации в зонах хрупких деформаций (например, Конттиахо). Большинство рудопроявлений вытянуты вдоль шир-зон. Отдельные рудные линзы могут контролироваться более мелкими структурами: к примеру, на проявлении Конттиахо минерализованные трубки приурочены к шарнирам складок среднего масштаба.

Золоторудные проявления разделены на две группы – Fe-Co-Au и Fe-Co-Au-U [13], которые различаются характером метасоматических преобразований вмещающих пород, составом рудной минерализации и, предположительно, временем формирования оруденения (табл. 1).

Толщи пояса Куусамо прослеживаются на восток на территорию России, где слагают Панаярвинскую структурную зону. В пределах Панаярвинской структурной зоны на южном берегу оз. Панаярви известны старые финские горные выработки, в которых, по устному сообщению В.Н. Яковенчука, были найдены образцы с видимым золотом.

Таблица 1. Сопоставление Fe-Co-Au и Fe-Co-Au-U рудопроявлений пояса Куусамо, по [13].

	Fe-Co-Au рудопроявления	Fe-Co-Au-U рудопроявления
Время формирования	Сформировались под воздействием основного магматизма, предшествовавшего кульминации регионального метаморфизма, претерпели региональный метаморфизм.	Сформировались после кульминации регионального метаморфизма и проявления главных деформаций.
Характер метасоматических преобразований (после регионально проявленной альбитизации)	Основной тип – Fe-Mg метасоматизм, которому предшествовал и, местами, за которым следовал углекислотный метасоматизм. Это выразилось в хлоритизации и карбонатизации пород, формировании граната, амфибола, биотита. Окварцевание проявлено незначительно.	Основной тип – калиевый метасоматизм и окварцевание, которым предшествовала интенсивная хлоритизация. Главные наложенные минералы – серицит, хлорит и кварц. Обогащение Au и U связано с калиевым метасоматизмом и окварцеванием.
Состав рудной минерализации	Магнетит, пирротин, кобальтин, самородное золото.	Пирит, пирротин, кроме того, обычны халькопирит, уранинит, шеелит, молибденит. Видимое золото встречается, в основном, с минералами Te и Bi.
Геохимические особенности	Fe, Co, Cu и Au, в меньшей степени LREE, Bi, Se и Te	Fe, S, Co, As, Cu, U, Mo, W, Pb, B, Au, Te, Se, Bi и LREE.

Севернее, в Салла-Куоляярвинской зоне на российской территории известно мелкое частично отработанное золото-кварцевое малосульфидное месторождение Майское. Размещение золотоносных кварцевых жил на месторождении контролируется рудовмещающими разломами, представленными зонами расланцевания, смятия и дробления мощностью 5-6, редко до 10 м. К этим же разломам приурочены калевийские дайки габбро-диабазов, прорывающие метавулканиды основного состава [8]. Сходная по типу золото-кварцевая малосульфидная минерализация установлена в северной части Куоляярвинской зоны в пределах той же толщи основных метавулканидов на участке Кайралы [3]. В финской части пояса Салла золоторудные объекты не известны.

Кроме золота в российской части Куолярвинской зоны известен целый ряд проявлений серноколчеданной минерализации с повышенным уровнем содержания кобальта и меди. С альбититами связаны проявления урановой минерализации.

Положительными признаками, определяющими перспективность восточного фланга структуры в отношении золота, являются:

- благоприятное сочетание вулканогенных и осадочных толщ – толеитовых базальтов с карбонатными метаосадками, метапесчаниками и метаконгломератами, в том числе высокоуглеродистыми породами [2];
- активное проявление интрузивного магматизма, преимущественно базитового;
- интенсивная тектоническая переработка пород в краевой части пояса: согласные простиранью толщ разломы глубокого заложения с оперяющими секущими разломами, в сочетании со складчатыми деформациями, проявленными в виде антиклинальных складок;
- зональный региональный метаморфизм в условиях от амфиболитовой фации во вмещающих архейских толщах до зеленосланцевого

высоких давлений в вулканогенно-осадочных раннепротерозойских породах [6];

– широкое проявление метасоматических преобразований пород, среди которых ведущее место занимает проявленная регионально альбитизация, на которую наложены процессы биотитизации, карбонатизации, окварцевания, железо-магниевого метасоматоза (хлоритизация, актинолитизация) [7];

– геохимические особенности пород – высокий региональный фон Co, Cu, Mo, Se, S, Au, Pd, Pt [1];

– интенсивная сульфидизация пород, наличие многочисленных линз колчеданных пирротин-халькопирит-пиритовых руд среди доломитов и высокоуглеродистых сланцев [1].

В 2011 г. для проверки предположения о золотоносности альбититов и связанных с ними других метасоматитов на восточном фланге Куолярвинской зоны нами были проведены полевые исследования в районе озер Аухтиярви, Нилуттиярви, Алим-Курсуярви, в которых приняли участие также О.А. Воинова (ВСЕ-ГЕИ, С.-Петербург) и Б.Ю. Астафьев (ИГГД РАН, С.-Петербург). Наиболее интересные результаты, приведенные ниже, были получены по рудопроявлению Озерное.

Молибден-урановое рудопроявление Озерное располагается на восточном фланге пояса Салла примерно на широте месторождения Майское. В геологическом строении участка основная роль принадлежит плагиоамфиболитам – основным ме-

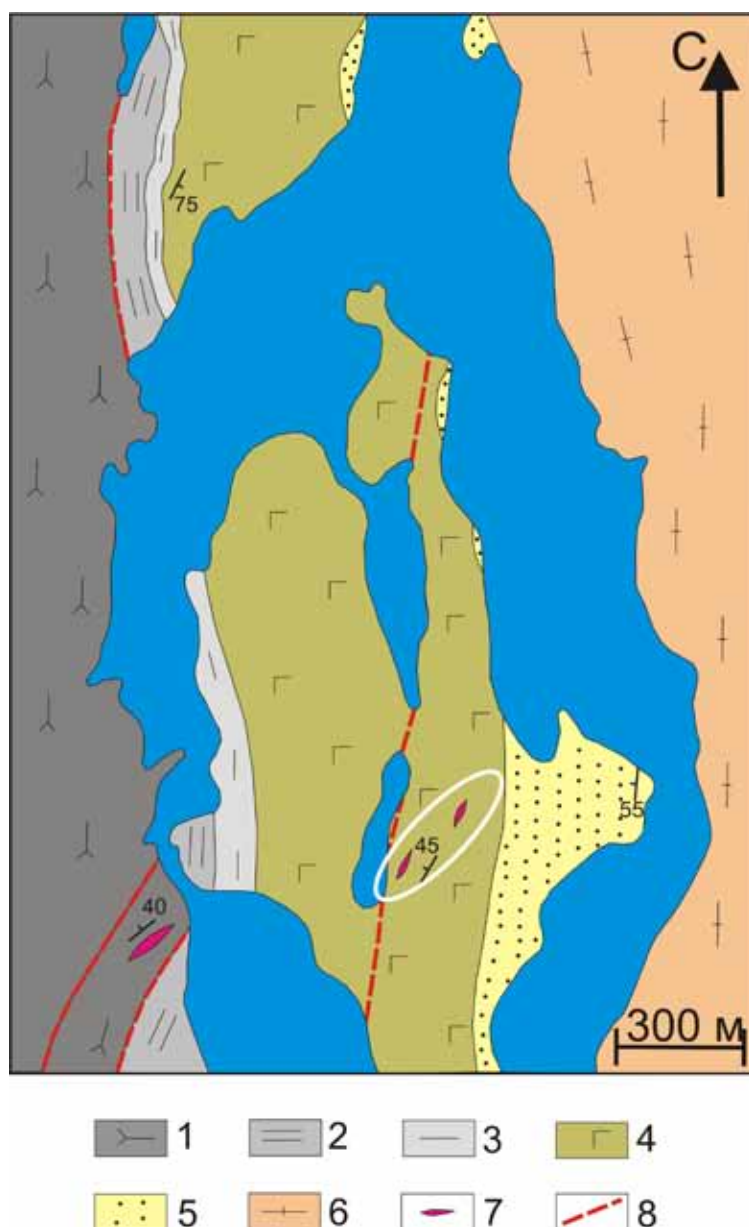


Рис. 2. Схема геологического строения участка рудопроявления Озерное. 1-3 – соварьярвинская свита: 1 – биотитовые и амфибол-биотитовые сланцы, 2 – метапесчаники, кварциты, 3 – слюдяные сланцы; 4-5 – нилуттиярвинская свита: 4 – плагиоамфиболиты – основные метавулканиты и метагабброиды, 5 – кварциты; 6 – гранито-гнейсы и плагиомиоклиновые граниты архейского фундамента, 7 – линзы альбититов, 8 – тектонические нарушения. Белым контуром показано рудопроявление Озерное.

тавулканитам и метаморфизованным габброидам. Толща метагабброидов прослежена на расстояние свыше 15 км при мощности до 1.5 км согласно простиранию вмещающих ятулийских кварцитов нилуттиярвинской свиты (с востока) и биотит-амфиболовых плагиосланцев соварявинской свиты с запада (рис. 2).

Зона развития альбититов по плагиоамфиболитам – метагаббродиабазам сечет вмещающие породы под углом около 50° и прослежена в северо-восточном направлении на 270 м при мощности до 30 м. Метасоматиты образуют серию кулисообразно расположенных линз размером до 90×10 м с простиранием 30° СВ.

Альбититы (включая альбит-хлоритовые, альбит-карбонатные разности) слагают центральные части тел метасоматитов по плагиоамфиболитам. Вблизи альбититов в плагиоамфиболитах проявлены биотитизация, хлоритизация, актинолитизация, а во внешних частях зон изменения – интенсивная эпидотизация. Более поздними по отношению к альбититам являются карбонатные (доломитовые) метасоматиты, образующие в альбититах прожилки мощностью до 20 см, неправильной формы гнезда с тонкой (1-2 мм) каймой хлорита и биотита. Завершается процесс развитием карбонат-кварцевых и кварцевых метасоматитов.

В альбит-карбонатных и карбонатных метасоматитах содержание S составляет 0.13-0.15%, содержание малых элементов достигает (г/т): Mo 1440, Cu 1450, Ni 180, Co 32, Pb 236, Bi 312, Se 160, Te 363, Au 0.41, Ag 12.1, La 7, Ce 9, Y 50. В молибдените выявлено до 1.2% Re.

Все породы рудопроявления содержат окисно-сульфидную рудную минерализацию. Во вмещающих измененных плагиоамфиболитах в составе рудной минерализации преобладают пирит, халькопирит, ильменит и магнетит. В альбититах вместо ильменита образуются гематит и рутил, появляются молибденит, марказит и минералы урана – уранинит и браннерит. В карбонатных метасоматитах молибденит становится основным сульфидным минералом, отмечены также марказит и микровыделения халькопирита и пирита. Кроме того, здесь развивается богатая Bi-Te-Se минерализация, в составе которой установлены мелонит, клаусталит, алтаит, скиппенит, кавацулит, фробергит, богдановичит, маттагамит (перечислены в порядке снижения частоты встречаемости) и самородное золото. Золото отмечено в виде микровыделений размером до 25 мкм вместе с алтаитом и клаусталитом в микропрожилке мелонита (рис. 3 с).

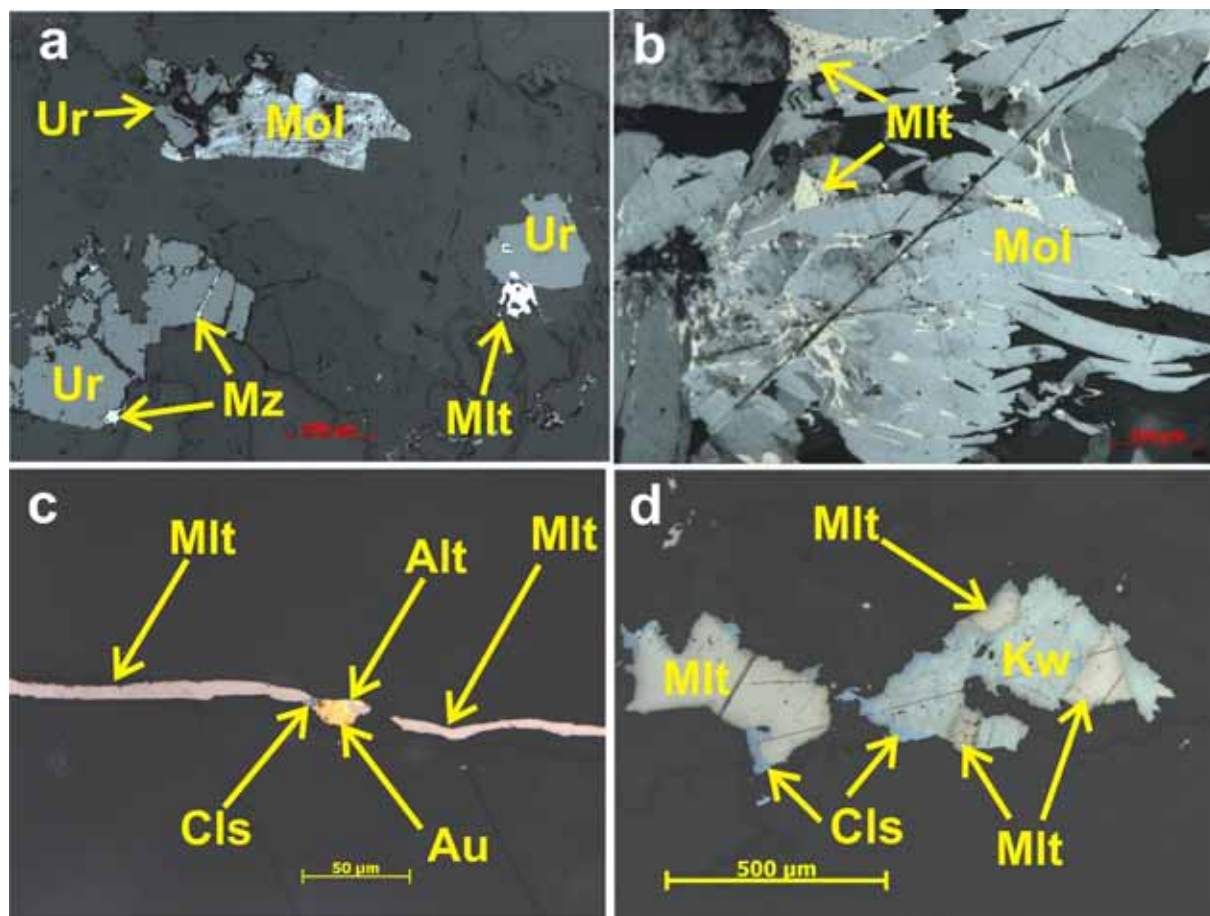


Рис. 3. Характер выделения уранинита (а), пластинчатого молибденита (б), самородного золота (с) и селенсодержащих минералов (д).

Содержание уранинита повышается в карбонатных метасоматитах, особенно высокое его содержание характерно для биотит-хлоритовых каемок по границе карбонатных метасоматитов и альбититов. Зерна уранинита ксеноморфные, гипидиоморфные, размером до 0.5 мм. Вместе с уранинитом обычно развиваются марказит, мелонит, реже алтаит, которые образуют микровыделения по контакту уранинита с карбонатами и силикатами, либо развиваются по трещинам и во включениях в уранините (рис. 3 а).

Молибденит отмечен в виде двух морфологических разновидностей – пластинки (и их агрегаты) и сферолиты, размер выделений достигает 7-8 мм. Нередко в молибдените отмечаются включения и развитие по трещинам мелонита и алтаита.

Сопоставление рудопоявления Озерного с месторождением Майским и проявлением Кайралы показывает, что это объекты разных генетических типов, различающиеся положением в разрезе супракрустального комплекса, составом вмещающих супракрустальных комплексов и рудовмещающих жильных образований, геохимическими особенностями и составом рудной минерализации. Сходство заключается лишь в развитии минерализации селенидов и теллуридов в золото-кварцевых проявлениях, хотя и в значительно меньших масштабах, чем на Озерном.

Сравнивая рудопоявление Озерное с золоторудными объектами пояса Куусамо, также следует указать на их различное положение в разрезе Пана-Куолярвинской структуры, отличия в составе вмещающих комплексов (проявления пояса Куусамо приурочены, в основном, к формациям серицитовых кварцитов и алевролитов – двум нижним терригенным комплексам разреза). Формирование минерализации U и Au в месторождениях и проявлениях пояса Куусамо связано с калиевым метасоматозом и окварцеванием [13], на Озерном – с альбитизацией и развитием карбонатов. Проявление Озерное отличается низким содержанием Со и редких земель, в то время как на проявлениях пояса Куусамо это типоморфные элементы [13]. Общие черты изученного нами и финских объектов – высокий уровень содержания Bi, Se, Te и U и формирование минерализации этих элементов. В целом, можно заключить, что рудопоявление Озерное относится к иному генетическому типу, чем известные в Пана-Куолярвинской зоне золоторудные проявления.

Рассматривая рудопоявление Озерное как урановый объект, также не удастся его отнести к какой-либо известной генетической группе месторождений докембрия (классификация месторождений урана – по [5]). В первую очередь, Озерное следует сравнить с эндогенными месторождениями в областях тектоно-магматической активизации древних щитов. Для этих объектов типична связь минерализации с зонами натриевого метасоматоза в гнейсах, мигматитах, гранитах железистых кварцитах и кристаллических сланцах (а не в габбро-амфиболитах как на Озерном). В отличие от Озерного, они не содержат значимых количеств молибдена.

Месторождения урана в структурах тектоно-магматической активизации складчатых областей также нередко связаны с зонами натриевого метасоматоза и для них характерен Мо в качестве попутного компонента. Но месторождения этого типа формируются в терригенных толщах фанерозоя, и их геохимические особенности (кроме Мо – высокий уровень содержания P, Zr, либо Ni, Co, Ag и As) не соответствуют характеристикам рудопоявления Озерное.

В то же время, Mo, Se, U и Re (а также V) в приповерхностных и поверхностных условиях образуют хорошо известную единую геохимическую группу элементов, подвижных и слабоподвижных в окислительной среде и инертных в восстановительной обстановке [9]. Ассоциация названных элементов типична для экзогенных проявлений, к примеру, для гидротермальных месторождений урана и сопутствующих металлов в горючих сланцах и угольных отложениях фанерозоя [4]. Эндогенные гидротермальные проявления такой минерализации отмечаются редко, и проведенный анализ литературных данных позволил найти аналоги рудопоявления Озерного в пределах Лабрадорского трога провинции Черчилль (Churchille) в Квебеке, Канада, при этом один из объектов – Se-U месторождение Отиш Маунтинз (Otish Mountains) [12] – оказался весьма близким по своим характеристикам к изученному нами. И рудопоявление Озерное, и месторождение Отиш Маунтинз располагаются в краевой части раннепротерозойского пояса вулканогенно-осадочных пород близи контакта с архийскими вмещающими комплексами. Оба объекта приурочены к зонам гидротермально-метасоматического изменения габброидов. Одинакова зональность тел околорудных метасоматитов – во внешней части зоны гидротермального изменения отмечена эпидотизация габброидов, далее следуют зоны биотитизации и хлоритизации, а в тыловой зоне основные жильные минералы – альбит, карбонаты (доломит и кальцит) и серицит. С альбитом связана урановая минерализация (браннерит и уранинит), а с карбонатами – урановая и комплексная Bi-Pb-Cu-Fe-Mo-Te-Se-S минерализация. Сходство двух объектов подчеркивается также находкой на месторождении Отиш Маунтинз молибденита с содержанием селена до 5.2 % (на Озерном до 15 % Se в молибдените). Для объектов в пределах Лабрадорского трога характерно также золото в качестве попутного компонента руд, самородное золото отмечено в виде микровыделений с алтаитом и мелонитом (как и на Озерном).

Развитие альбититов (и связанных с ними карбонатных и кварцевых метасоматитов) относится к ре-

грессивной стадии свекофеннского этапа метаморфизма (1.9-1.6 млрд. лет, [8]). Близкие значения возраста предполагаются и для месторождений и проявлений золота в поясе Куусамо (Юомасу) [13], и для месторождения Майское в Куолярвинской зоне [8].

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Ахмедов А.М., Голубев А.И., Шурыгин В.А. Геохимические аномалии благородных металлов в черных сланцах Салла-Куолярвинского прогиба (Северная Карелия) // Геология и полезные ископаемые Карелии. Петрозаводск, 2001. Вып. 3. С. 26-32.
2. Воинов А.С., Полеховский Ю.С. Стратиграфия нижнего протерозоя Пана-Куолярвинской структурной зоны, Сев. Карелия // Тр. ВСЕГЕИ, 1985. Т. 339. С. 96-106.
3. Войтеховский Ю.Л., Чернявский А.В., Басалаев А.А. и др. Золото рудопроявления Кайралы // Зап. РМО, 2010. № 4. С. 75-79.
4. Евдокимов Л.А., Кудинов А.А., Васильев П.Г. Металлоносные горючие сланцы – источник расширения топливно-энергетического баланса и сырьевой базы радиоактивных и редкоземельных металлов // Горный вестник Узбекистана. 2007. № 1. С. 21-24.
5. Методические рекомендации по применению Классификации запасов месторождений и прогнозных ресурсов твердых полезных ископаемых. Радиоактивные металлы. М.: ФГУ ГКЗ, 2007. 58 с.
6. Петров В.П., Волошина З.М. К характеристики метаморфической истории Сев.-Карельского пояса карелид // Строение и метаморфическая эволюция главных структурных зон Балтийского щита. Апатиты: Изд-во КФ АН СССР, 1987. С. 75-83.
7. Полеховский Ю.С., Воинов А.С., Тарасова И.П. Структурно-литологический контроль и геохимические особенности щелочно-карбонатных метасоматитов докембрия // Метаморфизм и метаморфогенное рудообразование раннего докембрия. Апатиты: Изд-во КФ АН СССР, 1984. С. 17-25.
8. Сафонов Ю.Г., Волков А.В., Вольфсон А.А. и др. Золото-кварцевое месторождение Майское (Сев. Карелия): геологические и минералого-геохимические особенности, вопросы генезиса // Геология рудных месторождений. 2003. Т. 45. № 5. С. 429-451.
9. Чертко Н.К. Геохимия: учебное пособие. Минск: Изд-во БГУ, 2008. 170 с.
10. Eilu P., Pankka H., Keinänen V. *et al.* Characteristics of gold mineralisation in the greenstone belts of northern Finland. Geol. Surv. Finland, Spec. Publ. 44, 200757-106.
11. Geological Map of the Fennoscandinavian Shield, scale 1:2000000 (Koistinen T., Stephens M.B., *et al.* Geol. Surv. Finland, Norway, and Sweden, MNR of Russia, 2001).
12. Johan Z., Picot P., Rhulmann F. The ore mineralogy of the Otish Mountains uranium deposit, Quebec: skippenite, Bi₂Se₂Te and watkinsonite Cu₂PbBi₄ (Se,S)₈, two new mineral species // Canad. Mineral. 1987. V. 25. P. 625-638.
13. Vanhanen E. Geology, mineralogy and geochemistry of the Fe-Co-Au-(U) deposits in the Paleoproterozoic Kuusamo Schist Belt, north eastern Finland. Geol. Surv. Finland. Bull. 399. 2001. 229 p.

ДВЕ ВЕТВИ ВАНАДИЕВОЙ МИНЕРАЛИЗАЦИИ В ДОКЕМБРИЙСКИХ КОЛЧЕДАНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЯХ ФЕНОСКАНДИНАВСКОГО ЩИТА

Карпов С.М., Волошин А.В., Савченко Е.Э.

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

Колчеданные месторождения, известные на территории Феноскандинавского щита, приурочены к докембрийским вулканогенно-осадочным комплексам [7]. Большая часть месторождений колчеданно-полиметаллического типа сосредоточена на территории Финляндии и Швеции. В российской части Феноскандинавского щита колчеданные проявления представлены главным образом серноколчеданным типом, единичные полиметаллические объекты установлены на территории Карелии.

Минеральный состав и геохимические особенности колчеданов Феноскандинавии во многом сходны и отличаются непринципиальными качественными сторонами, а лишь количественными параметрами (средние концентрации цветных металлов, их запасы и т.п.) [1]. Несмотря на однообразный минеральный состав руд этих месторождений, здесь установлено большое количество редких минералов, сложенных как главными (S, Fe, Cu, Zn, Ba), так и попутными компонентами (Co, Ni, Au, Ag, Bi, Te, As, Sb, Hg, Cd, Sn, Ge, V, In, U,

TR, P и др.). Последние присутствуют в качестве изоморфных примесей и/или образуют собственные минеральные формы. Некоторые ассоциации этих минералов являются типоморфными для докембрийских интенсивно метаморфизованных месторождений: сульфиды Cu и Ag, Sb – сульфосоли, силикаты Ba, алюмошпинели Zn и Fe, оксиды V и U, фосфаты Ca и REE [3, 4]. Одной из таких ассоциаций является ванадиевая минеральная ассоциация.

Таблица 1. Минералы V в колчеданных месторождениях Прихибинья и Виханти.

Минералы	Формула
<i>Ванадиевая ветвь</i>	
Карелианит	V_2O_3
Щербинаит	V_2O_5
Кульсонит	$Fe^{2+}V_2O_4$
Ноланит	$(V, Fe)_{10}O_{14}(OH)_2$
Голдманит	$Ca_3(V, Al, Fe)_2(SiO_4)_3$
Мухинит	$Ca_2Al_2V(SiO_4)(Si_2O_7)O(OH)$
Mph «V-Mukh»	$Ca_2V_2Al(SiO_4)(Si_2O_7)O(OH)$
<i>Ванадий-титановая ветвь</i>	
Бердесинскиит	V_2TiO_5
Кызылкумит-шрейерит	$V_2Ti_3O_9$
Тиванит?	$VTiO_3(OH)$
Mph «Ti-V» гр. кричтонита ?	$(REE, Ca)(Ti, V, Fe, Al, Sc)_{21}O_{38}$

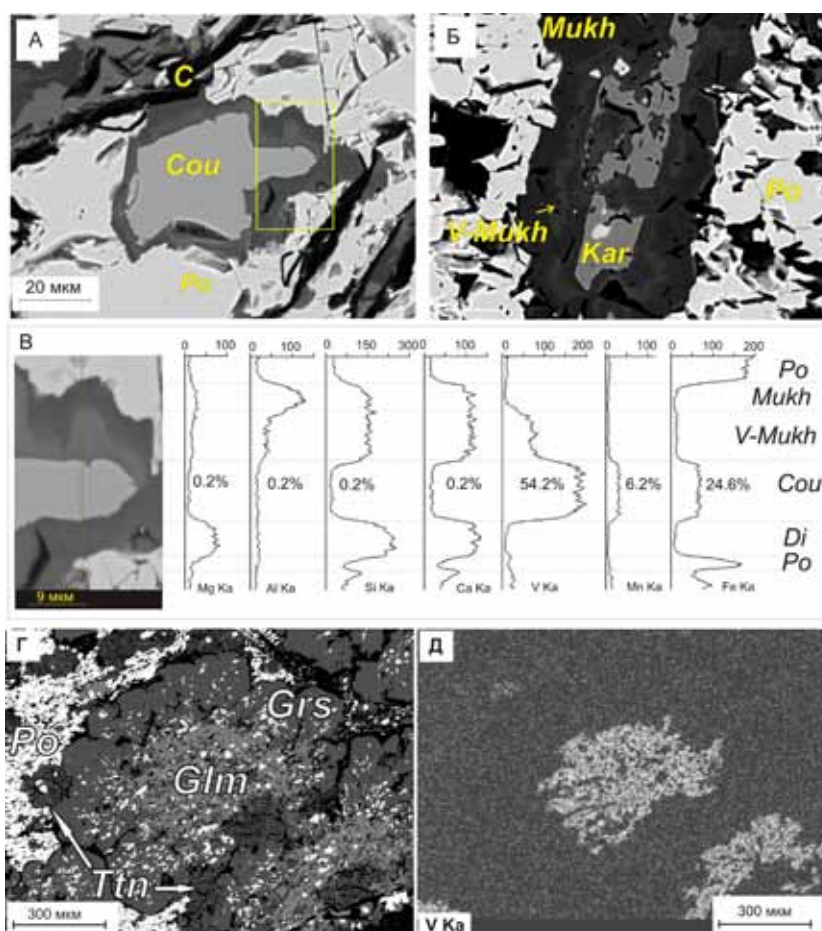


Рис. 1. Характер выделений минералов ванадия их взаимоотношения. Снимки в обратнорассеянных электронах. А – кульсонит (Cou) с реакционными зонами замещения из мухинита (Mukh), «ванадомухинита» (V-Mukh) и диопсида (Di). Б – Реликты карелианита (Kar) в мухините и «ванадомухините». В – Концентрационный профиль выделенной области в зерне кульсонита (снимок А). Г – Зональный агрегат голдманита (Glm) и гроссуляра (Grs). Д – Снимки гранатового агрегата в характеристическом излучении ванадия. Po – пирротин, C – графит. Ttn – титанит.

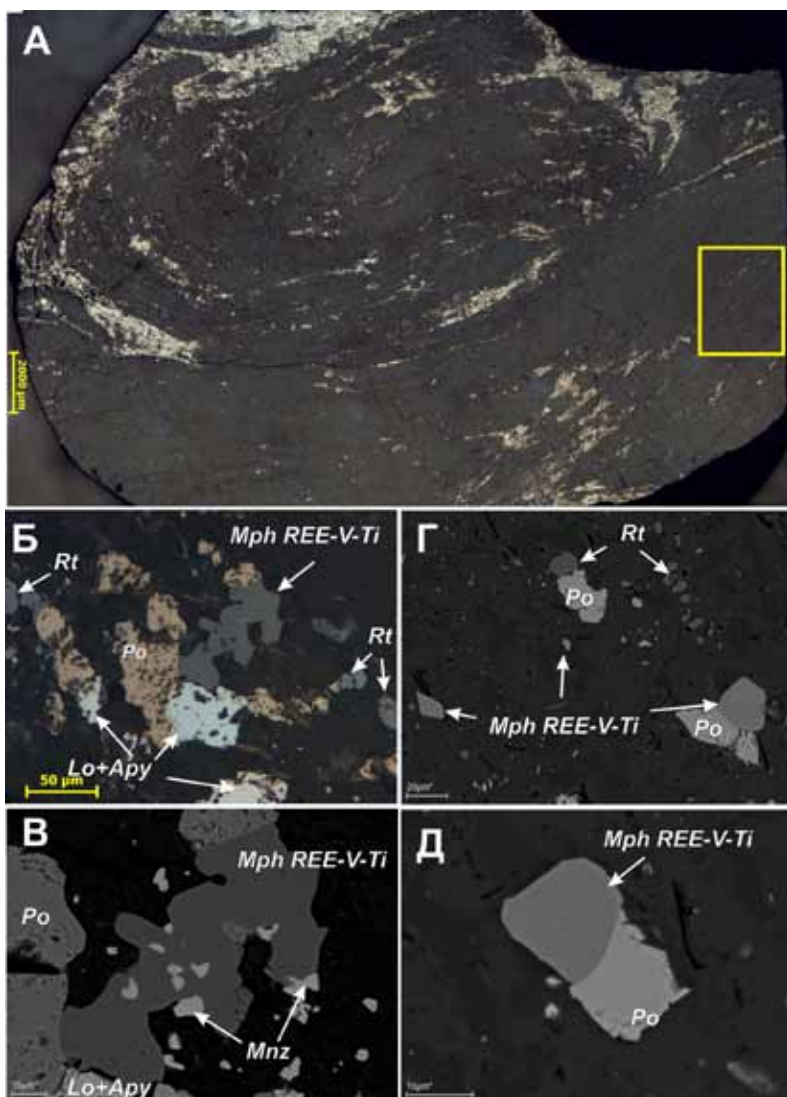


Рис. 2. Морфология и взаимоотношения минеральной фазы группы кричтонита (?) (*Mph REE-Ti-V*) в сульфид-углеродистом сланце. *Po* – пирротин; *Mnz* – монацит, *Rt* – рутил, черное – графит. Снимки А и Б – в отраженном поляризованном свете, остальные – в обратнорассеянных электронах.

представлена минеральными видами класса оксидов – карелианит, кульсонит и класса силикатов – мухинит и голдманит (рис. 1).

Существенные примеси ванадия выявлены в гроссуляре, диопсиде, турмалине, прените, титаните и алланите. Последней находкой в рудах одного из проявлений ИВСЗ является обнаружение фазы ванадий-титановой ветви ассоциации. Зерна этой минеральной фазы индивидуализированы, имеют отчетливый кристаллический облик, близкий к короткостолбчатому тетрагональному габитусу. Мелкие индивиды (10-15 мкм) образуют агрегаты с включениями монацита (рис. 2Б,В), отдельные сростки с пирротинном, а также самостоятельные близкие к изометричным зерна (рис. 2Г,Д).

Минерал внутренне однороден. Химический состав данной фазы не отвечает какому-либо минеральному виду (табл. 2). По стехиометрии фаза может быть отнесена к сложным оксидам группы кричтонита. Однако по сравнению с минеральными видами данной группы фаза содержит высокие концентрации REE, Sc, V и характеризуется относительно низким содержанием Fe.

Таким образом, ванадиевая минерализация в колчеданных рудах Феноскандинавского щита (на примере двух месторождений) представлена двумя ветвями оксидной ванадиевой ассоциации: собственно ванадиевой и ванадий – титановой (рис. 3).

Отличительной особенностью ванадиевой минерализации в рудах Прихибинья является силикатная составляющая, образование которой связывается с поздними наложенными процессами кремнекальциевого метасоматоза с формированием типичных минералов скарновой ассоциации с видообразующей ролью

В природе известно около 70 минеральных видов, в которых ванадий является одним из главных компонентов. Большая часть этих минералов относится к ванадатам. Собственно ванадиевые минералы, относимые к оксидам, силикатам и сульфидам, в природе встречаются весьма редко [2]. Многие из этих минералов были установлены в колчеданных рудах или связанных с ними образованиях. Так, карелианит был впервые найден на колчеданном месторождении Оуттокумпу (Финляндия), где упомянут и вуорелайненит [9]. Полное описание вуорелайненита дано из серноколчеданного месторождения Сатра, Швеция [10]. Вколчеданно-полиметаллическом месторождении Виханти (Финляндия) установлено широкое видовое разнообразие минералов ванадия, представленных простыми и сложными оксидами двух ветвей – собственно ванадиевой и ванадий-титановой (табл. 1, [8]).

В рудах серноколчеданных проявлений Прихибинья (Кольский п-ов) нами также выявлен целый ряд минеральных видов ванадия (табл. 1), большая часть из которых являются первыми находками в регионе [5, 6]. Ассоциация ванадиевых минералов здесь

V. Ванадий-титановая ветвь минерализации здесь представлена пока единственной минеральной фазой, что может быть связано с недостаточной степенью изученности Кольских объектов. Обращаю на себя внимание аномально высокие концентрации скандия в сложном оксиде титана и ванадия, что при его типично рассеянном состоянии в земной коре и ограниченности скандиевых и скандийсодержащих минеральных видов, заслуживает отдельного исследования.

Таблица 2. Химический состав минералов V – Ti ветви ванадиевой минерализации.

Оксиды	Прихибинье	Виханти*	
	Mph REE-Ti-V**	Шрейерит	Бердесинскиит
Ce ₂ O ₃	2.3-3.6		
La ₂ O ₃	0.0-2.5		
UO ₂	0.9-3.5		
Nd ₂ O ₃	0.3-2.2		
Y ₂ O ₃	0.1-0.6		
Pr ₂ O ₃	0.0-0.3		
ThO ₂	0.0-0.1		
CaO	0.5-1.1		
PbO	0.3-6.1		
TiO ₂	54.0-56.64	58.02	32.48
V ₂ O ₃	14.7-16.2	37.94	64.52
FeO	9.4-11.2	2.62	1.38
Cr ₂ O ₃	0.00	1.41	1.30
Al ₂ O ₃	1.8-2.9		
Sc ₂ O ₃	1.8-2.4		
ZnO	0.4-0.6		
MgO	0.1-0.5		
ZrO ₂	0.9-1.2		
SiO ₂	0.0-0.3		
MnO	0.0-0.2		

Примечание. * – анализы по [8]. ** – вариации состава по данным рентгеноспектрального анализа, средний состав соответствует формуле: $[\text{REE}_{0.6}\text{Ca}_{0.3}\text{U}_{0.2}]_{\Sigma=1.1}[\text{Ti}_{12.6}\text{V}_{3.8}\text{Fe}^{2+}_{2.6}\text{Al}_{0.8}\text{Sc}_{0.6}(\text{Pb}, \text{Zr}, \text{Mg}, \text{Zn})_{0.7}]_{\Sigma=21.1}\text{O}_{38}$.

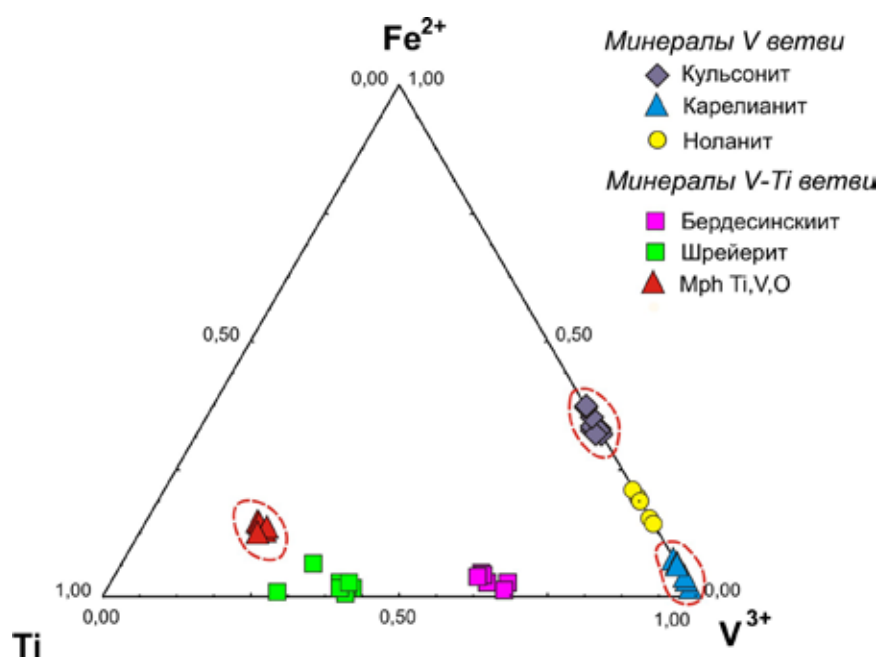


Рис. 3. Тройная диаграмма составов титан-ванадиевых оксидов в координатах Fe²⁺ – V³⁺ – Ti (ат. %). Выделенные области на рисунке – минералы, установленные в проявлениях Прихибинья.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Балабонин Н.Л. О стратиформном характере колчеданного оруденения в метаморфических породах северо-запада Кольского п-ова // Геология рудных месторождений Кольского п-ова. Апатиты: Изд-во КФ АН СССР, 1981. С. 73-85.
2. Борисенко Л.Ф. Ванадий (минералогия, геохимия и типы эндогенных месторождений). М.: Недра, 1973. 192 с.
3. Еремин Н.И., Дергачев А.Л., Сергеева Н.Е. и др. Типы колчеданных месторождений вулканической ассоциации // Вестник ОГГГН РАН, 1999. № 4 (10). URL: http://www.scgis.ru/russian/cp1251/h_dgggms/4-99/eremin.htm.
4. Еремин Н.И., Сергеева Н.Е., Дергачев А.Л. Типоморфизм редких минералов колчеданных руд и их геохимический тренд // Вестник МГУ. Сер. 4. Геология. 2007. № 2. С. 40-48.
5. Карпов С.М., Волошин А.В., Савченко Е.Э. и др. Кульсонит в месторождении Пирротиновое ущелье, Кольский п-ов: первая находка в России // Докл. АН. 2012 а. Т. 446. № 1. С. 64-66.
6. Карпов С.М., Волошин А.В., Савченко Е.Э. Ванадиевая минерализация на колчеданном месторождении Пирротиновое ущелье, Кольский п-ов // Металлогения древних и современных океанов. Гидротермальные поля и руды. Миасс: ИМин УрО РАН, 2012. С. 140-144.
7. Рыбаков С.И. Колчеданное рудообразование в раннем докембрии Балтийского щита. Л.: Наука, 1987. 266 с.
8. Сергеева Н.Е., Еремин Н.И., Дергачев А.Л. Ванадиевая минерализация в рудах колчеданного месторождения Виханти (Финляндия) // Докл. АН. 2011. Т. 436. № 6. С. 800-803.
9. Long J.V.P., Vuorelainen Y., Kouvo O. Karelianite, a new vanadium mineral // Amer. Miner. 1963. V. 48. N. 1-2. P. 33-41.
10. Zakrzewski M.A., Burke E.A.J., Lustenhouwer W.J. Vuorelainenite, a new spinel, and associated minerals from the Satra (Doverstorp) pyrite deposit, Central Sweden // Canad. Miner. 1982. V. 20. N. 2. P. 281-290.

ВРЕМЯ ФОРМИРОВАНИЯ РЕДКОМЕТАЛЛЬНЫХ ПЕГМАТИТОВ МЕСТОРОЖДЕНИЯ ВАСИН-МЫЛЬК, КОЛЬСКИЙ П-ОВ

Кудряшов Н.М., Лялина Л.М., Апанасевич Е.А.

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

Редкометалльные пегматиты распространены на всех континентах в широком возрастном интервале – от раннего докембрия до палеозоя, основная же 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 [9]. Главными задачами при изучении редкометалльных пегматитов являются: установление их генетической связи с гранитами, если таковая имеется, и определение времени рудной минерализации. Решение этих задач связано с изотопно-геохронологическими исследованиями, направленными на установление времени формирования как родоначальных для пегматитов гранитов, так и непосредственно самих пегматитов. В настоящей работе приводятся результаты изотопно-геохронологического исследования микролита из крупного комплексного (Cs, Li, Nb, Ta, Be) месторождения редкометалльных пегматитов Васин-Мыльк.

Месторождение расположено в пределах зеленокаменного пояса Колмозеро-Воронья, который приурочен к центральной части сутурной зоны, отделяющей Мурманский домен от Центрально-Кольского и Кейвского доменов. Пояс сложен осадочно-вулканогенными породами коматиит-толеитовой и базальт-андезит-дацитовый серий позднеархейского возраста 2.9-2.7 млрд. лет, которые прорываются интрузиями базит-гипербазитов, кварцевых порфиров и высокомагнезиальных гранитоидов с возрастом 2.8-2.7 млрд. лет. Массивы турмалиновых и микроклиновых гранитов вместе с гранитными пегматитами интродуцируют все перечисленные комплексы пояса, завершая его длительную эволюцию.

До настоящего времени не существует общепринятой точки зрения относительно генетической принадлежности пегматитов к определенным гранитам, установленным в пределах региона. Различными авторами предполагается связь пегматитов с плагиогранитами и тоналитами [6], амфибол-биотитовыми гранодиоритами [3], микроклиновыми гранитами [4], а также турмалиновыми гранитами [4]. Возраст пегматитов, выделяемых в пределах пояса, по имеющимся определениям U-Pb методом по монациту и Rb-Sr

изохронным методом по валовым пробам оценивался в 2.7-2.6 млрд. лет [8]. Полученный позднее Pb-Pb изохронный возраст турмалина (шерл) из массива турмалиновых гранитов, расположенного вблизи месторождения, составил 2520 ± 70 млн. лет [5].

Пегматитовое поле месторождения Васин-Мыльк с продуктивной ассоциацией лепидолит-альбит-микроклин-сподумен-поллуцит расположено среди амфиболитов в северо-западной части пояса. Незначительные по масштабу участки выходов пегматитов на поверхность прослежены на глубину при прохождении шурфов и скважин. Месторождение представлено субпараллельными пологими зональными жилами протяженностью до 220 м при мощности 5 м и падением $10-30^\circ$ на юго-восток (рис. 1).

Среди разнообразных акцессорных минералов, часто представленных в исследуемых пегматитах несколькими генерациями, к наиболее ранним относятся минералы группы колумбита-танталита, микролит, симпсонит, а также торолит, минералогия и геохимия которых подробно изложены в монографиях [10, 2]. Микролит ранней генерации характеризуется внутрифазовой неоднородностью, высокими содержаниями урана, свинца, цезия, сурьмы и других элементов [2].

Для U-Pb (TIMS) изотопно-геохронологического исследования использован микролит из пробы пегматитов (KV-19), взятой из отвалов шурфа № 9/3. Микролит представлен идиоморфными кристаллами

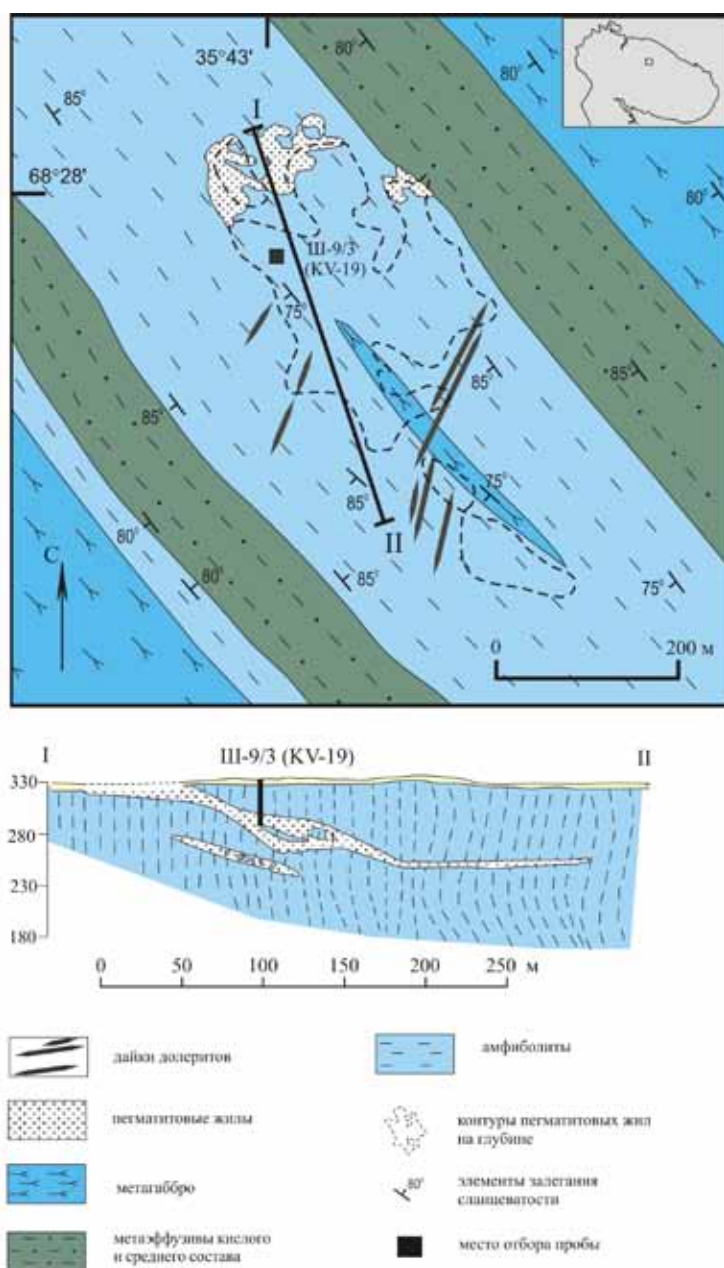


Рис. 1. Схематическая геологическая карта редкометалльного пегматитового месторождения Васин-Мыльк [7].

Таблица 1. Результаты U-Pb изотопных исследований микролита из редкометалльных пегматитов месторождения Васин-Мыльк.

№ обр. / № фрак- ции	Размер фрак- ции, мкм на- веска, мг	Содержа- ние, %		Изотопные отношения					Rho	Возраст, млн. лет		
		Pb	U	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}^*$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}^*$	$^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}^*$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$		$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$
KV-19/1	+250, 1.0	0.78	1.85	1203	0.1696±1	0.04191±2	0.4040±12	8.874±27	0.95	2187±7	2325±7	2448±2
KV-19/2	-250+150, 0.9	1.58	3.73	1017	0.1715±1	0.03879±4	0.4024±16	8.834±35	0.97	2180±9	2321±9	2448±2
KV-19/3	+250, 0.8	1.75	4.44	1200	0.1696±2	0.03361±3	0.3754±18	8.245±41	0.97	2055±10	2258±11	2448±2
KV-19/4	-200+150, 0.8	1.78	4.12	1195	0.1696±1	0.02946±2	0.4138±12	9.085±27	0.97	2232±7	2347±7	2448±1
KV-19/5	250+150, 0.5	1.56	3.99	1288	0.1687±1	0.03049±2	0.3753±11	8.229±25	0.96	2054±6	2257±7	2445±1
KV-19/6	-150+100, 0.7	1.60	3.59	1098	0.1711±2	0.03358±3	0.4240±13	9.338±37	0.94	2279±7	2372±9	2453±2
KV-19/7	-100, 0.6	2.19	4.79	1768	0.1668±1	0.02626±5	0.4417±9	9.731±19	0.86	2358±5	2410±5	2453±2

Примечание: * Значения исправлены на масс-фракционирование, холостое загрязнение и обычное загрязнение по модели Стейси-Крамера [13]. Все погрешности приведены на уровне 2σ и соответствуют последним значащим цифрам после запятой.

октаэдрического габитуса размером 0.5-1.0 мм в ребре (рис. 2а). Минерал имеет буровато-коричневый цвет и полупрозрачен. При исследованиях внутреннего строения выявлена внутрифазовая неоднородность микролита: темные в BSE участки неправильной формы образованы при посткристаллизационных процессах изменения минерала, вероятно, метамиктизации. Данный вывод подтверждается повышенной трещиноватостью темных участков, характер которой (разная мощность и разноориентированность трещин) указывает на изменение объема вещества (рис. 2б).

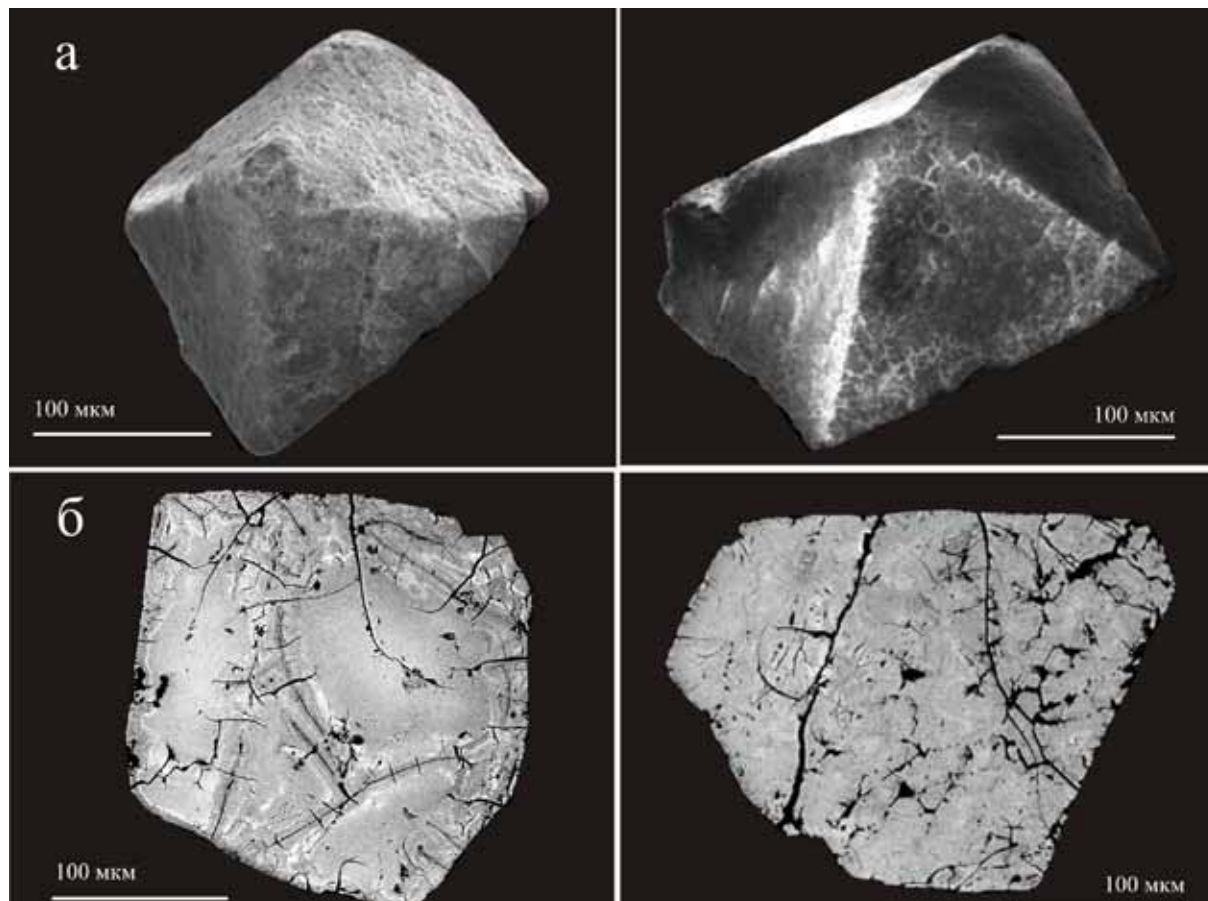
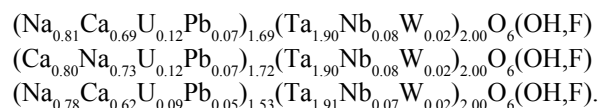


Рис. 2. Микрофотографии кристаллов микролита из редкометалльных пегматитов месторождения Васин-Мыльк. РЭМ LEO 1450: а) в режиме вторичных электронов; б) в режиме отраженных электронов.

Исследования химического состава выполнены на микроанализаторе Cameca MS-46. Условия анализов: ускоряющее напряжение 22 кВ (31 кВ для Pb и U), ток электронного зонда 20-40 нА. В качестве эталонов были использованы минералы и синтетические соединения: волластонит (Ca), лоренценит (Na), металлы (Nb, Ta, U), галенит (Pb), $\text{LiDy}(\text{WO}_4)_2$ (W).

Для микрозондовых анализов микролита выбраны наименее измененные участки кристаллов – светлые и однородные в BSE, без трещин. Кристаллохимические формулы рассчитаны, исходя из полного заполнения позиции B=2 в теоретической формуле минералов группы пирохлора $A_{2-m}B_2X_{6-w}Y_{1-n}$, где A=Na, Ca..., B=Ta, Nb, Ti..., X=O, Y=OH, F... [11]:



Разложение микролита и химическое выделение Pb и U проведено по методике Т. Кроу [12]. Уровень холостого опыта за период исследования не превышал 80 пг для Pb и 40 пг для U. Определения изотопного состава Pb и U выполнены на масс-спектрометрах MI1201-T и Finnigan MAT 262 в статическом режиме или с помощью электронного умножителя. Все изотопные отношения исправлены на масс-дискриминацию, аналитические погрешности в U-Pb отношениях составляли 0.5%. Обработку экспериментальных данных рассчитывали по программам «PBDAT» и «ISOPLOT». При расчете использовались принятые значения констант распада урана [14]. Все ошибки приведены на уровне 2σ .

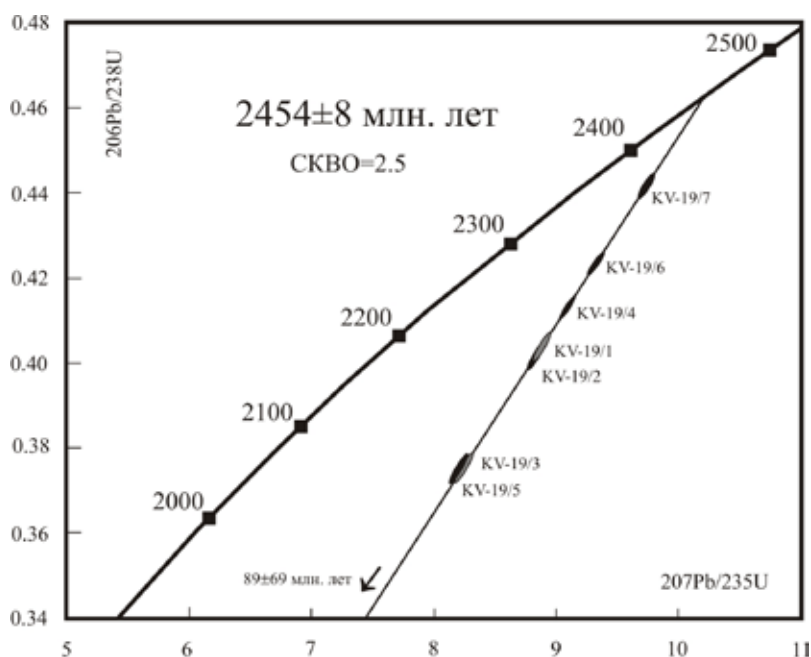


Рис. 3. Диаграмма с конкордией для микролита из редкометалльных пегматитов месторождения Васин-Мыльк.

более 100 мкм, составила менее 5 % (табл. 1, рис. 3.) Таким образом, полученное значение возраста отвечает времени кристаллизации микролита и, соответственно, связанного с ним редкометалльного оруденения.

Исходя из полученного U-Pb возраста микролита, возможными материнскими гранитами для редкометалльных пегматитов месторождения Васин-Мыльк могли служить турмалиновые граниты с возрастом около 2.5 млрд. лет. Возрастные характеристики, полученные для большинства известных в пределах региона плагиогранитов, микроклиновых гранитов и амфибол-биотитовых гранодиоритов отвечают позднеархейскому времени ~2.7-2.6 млрд. лет. Несмотря на возрастную близость исследуемых пегматитов и турмалиновых гранитов, для более корректного отнесения последних к материнским породам необходимы дополнительные минералогические и геохимические исследования, поскольку достаточно часто разрыв во времени между гранитами и пространственно ассоциирующими с ними пегматитами может достигать десятков и даже сотен миллионов лет. Например, возраст щелочных гранитов в Кейвской структуре составил 2.67 млрд. лет, а время ассоциирующих с ними амазонитовых пегматитов определено в 1.7 млрд. лет [1]. Минералы группы пироклора могут использоваться в качестве геохронометров геологических процессов в гранитных пегматитах, щелочных гранитах и карбонатитах.

Мы благодарны Волошину А.В. за критические замечания при проведении данного исследования. Пахомовскому Я.А. за определения состава микролита, Селивановой Е.А. за проведение рентгеноструктурного анализа.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Баянова Т.Б. Возраст реперных геологических комплексов Кольского региона и длительность процессов магматизма. С-Пб.: Наука, 2004. 176 с.
2. Волошин А.В., Пахомовский Я.А. Минералогия тантала и ниобия в редкометалльных пегматитах. Л.: Наука, 1988. 240 с.
3. Гинзбург А.И., Тимофеев И.Н., Фельдман Л.Г. Основы геологии гранитных пегматитов. М.: Недра, 1979. 296 с.
4. Гордиенко В.В. Минералогия, геохимия и генезис сподуменовых пегматитов. Л.: Недра, 1970. 240 с.
5. Кудряшов Н.М., Гавриленко Б.В., Апанасевич Е.А. Возраст пород архейского зеленокаменного пояса Колмозеро-Воронья: новые U-Pb данные // Геология и полезные ископаемые СЗ и Центра России: Матер. X молодеж. конф. памяти К.О. Кратца. Апатиты, 1999. С. 66-70.
6. Маслеников В.А. Стратиграфия свит Полмос и Порос. // Тр. ЛАГЕД АН СССР. 1963. Вып 15. С. 69-72.
7. Пожиленко В.И., Гавриленко Б.В., Жиров Д.В. и др. Геология рудных районов Мурманской обл. Апатиты: Изд-во КНЦ РАН, 2002. 359 с.

Для U-Pb геохронологических исследований навески составлялись приблизительно из 5-10 полупрозрачных и наименее трещиноватых зерен размером 100-300 мкм. Внешние поверхностные участки зерен были предварительно удалены при помощи ультразвуковой ванны УЗВ-7, в которую помещались кристаллы микролита в растворе 7N HNO₃. Дискордия, построенная для 7 измеренных фракций микролита, имеет верхнее пересечение с конкордией 2454 ± 8 млн. лет, SKBO=2.5, нижнее пересечение 89 ± 69 млн. лет отвечает современным потерям свинца. Степень дискордантности аналитических данных для двух навесок зерен микролита размером не

8. Пушкарев Ю.Д., Кравченко Э.В., Шестаков Г.И. Геохронологические реперы докембрия Кольского п-ова. Л.: Наука, 1978. 136 с.
9. Редкометалльные пегматиты. Гранитные пегматиты (под ред. Б.М. Шмакина). Новосибирск: Наука, 1997. Т. 2. 286 с.
10. Соседко А.Ф. Материалы по геологии и геохимии гранитных пегматитов. М.: Госгеолтехиздат, 1961. 152 с.
11. Atencio D., Andrade M.B., Christy A.G. *et.al.* The pyrochlore supergroup of minerals: nomenclature // The Canad. Miner. 2010. V. 48. P. 673-698.
12. Krogh T.E. A low-contamination method for hydrothermal dissolution of zircon and extraction of U and Pb for isotopic age determinations // Geochim. Cosmochim. Acta. 1973. V. 37. P. 485-494.
13. Stacey J.S., Kramers J.D. Approximation of terrestrial lead isotope evolution by a two-stage model // Earth Planet. Sci. Lett. 1975. V. 26. N. 2. P. 207-221.
14. Steiger R.H., Jäger E. Subcommission on geochronology: Convention on the use of decay constants in geo- and cosmochemistry // Earth Planet. Sci. Lett. 1977. V. 36. N. 3. P. 359-362.

ТИПОМОРФНЫЕ МИНЕРАЛЬНЫЕ АССОЦИАЦИИ ЗОЛОТОРУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ И ПРОЯВЛЕНИЙ КАРЕЛИИ

Кулешевич Л.В., Лавров О.Б.

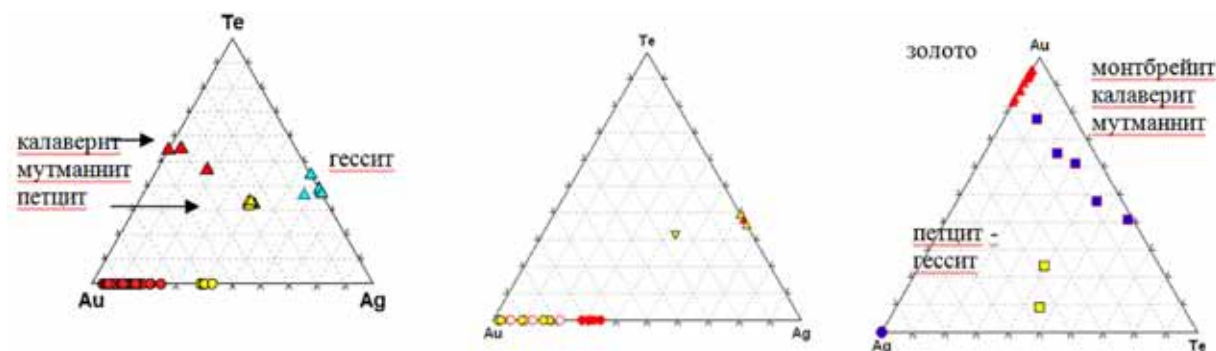
ИГ КарНЦ РАН, Петрозаводск, kuleshev@krc.karelia.ru; petrlavrov@mail.ru

Формирование золоторудных месторождений/проявлений Карелии происходило на разных этапах геодинамического развития ее территории: в вулканогенных областях (1 тип руд), на стадии внедрения поздне- и постколлизийных гранитоидов и гранит-порфиров (2 тип) в орогенных областях и в зонах сдвиговых деформаций, связанных с поздне- и постколлизийными этапами развития (3 тип) в архее и палеопротерозое. Для этих трех основных генетических типов выделены соответствующие рудные формации, установлены региональные закономерности размещения, минеральные ассоциации дорудных и околорудных метасоматитов, состав золота и минералов-спутников. Благодаря детальным минералогическим исследованиям, проводимым авторами в последние годы, были изучены около 60 золоторудных, золото-содержащих и комплексных рудных объектов Карелии, а также совмещенных с ними руд иных формационных типов. На них установлены от 10 до 60 минеральных видов и обнаружено от 3 до 30 новых минералов (для каждого из конкретных проявлений), определен состав золота, Au-Ag-Te, Au-Se, Bi-(Se)-Te и Bi-Sb фаз; составы Pd-Se, Pd-Sb-As фаз и изоморфных серий: Fe-Ni-Co-As-Sb-S-фазы (леллингит, герсдорфит, кобальтин, глаукодит, вольфхит, гудмундит). Обнаружены новые для золоторудных проявлений и Карелии минералы, такие как рениит, фишессерит и некоторые другие.

1. Золотосодержащие колчеданно-полиметаллические руды архейского возраста ассоциируют с кислыми-средними вулканитами. Они характеризуются высокими концентрациями Cu, Zn, Pb, Ba, $\Sigma TR \sim 400$ ppm и присутствием таких элементов, как As, Pb, Bi, Ag. Руды содержат пирит, халькопирит, сфалерит, борнит, галенит, пирротин. Для рудопроявления Северо-Вожминского типоморфными минералами золотоносных интервалов являются арсенопирит, кобальтин и более редкие – матильдит $Ag-BiS_2$, виттихенит Cu_3BiS_3 , Ag-тетраурикуприт $(Au,Ag)Cu$, теннантит, богдановичит $AgBi(Se,S)_2$, вейбуллит $Pb_6Bi_8(Se,S)_{18}$, лайтакарит $Bi_4(Se,S)_3$, науманит Ag_2Se , клаусталит $PbSe$, иногда касситерит, густавит $AgPbBi_3S_6$, кобеллит, антимонит, шеелит; акцессорные минералы представлены монацитом, ксенотимом и карбонатами РЗЭ. Простые серноколчеданные руды («карельский тип» колчеданов), в отличие от колчеданно-полиметаллических руд, относятся к низкозолотоносным. Повышенные концентрации Au в них возникают только при совмещении руд с наложенной минерализацией (например, залежь № 2 участка Рыбозеро).

2. Золото-малосульфидно-кварцевое оруденение связано с многофазными малоглубинными интрузиями диоритов, кварцевых диоритов, гранит-порфиров и дайками. В Костомукшском ЗП типоморфными элементами руд месторождения Таловейс (шток Центральный), проявлений Факторное, Берендей

являются Au, Te, Bi, Ag/Au~1-10. На месторождении Таловейс установлены: 1) шеелит-пиритовая, 2) низкозолотоносная арсенопиритовая, 3) золото-полисульфидная, 4) Au-S-кварцевая вкрапленно-прожилковая минерализация штоковверка и 5) малосульфидное золото-кварцевое оруденение Главной жилы. Типоморфными минералами продуктивных руд являются пирит, золото, халькопирит, Bi-Te, Au-Ag-Te фазы (гессит, петцит AuAg_3Te_2 , мутманнит $(\text{Au,Ag})\text{Te}_2$, $T_{\text{уст}} < 382^\circ\text{C}$), реже галенит, калаверит, сфалерит, висмут, электрум, висмутин, акцессорный монацит. Месторождение полистадийное, в целом, отличается низким содержанием сульфидов, а золото высокой пробностью (в среднем ~7-10% Ag), встречаются Au-Ag-Te-фазы (рис. 1 а). Температура образования оруденения штоковверка и жилы снижалась от 380-360 °С до 50 °С, судя по парагенезису гессит-петцит. Рудную формацию можно отнести к Au-Te-малосульфидно-кварцевой.



А. Месторождение Таловейс (золото, электрум и Au-Ag-Te-фазы). Б. Лобаш, Ялонваара (Лобаш: красные кружки – золото, электрум, треугольники – теллуриды. Ялонваара: желтые кружки и треугольники). В. Рыбозеро (золото, монтбрейит, калаверит, мутманнит, петцит, гессит, ники – теллуриды).

Рис. 1. Типоморфные минеральные ассоциации золота архейских месторождений Карелии: треугольные диаграммы Au-Ag-Te.

Архейские Au-Cu-Mo-W-порфировые и Au-полиметаллические месторождения и проявления (Лобаш-1, Пяяваара, Восточное, Ялонваара, Кадилампи) формируются в СЗ и СВ обрамлении Карельского кратона в окраинно-континентальной обстановке. Оруденение локализуется в апикальных частях гранит-порфировых массивов и их экзоконтактах во вмещающих толщах, сопровождается высокотемпературными изменениями К-профиля (грейзены, биотититы, пропилиты, гумбеиты). Эти околорудные изменения в участках с молибденовым оруденением происходили при $T=400-360^\circ\text{C}$, образование золоторудной ассоциации – при $330-145^\circ\text{C}$. Золото тяготеет к полиметаллическим рудам, бывает пространственно удалено от молибденовых руд (Лобаш-1), либо совмещено с ними (Ялонваара, Кадилампи). Минералами-спутниками (рис. 1 б) серебристого золота и электрума (Ag 4-35%), типоморфными для месторождения Лобаш, являются висмут, висмутин, Bi-Te-фазы (жозеит, хедлейит, цумоит), реже серебро, гессит ($T < 145^\circ\text{C}$), шеелит. На Au-Cu-Mo-W-порфировом проявлении Ялонваара наряду с молибденитом и сульфидами полиметаллов широко развиты шеелит, молибдошеелит, висмут, тетрадимит, хедлейит, пильзенит, цумоит, сульфоцумоит, Ag-цумоит, золото (Ag 1.66-19.29%) и электрум, встречаются петцит, гессит, икунолит, серебро, акантит. Отношение Ag/Au в рудах 10-20. В составе Bi-Te-фаз и Pb-Bi-сульфосолей (Ag-бурсаит, козалиит, Ag-лиллианит, лиллианит) установлен широкий изоморфизм и распад системы лиллианит–козалиит (при $T < 270^\circ\text{C}$).

3. Золоторудные объекты в сдвиговых зонах (шир-зонах) формируются на заключительных этапах аккреционно-коллизийного развития структур AR_2 и PR_1 возраста. В центральной части Карельского кратона в архейских ЗП они имеют ССВ, субширотное, или СЗ простирание. На глубинном уровне шир-зоны в архейских ЗП проявлены следующим образом: 1 – зоны деформаций, складки со смещениями; 2 – зоны с разнофациальным дислокационным («стрессовым») метаморфизмом повышенных давлений, либо рассланцеванием и метасоматитами, формирующимися при снижении давления (на регрессивной стадии); 3 – выделяются по наличию разнонаправленных перемещений, областей сжатия или растяжения, мелких складок, флексур, гофр, сильно рассланцованных пород, 4 – площадные структуры выделяются по «ромбовидному» облику; 5 – сопровождаются разнофациальными метаморфогенными метасоматитами, жилами, линзами, рудной вкрапленностью.

Архейские рудные объекты. Золоторудные объекты в шир-зонах в архейских ЗП представлены гипо- и мезотермальными рудами – Au-S, Au-Te-As, Au-As-S, Au-As(Sb)-S-кварцевыми, либо карбонат-кварцевыми (месторождение Педролампи, Рыбозеро, Новые Пески, проявления Южно-Костомукшское, Талпус, Эльмус и другие). Их минеральный состав сильно зависит от состава вмещающих пород и типа изменений. Спецификой проявлений, приуроченных к метакоматиитам и лиственитам по ним, или расположенных вблизи них, являются Au-Te-Ni-(Co)-As-(Sb)-S типы руд. Зональные (Fe-Ni-Co)-(S-As-Sb)-фазы, теллуриды Au-Ag, установлены на месторождении Рыбозеро и проявлении Северо-Гирвасском. Типоморфные минералы месторождения Рыбозеро (рудные тела № 1-3) – пирит, халькопирит, пирротин, галенит, сфалерит, бурнонит $PbCuSbS_3$, цумоит, теллуровисмутит, зональные Ni-Co-As-Sb-S фазы – герсдорфит, ульманнит, вольфхит, глаукодот, арсенопирит, блеклые руды ряда теннантит-тетраэдрит, алтаит, Au-Ag-Te-фазы, такие как монтбрейит Au_2Te_3 , калаверит $AuTe_2$, мутманнит $AuAgTe_2$, петцит $(AuAg_3Te_2)$ – гессит Ag_2Te , колорадоит (Hg 61.96 %, Te 38.04 %), мелонит $[NiTe_2, (Ni,Pd)Te_2, (Ni,Au,Ag)Te_2]$, акцессорные минералы – касситерит, ильменит, рутил, ксенотим, монацит, апатит, карбонаты PЗЭ, реже встречается торит, Ti-U-минералы (уранинит, браннерит). Тонкодисперсное золото Рыбозерского участка содержит 3-16.7 % Ag.

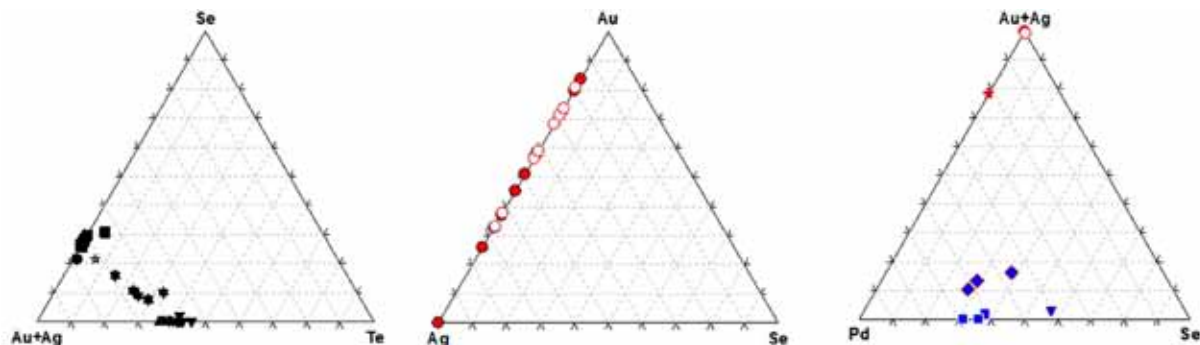
В Костомукшской структуре Au-S-As-кварцевая минерализация проявления Южно-Костомукшского (в южном карьере Костомукшского железорудного месторождения, или Луупеансуо, по В.Я. Горьковцу) приурочена к субширотной шир-зоне, секущей железистые кварциты вблизи контакта с геллефлинтами. Метаморфогенно-метасоматические преобразования пород в шир-зоне южного карьера происходили при повышении P и $T \sim 600^\circ C$, околорудные изменения не превышали $T \sim 500^\circ C$. Гипотермальная рудная минерализация, представлена арсенопиритом, леллингитом, пирротинном, золотом, реже встречаются халькопирит, шеелит, сфалерит, галенит. Золото содержит $\sim 2,24-16\%$ Ag и ассоциирует с мальдонитом, ауростибитом, висмутом, выделяется на границе арсенопирита, леллингита и самостоятельно. В ассоциации с сульфидами оно более серебристое (Ag 20-40.8 %). Температура образования руд снижалась от $500-450^\circ C$ до $300^\circ C$ (Au-Sb-Bi фазы).

Золото-сульфидное месторождение Педролампи приурочено к совмещенному узлу AR_2 и PR_1 деформаций – шир-зонам ССВ и СЗ простираения на контакте архейских сланцев и ятулийских кварцевых конгломератов. Месторождение мезотермальное, полигенное: формирование руд происходило в архее, а преобразования, с дополнительным привносом Cu, Ag, B, U – в протерозое. Вкрапленно-прожилковые руды представлены Au-пирит-кварцевой и халькопиритовой минерализацией. Руды содержат пирит (10-30 %), халькопирит, золото, серебро, редко в них встречаются галенит, акантит, дискразит, анимикит, энаргит $(Cu,Fe)_3AsS_4$, антимонит, уранинит, а также халькозин, ильменит, рутил, гематит. $T_{обр.}$ снижалась от $350-240$ до $160-140^\circ C$. Золото видимое и тонкодисперсное содержит 4.45-11 % Ag. Видимое золото сохраняется в крупных кристаллах окисленного пирита.

Палеопротерозойские рудные объекты. Рифтогенные структуры, заложившиеся на Карельском кратоне в раннем палеопротерозое, претерпели трансформацию на этапе свекофеннской орогении (1.8-1.74 млрд. лет) и хрупкие СВ сдвиги в среднем рифее (около 1.5-1.4 млрд. лет назад). К зонам складчато-разрывных деформаций СЗ простираения, СЗ и СВ узлам приурочены низкотемпературные щелочные метасоматиты, Au-Cu-S кварцевые, Au-Cu-U-S и Au-(Pd)-Cu-(Mo)-Se-S-U-V-комплексные руды. Дорудные альбититы (эйситы) представлены альбитом, карбонатом, хлоритом, гематитом, встречается актинолит, турмалин, микроклин, биотит, жилы содержат кальцит, кварц или барит. Рудная ассоциация объединяет сульфиды меди, селениды, Ag-золото, ее сопровождают апатит, рутил, сфен, барит, в окисленной обстановке развиты гематит, минералы U, Ti, карбонаты PЗЭ. Руды эпитеермальные, $T_{обр.} \sim 200-40^\circ C$. Геохимическая специализация – 5-7 и многоэлементная: Cu, Ag, Au (Pd, Mo, Co), Se, S, U, (Th), (V, PЗЭ, P, Ti, Fe, Ba), Ag/Au > 100.

На старинном руднике Воицком (Северо-Выгозерская PR структура) Au-Cu-S кварцевые жилы СВ простираения, секущие ятулийские кварцито-песчаники, содержат халькопирит, борнит, халькозин, молибденит, золото, более редкие галенит, клаусталит Ag_2Se , гессит Ag_2S , штютцит $Ag_{5-x}Te_3$, виттихенит Cu_3BiS_3 , богдановичит $AgBiSe_2$, теллур, теннантит. Золото-1 в кварцевых жилах содержит Ag 5.06-6.53 %, тонкодисперсное золото-2, было обнаружено при микрозондовом изучении борнитовых руд: оно содер-

жит 11.75-21.7% Ag. Состав Au-Ag-Te-Se-фаз приведен на рис. 2. В этих рудах впервые для Карелии установлен фишессерит $AuAg_3Se_2$ и изоморфизм в системе Au-Ag-Se-Te (Au 2.16-12.35%). Подобные минеральные ассоциации известны и для месторождения Майское, где ранее и авторами были установлены те же закономерности: золото-1 с 6-10% Ag и тонкодисперсное Ag-золото-2 (20-43% Ag), оно ассоциирует с Ag-минералами.



А. Воицкое (селенотеллуриды, теллуриды, селениды). Б. Воронов Бор (красные кружки), Мойна (белые). В. Светлое, Падма (золото, порпечит, Pd-Cu-Au, Pd-Bi-Se, Au-Pd-Se-фазы).

Рис. 2. Типоморфные минеральные ассоциации палеопротерозойских рудных объектов: треугольные диаграммы составов золота, интерметаллидов благородных металлов, Au-Ag-селенидов и селенотеллуридов.

Cu-S руды месторождения Воронов Бор (т. н. «медистые песчаники») в Пергубской структуре сформировались в зоне щелочного метасоматоза, наложенного на кварцито-песчаники и базальты ятулия. Метасоматоз проявился в образовании альбититов, наложенных карбонат-хлорит-эпидотовых пропилитов и апатит-титанитовых прожилков в кварцевых гравелитах. Рудная минерализация представлена сульфидами меди (халькопирит, борнит, халькозин), молибденитом, в борнитовых рудах установлены Ag-золото, акантит, серебро, галенит, клаусталит, науманнит, реже встречаются рениит $(Re, Cu, Os)_2S_2$, кобальтин $(Co, Ni, Fe)AsS$, гринокит CdS , сульфосоли Ag-Bi-Te-Cu-S, Ag-халькозин, барит. Золото-1 содержит 16-20% Ag; тонкодисперсное золото-2 (электрум и кюстелит) – 32-74% Ag (рис. 2б). Типоморфные элементы руд – Cu, Ag, Au, Mo, Re, Se, U, Ba, Ti, P. Подобные ассоциации (+Pb, Cd), Ag-золото и кюстелит характерны также для проявлений Мойна и Медные горы.

На месторождении Средняя Падма в Онежской структуре геохимический спектр руд представлен V, Cr, Ti, U, Pd, Pt, Mo, Co, Cu, Ag, Au, Se, Bi, Re. При изучении руд и околорудных метасоматитов (альбититов и V-Cr-слюдитов) ранее было установлено около 100 минеральных видов (по данным «Невскгеология» и Ю.С. Полеховского). Рудные ассоциации с золотом изучались по клаусталит-карбонатным прожилкам из роскоэлитовых метасоматитов. В этой же ассоциации обнаружены редкие Zn-Cr-V-шпинель и Cr-V-Fe-оксид титана. Золото выделяется с клаусталитом и Pd-Cu-Bi-Se (фрудит и селено-сульфовисмутиды палладия) и Pt-Bi-фазами. Оно содержит 8.6-6.75% Ag, иногда Se до 0.77-0.54%, (рис. 2в). В околорудно-измененных породах внешних зон вкрапленность содержит пирит, галенит, Se-галенит, клаусталит, молибденит, халькопирит, борнит, маложелезистый сфалерит, бертьерит, рутил, апатит, гематит, уранинит. Близка к рудам Падминского типа минерализация проявления Светлое в Кумсинской структуре. Она представлена сульфидами меди, селенидами, такими как клаусталит, науманнит, лайтакарит $B_4(Se, S)_3$, умангит Cu_3Se_2 и золотом. В сростании с золотом установлены селениды Pd и Pt (Au-палладсеид, рис. 2в), мертиит, антимониды Au и Pd, образующие глобулы, характерные для низкотемпературных близповерхностных условий. Тонкодисперсное золото в глобулах и тонких пластинках содержит 7.43-12.74% Ag, реже встречается медистое золото.

Месторождения и проявления золота в шир-зонах наиболее разнообразны: гипо- и мезотермальные архейские представлены Au-S-As(Sb), Au-Te-Ag ассоциациями, мезо- и эпитеермальные в протерозойских структурах на Карельском кратоне – Au-Ag-Cu-S и многокомпонентные Au-Ag-Pd-Cu-(Mo)-Se-U.

ГАББРО НЯСЮККСКОГО ДАЙКОВОГО КОМПЛЕКСА – ВЫСОКОКАЧЕСТВЕННОЕ СЫРЬЕ ДЛЯ ПРОИЗВОДСТВА СТРОИТЕЛЬНЫХ МАТЕРИАЛОВ

Лашук В.В.¹, Бибиков Б.И.¹, Усачева Т.Т.¹, Глушников А.А.², Хмель А.А.³

¹ ИХТРЭМС КНЦ РАН, Апатиты, laschuk@chemy.kolasc.net.ru

² ООО «Бурводгеология», Апатиты, podvoda51@yandex.ru

³ ООО «Мурманский региональный центр Арктикообустройства», Мурманск, a.a.chmel@yandex.ru

Нясюккский дайковый комплекс базит-гипербазитов образовался вследствие тектонической активизации северного обрамления Печегской рифтогенной структуры на завершающей стадии её формирования. Здесь гранитоиды Мурманского террейна разбиты серией глубинных разломов северо-западного простирания. Они послужили каналами внедрения магматического расплава и местом формирования дайковых тел. Возраст кирикованских (печенгских) светло-красных среднезернистых гранитов формации приразломных кремне-калиевых метасоматитов – 2.2-2.0 млрд. лет [1, 8], а чёрных пироксенитов и габбро Нясюккского комплекса формации верлитов – 1.96 млрд. лет [2]. Установлено, что базит-гипербазиты Нясюкки отличаются от аналогичных пород Печенгского рудного поля слабой дифференциацией, высокой однородностью минерального состава и структуры [11]. Они характеризуются минимальной сульфидной минерализацией, которая установлена поисковыми (Колесникова и др., Сотникова и др.) и детальными поисково-оценочными работами на медь и никель (Иванченко и др.), проведенными МГРЭ и ЦКЭ соответственно в 70-80-е и 90-е годы прошлого века. В 2 км к северо-востоку от ж.-д. станции Печенга выявлено проявление мелкозернистых метагаббро «Нясюкка» (Жиров, Хмелинский) [3].

Восточное и Западное дайковые тела располагаются в окрестностях ж.-д. станции Печенга. Протяженность этих образований 3-5 км, мощность 100-150 м. Они сложены габбро и пироксенитами. Полевые исследования трещиноватости габбро и пироксенитов, осуществленные в 90-х годах Отделом технологии строительных материалов (ОТСМ) Института химии КНЦ РАН показали, что теоретический выход блоков более 1 м³ из горной массы составляет 10-44 (среднее 23 об. %) и 9-35 (среднее 18 об. %) (Бибиков, Лашук и др.) [3, 9]. В пределах этих геологических тел выделены участки с минимальной трещиноватостью. Выявленные проявления «Кирикован-I» и «Кирикован-II» рекомендованы МГРЭ для детальной разведки на облицовочный камень (ОК).

В конце 90-х годов проявление пироксенитов «Кирикован-II» (Западная дайка), обладающее наиболее благоприятными горно-техническими условиями и располагающееся вблизи автодороги, детально разведано горно-разведочной службой (ГРС) комбината «Печенганикель» для обеспечения сырьём своего камнеобрабатывающего предприятия (Орлов и др.). За период пятнадцатилетней эксплуатации месторождения (1988-2003) в промышленном карьере добыто более 25 тыс. м³ товарных блоков I-IV групп. При этом средний выход блоков более 1 м³ составил 12.4% [6]. В последние годы выход блоков более 1 м³ резко упал до 3-5% из горной массы, а карьер законсервирован.

В настоящее время, в пределах Восточной дайки ООО «Бурводгеология» (Глушников и др.) разведывается новое месторождение облицовочного и строительного камня (СК) «Кирикован-I». ООО Мурманский региональный центр «Арктикообустройства» проходит опытно-промышленную добычу ОК и СК в специализированных карьерах «Северный» и «Южный» (Хмель и др.).

Цель настоящей работы – провести комплексную оценку габбро проявления «Кирикован-I» как нового вида тёмноцветного природнокаменного сырья, предназначенного для производства облицовочных изделий, декоративного и строительного щебня.

В методическом плане учтены «Требования к подсчёту запасов месторождений облицовочного и строительного камня. М.: ВИЭСМ, 1984», нормативные требования, предъявляемые к качеству природнокаменных материалов (ГОСТ 7392, 8267, 9479 и 22856). Особое внимание уделено заводским технологическим испытаниям товарных блоков облицовочного камня, изучению морозостойкости щебня методами замораживания – оттаивания и насыщения в растворе сернокислого натрия – высушивания на максимальную марку «F400». Технологические испытания щебня проведены в ОТСМ Института химии КНЦ РАН, а обрабатываемость товарных блоков габбро изучалась в заводских условиях камнеобрабатывающего цеха ООО «Гранит» (г. Апатиты).

Изученные декоративные разновидности габбро месторождения «Кирикован-I» и вмещающих их гранитов представлены на рис. 1.

В соответствии с классификацией, габбро «Кирикован-I» по декоративности отнесён ко второму-первому классу, то есть признан декоративным – высоко декоративным. По цветовым характеристикам

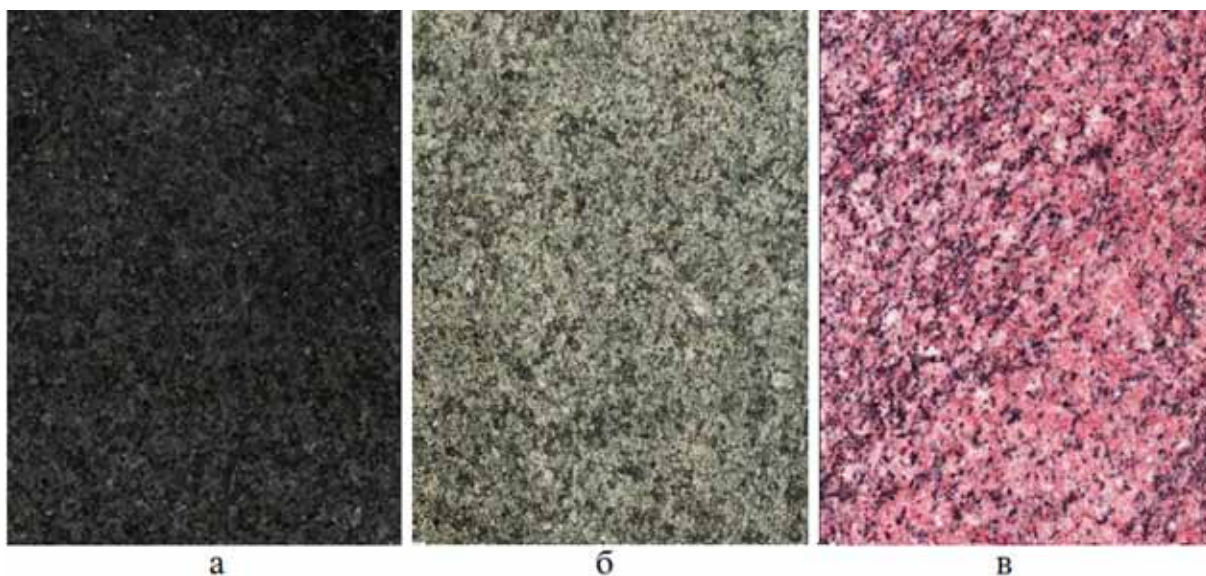


Рис. 1. Черное габбро «Кирикован-1» с полированной (а), шлифованной (б) поверхностью плит и красные граниты (в) с полированной поверхностью, вмещающие это месторождение.

они близки к кирикованским пироксенитам «Кирикован-II» и пильгуйярвинским перидотитам, у которых цветовой тон $\lambda = 513-551$ нм, насыщенность цвета и светлота 3-4%, блеск 130-190 ед. по блескомеру НИИКС-М [3, 7]. Содержание сульфидных минералов по результатам химических анализов (SO_3) составляет 0.16-0.31 мас.%. Эти значения не превышают нормируемый показатель (1.0 мас.%), установленный для строительного щебня (ГОСТ 8267).

Минералого-петрографические исследования технологических проб показали, что по минеральному составу – это оливиновое, амфиболизированное меланогаббро, содержащее 20-38 об.% клинопироксена, 16-37 об.% плагиоклаза, 12-18 об.% амфиболов, 3-14 об.% ортопироксена, 3-13 об.% оливина, 4-5 об.% серпентина, 0-9 об.% хлорита, 2 об.% биотита и 1-2 об.% рудных минералов. Структура горных пород мелкозернистая (средний размер минеральных зёрен – 0.3-0.4 мм), текстура – массивная. Габбро карьера «Южный» характеризуется повышенным содержанием плагиоклаза до 37.4 об.% и амфибола (тонкокристаллического актинолита) до 18.0 мас.%, хлорита до 9.3 мас.% и рудного минерала до 1.8 мас.%. Амфиболизация и хлоритизация обуславливают существенное понижение среднего размера минеральных зёрен до 0.30 мм. Чёрная окраска горной породы определяется наличием тонкодисперсных частиц магнетита, которые вследствие мартитизации биотита выполняют микротрещины тёмноцветных минералов и как бы пропитывают плагиоклазы.

Габбро «Кирикован-1», предназначенное для производства щебня, весьма однородные, истинная плотность которых составляет 3.27-3.29 г/см³, средняя плотность – 3250-3260 кг/м³, пористость – 0.38-0.94 %, водопоглощение – 0.02-0.03 мас.%. Оно характеризуется высокими прочностными, упругими свойствами: прочность при сжатии в сухом состоянии 185-237 МПа, модуль упругости 123.5-129.1 ГПа и модуль сдвига 45.8-48.1 ГПа. В целом, минимальная измененность минералов вторичными процессами, мелко-среднезернистая, однородная и массивная структура, высокие значения прочностных и упругих характеристик, хорошая коррозионная стойкость (морозостойкость, солестойкость) свидетельствуют о перспективности использования оливинового габбро в качестве сырья для производства строительного щебня.

Технологические испытания щебня показали, что при измельчении горной породы наблюдается закономерное изменение значений показателей его физико-механических и физико-химических свойств. Увеличивается средняя плотность щебня для фракций 5-10, 10-20 и 20-40 мм – 3090, 3190 и 3260 кг/м³, насыпная плотность – 1480, 1530 и 1630 кг/м³, уменьшается пористость – 6.22, 3.33 и 1.36%, водопоглощение – 2.1, 1.3 и 0.3 мас.%, потери массы при распаде – 1.2, 0.8 и 0.4 мас.%.

В щебне объединенной фракции 5-40 мм среднее содержание зерен лещадной формы и зерен слабых пород составляет 22.4 мас.% (3 группа щебня) и 1.1 мас.% (норма не более 5%), водопоглощение 0.8 мас.%, Потери массы щебня после испытаний на дробимость в цилиндре и после испытаний на истираемость в полочном барабане составляют 5.8 и 10.6 мас.%, которые оцениваются маркой по дробимости «1400» и маркой по истираемости «И1». Щебень содержит в среднем 0.2 мас.% пылевидных частиц (норма не более

1 мас. %) и 0.25 мас. % триоксида серы (норма не более 1 мас. %), 5.4 ммоль/л – реакционная способность (нормативные значения не более 50 ммоль/л). Сопротивление удару щебня фракции 20-40 мм на копре ПМ в среднем составляет 207 условных единиц (марка прочности «У-75»). Удельная электрическая проводимость выпаренного раствора, получаемого при перемешивании размельченного щебня с дистиллированной водой, в среднем составляет 0.06 См/м, что значительно ниже нормативного значения 0.32 См/м.

Экспериментальные исследования морозостойкости фракций на максимальную марку «F400» различными методами выявили отличие динамики процессов разрушения щебня при воздействии факторов попеременного замораживания-оттаивания и насыщения в растворе сернокислого натрия-высушивания (солестойкость) (рис. 2).

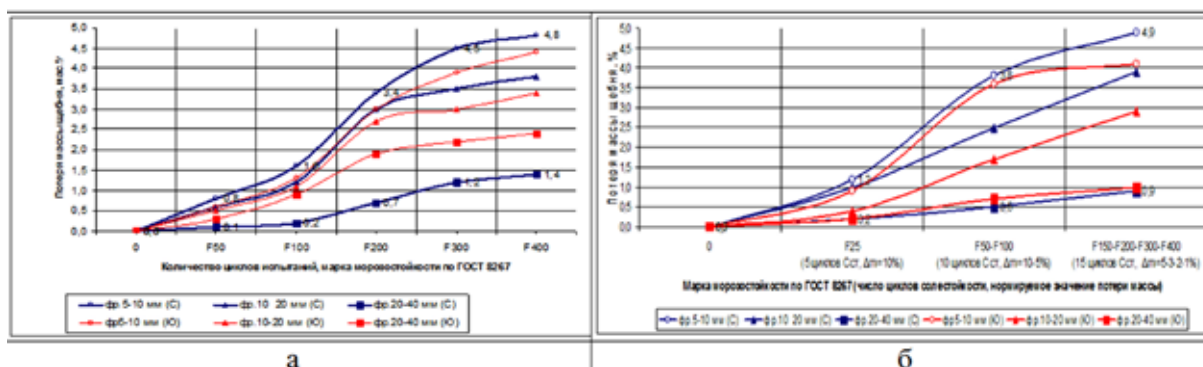


Рис. 2. Динамика потери массы щебня карьера «Северный» (синий цвет) и карьера «Южный» (красный цвет) при следующих испытаниях: а – попеременном замораживании-оттаивании в воде до 400 циклов, б – попеременном насыщении в растворе сернокислого натрия – высушивании (солестойкость) до 15 циклов.

Установлено, что при испытаниях на солестойкость (ускоренный метод испытаний на морозостойкость) имеет место повышенное разрушение щебня мелкой (5-10 мм) и средней (10-20 мм) фракций при пористости, превышающей 2 % и продолжительности испытаний, превышающих 10 циклов. В этих условиях после 15 циклов испытаний потери массы этих фракций составили 3-5 мас. %, что оценивается марками «F150-F200». Ранее проведенные исследования подтверждают факт разрушения выветрелых плотных горных пород с пористостью более 2 % при испытаниях на солестойкость [4, 5, 10]. То есть, испытания на солестойкость целесообразно проводить для выявления участков выветрелых плотных горных пород.

При испытаниях на морозостойкость (замораживание – оттаивание) потеря массы щебня фракций 5-10, 10-20 и 20-40 мм после 400 циклов не превышает нормативное значение 5 мас. % и оценивается маркой «F400». Данная оценка соответствует требованиям ГОСТ 8267, в котором говорится, что «при несопадении марок, определенных разными методами, морозостойкость оценивают по результатам испытания замораживанием-оттаиванием».

Таким образом, проведенные исследования показали, что мелкозернистое оливиновое меланогаббро Няссюкского дайкового комплекса признано высококачественным сырьем для производства облицовочных изделий, декоративного щебня, щебня для строительных работ и балластного слоя железнодорожного пути.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Виноградов А.Н. Граниты северо-западной части Кольского п-ова – перспективное сырьё для получения блочных облицовочных материалов // Облицовочный камень Карело-Кольского региона. Л.: Наука, 1983. С. 30-34.
2. Пожиленко В.И., Гавриленко Б.В., Жиров Д.В. и др. Геология рудных районов Мурманской обл. Апатиты: Изд-во КНЦ РАН, 2002. 359 с.
3. Жиров Д.В., Лащук В.В. Облицовочный камень Мурманской области (справочно-методическое пособие). Апатиты: Изд-во МУФ «Полиграф», 1998. 109 с.
4. Исаханян А.Г. Зависимость долговечности мраморов от их пористой структуры // Сб. науч. работ аспирантов и соиск. НИИКС. 1976. Вып. 11. С. 22-25.
5. Лащук В.В. Долговечность облицовочного камня Кольского п-ова. Апатиты: Изд-во КНЦ РАН, 1996. 138 с.
6. Лащук В.В., Жиров Д.В., Жабин С.В. Анализ состояния и перспектив использования отходов индустрии облицовочного камня Мурманской обл. для производства строительных материалов. Апатиты: Изд-во КНЦ РАН, 2004. 27 с. (Рукопись деп. в ВИНТИ № 1236-B2004).

7. Лашук В.В., Усачёва Т.Т., Решетова З.И. Декоративность облицовочного камня основных месторождений Кольского п-ова // Строительные и технические материалы из сырья Мурманской области. Апатиты: Изд-во КФ АН СССР, 1983. С. 97-104.
8. Магматические формации докембрия северо-восточной части Балтийского щита / Батиева И.Д., Бельков И.В., Ветрин В.Р. и др. Л.: Наука, 1985. 176 с.
9. Мультимедийный справочник по минерально-сырьевым ресурсам и горно-промышленному комплексу Мурманской области: цифрованный информационный ресурс на двух CD (ред. Ф.П. Митрофанов, А.В. Лебедев; Отв. исп. Д.В. Жиров). Апатиты: ГИ КНЦ РАН, 2001. Ч. 1: Геология и минерально-сырьевые ресурсы - 460 мб.
10. Облицовочные камни Советского Союза. (каталог) (ред. З.А. Ацагорцян). Ереван: Айастан, 1983. 96 с.
11. Федотов Ж.А., Бакушкин Е.М., Федотова М.Т. Основной и ультраосновной магматизм северного обрамления Печенгского синклинория // Петрология, минералогия и геология. Апатиты: Изд-во КФ АН СССР, 1974. С. 3-8.

ЗОЛОТОРУДНЫЙ ПОТЕНЦИАЛ И ПЕРСПЕКТИВЫ РАЗВИТИЯ ЗОЛОТОРУДНОЙ ОТРАСЛИ ХАБАРОВСКОГО КРАЯ

Нигаи Е.В.

ИГД ДВО РАН, Хабаровск, nigay@igd.khv.ru

Горная промышленность Хабаровского края производит свыше 17% внутреннего валового продукта края и по значимости занимает наряду с энергетикой одно из первых мест. В крае ведется добыча углей, золота, серебра, платины, олова и меди (периодически), нерудных строительных материалов.

Важная роль принадлежит золотодобыче, в которой роль рудного золота в последние годы резко возросла. Добыча рудного золота в 2011 г. составила 9.8 т, россыпного – 3.6 т, общая золотодобыча – 13.4 т и по сравнению с 2010 г. снизилась на 11.4% [1]. (Примечание: по данным Н.М. Ищука, общая золотодобыча за 2012 г. составила около 16 т, в том числе рудная – свыше 12 т). Пик золотодобычи в 2004 г. в количестве 21 т был связан с вводом на полную мощность рудников ЗАО «Многовершинного» (6.0 т), двух рудных карьеров на Хакандже (2.4 т) и одновременной разработкой Тас-Юряхского, Рябинового и Юбилейного месторождений (6.4 т), а также интенсивной разработкой россыпных месторождений (6.2 т). Ввод в эксплуатацию новых крупных объектов на полную мощность сопровождается высокой производительностью рудников, обычно за счет отработки наиболее качественных участков с высокими содержаниями золота.

В Хабаровском крае по состоянию на сентябрь 2012 г. работает 19 золотодобывающих предприятий (для сравнения: в Амурской области насчитывается более 100 предприятий). Рудные месторождения разрабатывают всего 7, из них 5 предприятий относятся к числу наиболее крупных, добывающих и производящих более 1 т золота в год. Это ЗАО «Многовершинное» (4-6 т); ОАО «Охотская ГТК» (2.5-4 т); ЗАО «А/с «Амур» (2-3 т); ОАО «Дальресурсы» (1.1-1.4 т); ООО «Ресурсы Албазино» (более 1 т, по плану добыча и выпуск золота возрастут до 5-6 т). Необходимо отметить, что такие крупные золотодобывающие предприятия, как ЗАО «Многовершинное» и ЗАО «А/с «Амур», помимо рудных объектов, разрабатывают и россыпные месторождения. В золотодобыче края доля россыпного золота плавно уменьшилась за текущий период на 24% (в 2007 г. – 4.7 т; 2011 – 3.6 т).

Нами составлен сводный кадастр всех учтенных золоторудных месторождений Хабаровского края. В нем отражены основные данные по промышленным типам руд, средним содержаниям золота и серебра, запасам и прогнозным ресурсам золоторудных месторождений Хабаровского края по состоянию на 1.01.2012 г. Таблица составлена на основе анализа и обобщения материалов предшествующих работ, учитывались данные по погашению запасов в связи с золотодобычей в предшествующий период. Учтено 58 объектов, подсчитаны суммарные запасы категорий C_1 и C_2 и суммарные прогнозные ресурсы категорий P_1 и P_2 рудного золота Хабаровского края на 1.01.2012 г.

За период с 1904 по 2011 г. в Хабаровском крае по нашим подсчетам было добыто 214.9 т учтенного золота. По состоянию на 1.01.2012 г. запасы рудного золота составили 315.8 т, прогнозные ресурсы – 389.6 т (P_1+P_2). При их подтверждении и стабильной рудной золотодобыче 10 т в год с учетом коэффициента сквозного извлечения 0.75 обеспеченность запасами составит 23 года, ресурсами – 29 лет. По нашему прогнозу, рудная золотодобыча может увеличиться до 15 т в год – в связи с вводом в 2013 г. Амурско-

го гидрометаллургического комбината, мощностью 10 т золота в год. В этом случае обеспеченность запасами составит 15 лет, прогнозными ресурсами – 19, отсюда следует вывод о необходимости наращивания запасов и ресурсов высоких категорий за счет доизучения перспективных рудопроявлений и мелких месторождений, которых в крае насчитывается свыше 55.

На данное время в Хабаровском крае *разрабатываются* следующие месторождения: Многовершинное, Хаканджинское, Юрьевское, Авляякан, Албазино, Белая Гора, Тукчи, Красивое. *В состоянии разведки* находятся 11 объектов (Кутыньское, Агние-Афанасьевское, Делькен и др.). Недоразведано более 20 объектов, 13 из них имеют ранг перспективных рудопроявлений (Иорикское, Нёт и др.). *Отработано*, в том числе частично, 17 объектов, большая часть из них относится к категории мелких месторождений, запасы и ресурсы на этих объектах считаются практически исчерпанными, однако практика освоения показывает, что эти месторождения необходимо доразведывать, применять глубокое бурение на перспективных участках.

Наиболее широко распространенный промышленный тип руд на большинстве месторождений рудного золота края – это *золото-кварцевый малосульфидный*, на втором месте – *золото-серебряный* (вместе с золото-серебросодержащими объектами) – свыше 11 месторождений (Хаканджинское, Белая Гора, Авляякан, Дурминское и др.).

Золото-сульфидно-кварцевый и золото-сульфидный типы (Нони, Буровое и др.) распространены менее широко, объектов с таким промышленным типом руд насчитывается среди учтенных нами месторождений не более 5.

В Нонинском месторождении золото-сульфидный тип руд является основным промышленным типом, в нем заключено более 90 % запасов [2]. Оруденение такого типа представлено на месторождении сложными системами секущих крутопадающих жил, сложенных массивными и вкраплено-массивными кварц-карбонат-сульфидными рудами с содержаниями сульфидов 20-90 %. Содержание золота в таких рудах колеблется от 2 до 23 г/т. В 2008 г. лицензия на доразведку и разработку этого объекта принадлежала а/с «Север». В 2010 г. объект находился в состоянии развития проектных работ по разведке и добыче золота и серебра, экспертно-консультационное сопровождение работ осуществляло ООО «Золотая Лига» [3].

Золото-скарновый магнетит-гематитовый тип руд (золото-железистый) имеют 6 месторождений (Рябиновое, Скарновое, Василек, Тас-Юрях и др.), все относятся к категории мелких, с небольшими прогнозными ресурсами, большая часть из них отработана, однако перспективы прироста запасов на них не исключены (по низким разведочным кондициям). Рудные тела представлены в виде минерализованных зон дробления и залежей (Скарновая залежь, Улаханская залежь).

Золото-сурьмяный тип руд представлен золото-кварц-антимонитовыми жилами и прожилками на месторождении Дяппе, с запасами 2.0 т и прогнозными ресурсами 14.2 т (P_1) и 20.0 т (P_2) [2]. Ранее оно частично обрабатывалось, затем доразведывалось в 1987-89 гг. силами Нижнеамурской экспедиции и переоценивалось. Отмечалось высокое содержание золота в зоне окисленных руд (до глубины 10-12 м, редко до 20 м): от 200-300 г/т до 3-4 кг/т. (Такие высокие содержания были также характерны для известного золоторудного месторождения Золотая Гора, где зона интенсивного окисления протягивается до глубины 25-40 м). В первичных рудах содержание золота резко снижалось до 5-6 г/т. Наиболее продуктивными являются кварцевые жилы, вмещающие пиритизированные брекчии черных сланцев, иногда они сложены обломками изверженных пород, сцементированных серым кварцем и, изредка, кальцитом (Суматов, 1940).

Золото-кварцевые с киноварью руды распространены на двух перспективных рудопроявлениях – Иорикском и Ситогинском. Содержания золота в Иорикском месторождении колеблются в широких пределах: от 0.1 до 23,4 г/т [2]. Иорик является западным флангом Афанасьевского месторождения ртути (Кохановская, 1953; Пономарева, 1958 и др.). Золотое оруденение связывается с брекчированными и раздробленными обломками вулканогенно-осадочных пород, подвергнутых гидротермально-метасоматическим изменениям (процессам аргиллизации, окварцевания, сульфидизации и пиритизации). Киноварь в цементе брекчированных пород наблюдается в виде вкрапленников, гнезд и прожилков. Максимальное содержание ртути отмечено в рудной зоне № 3 – до 1.5 %. Киноварная минерализация сопровождается пиритом, арсенопиритом, и реже – молибденитом и золотом. Золото чаще всего наблюдается в делювии поисковых канав, стенки которых пронизаны густой сетью кварцевых жил и прожилков, с максимальным содержанием 23.4 г/т. Скважиной № 1 вскрыты золотоносные вторичные кварциты на глубине 160 м, содержание золота установлено в 3.4 г/т на мощность 3 м (Камышев, Бабанина, 1962). Иорикское рудопроявление требует доизучения, разведки и оценки.

В Хабаровском крае возможно выявление *золото-полиметаллического* геолого-промышленного типа руд на Чаятынском месторождении полиметаллов, отдельные рудные тела которого содержат золото в количестве до 1.5 г/т [2], а также (что менее вероятно) на золоторудном месторождении Перевальном, в рудах которых, помимо золота и серебра, выявлены свинец, цинк и медь [3].

Разрабатываемые золоторудные месторождения Хабаровского края характеризуются весьма широким диапазоном средних содержаний золота по объектам: низкими (Белая Гора – 1.7-3.4 г/т; Албазинское – 4.3 г/т), рядовыми (Хаканджа – 6-7 г/т), повышенными (Многовершинное – 10-12 г/т) и высокими (Юрьевское – 14.7 г/т, Скарновое – 16.2 г/т, Авляякан – 17 г/т, Тас-Юрях – 20 г/т). Подготавливаемое к разработке Перевальное золоторудное месторождение (открыто 2007 г.) имеет повышенное среднее содержание по месторождению – 14 г/т. Очень высокими содержаниями золота характеризовались Улаханское и Крутое (84 и 63 г/т).

Извлекаемость золота из руд в большинстве случаев составляет 91.0-97% (исключение – руды месторождения Албазино, где для извлечения золота будет применяться метод автоклавного окисления).

Разрабатываемое с 2010 г. месторождение Албазино (р-н им. Полины Осипенко) имеет подтвержденные запасы 64 т, прогнозные ресурсы – свыше 100 т. Завершено строительство ГОКа на месторождении мощностью 1.5 млн. т переработки руды с производством 100 тыс. т золотосодержащего концентрата в год, работающего с 2010 г. в пуско-наладочном режиме. В первый год на руднике этого объекта было добыто и переработано 278 тыс. т руды. В 2011 г. было переработано 620 тыс. т руды с содержанием 4.3 г/т. Полученный концентрат весом 43.1 тыс. т, содержащий 1006 кг золота, был реализован в КНР [1]. Первая плавка золота из Албазинского объекта на Амурском гидрометаллургическом комбинате (АГМК) была запланирована на 2012 г. На новом АГМК впервые будет применено извлечение золота из упорных руд методом автоклавного выщелачивания. В перспективе на АГМК будут доставляться золотосодержащие концентраты из упорных руд Майского месторождения. Проектная мощность АГМК – 12 т золота в год [1].

Реализован проект по разработке золоторудного месторождения Белая Гора в Николаевском районе ООО «Белая Гора», дочерней компанией международного холдинга «Хайленд Голд Майнинг», в который входит и ЗАО «Многовершинное». Добытая руда в 2011 г. поступала в переработку на горно-обогатительный комбинат Многовершинного месторождения. В 2012 г. на Белой Горе планируется строительство нового золотодобывающего комбината мощностью 1.5 млн. т руды и выпуском до 3-3.5 т золота в год [1].

В 2010 г. началось освоение месторождения Авляякан в Аяно-Майском р-не (ОАО «Полиметалл») с параллельной разведкой и доведением разведанных запасов золота до 100 т. Часть руды вначале будет перевозиться на переработку на Хаканджинский ГОК (!). В перспективе здесь планируется построить свой горно-обогатительный комбинат и ЗИФ производительностью 2 т золота в год.

К 2015 г. запланировано строительство рудника на *Кутынском* золоторудном месторождении в (ОАО «Полиметалл»), с предварительно разведанными запасами в 38 т. Ввод его в эксплуатацию положительно скажется на экономике района и занятости населения. В крае за последние 2-3 года были введены в эксплуатацию новые объекты золотодобычи, включенные в программу социально-экономического развития на период до 2015 г. [4].

В 2010 г. ОАО «Полиметалл» приобрело месторождение *Светлое* в Охотском районе с балансовыми запасами 44.4 т. Разведку осуществляло ООО «ПД Рус». Одним из вариантов использования рудных запасов этого объекта является увеличение сырьевой базы для действующего Хаканджинского горнодобывающего комплекса. С учетом даже подземных запасов на Хаканджинском и Юрьевском месторождениях, комбинат обеспечен работой на 3 года. Экономическая целесообразность перевозки обогащенной руды с месторождения Светлое на Хаканджинский ГОК будет зависеть от рыночной конъюнктуры [3].

ЗАО «Артель старателей "Амур"» входит в ОАО «Группа Альянс». Предприятие разделено на две структуры. Основные золотые активы остались в ООО «Амур-золото», а «А/с "Амур"» продолжит добычу платины на месторождении Кондёр. Запасы золота на объектах Тукчи и Красивое практически исчерпаны. Ведутся геологоразведочные работы на объекте *Перевальный*, характеризующемся повышенными средними содержаниями золота (14-15 г/т). Это среднее по прогнозным ресурсам месторождение золота. Учитывая неясность прогнозов, в план освоения на период до 2015 г. объект не включен [3].

Для золотодобывающих предприятий Хабаровского края характерен очень низкий уровень прироста погашаемых запасов и слабый прирост прогнозных ресурсов по P_1 . Однако в целом для края, при общей планируемой годовой добыче 14-15 т, обеспеченность рудным золотом запасами – 15 лет, прогнозными ресурсами при их подтверждении – 19 лет (с учетом коэффициента сквозного извлечения золота 0.75).

Рудную золотодобычу в крае должна увеличить разработка более крупных объектов – Светлого, Кутынского, Перевального (помимо разработки Албазино, Белой Горы, Многовершинного, Хаканджи, Юрьевского и др.). Доразведка ряда месторождений только в Нижнем Приамурье (в Пильдо-Лимурийском районе и др.) позволит увеличить золоторудный потенциал в 1.5-2 раза. Прирост прогнозных ресурсов высоких категорий отмечается низкий, прирост погашаемых запасов – весьма низкий.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Ежегодный доклад Союза золотопромышленников «Золото-2011» // Золото и технологии. 2012. № 2. С. 6-28.
2. Металлогения Дальнего Востока России. Хабаровск: Изд-во ДВИМСа, 2000. 218 с.
3. www.eruda.ru.
4. www.khabkrai.ru.

ЗОЛОТОРУДНЫЙ ПОТЕНЦИАЛ АМУРСКОЙ ОБЛАСТИ И ПЕРСПЕКТИВЫ РАЗВИТИЯ ЗОЛОТОРУДНОЙ ОТРАСЛИ

Нигаи Е.В.

ИГД ДВО РАН, Хабаровск, nigay@igd.khv.ru

Минерально-сырьевая база золотодобывающей промышленности Амурской области сформирована как рудными, так и россыпными месторождениями золота, а также перспективными рудопрооявлениями, техногенными образованиями и отдельными малоизученными золотоносными корами выветривания.

До 1999 г. добыча золота в Амурской области велась в основном из россыпей. В 2010 г. насчитывалось 615 россыпей, из которых 3.5% составляют уникальные и крупные, остальные средние и мелкие. В настоящее время количество россыпных объектов в сумме с перспективными россыпепроявлениями составляет свыше 3000 [1]. Однако в последние годы условия отработки и качество золотороссыпных месторождений резко ухудшились, в связи с чем золотодобыча в конце 90-х гг. снизилась до 9.5 т.

Разработка в 2000-е годы Покровского золоторудного месторождения позволила нарастить золотодобычу до 14.5-15.0 т. Интенсивная разработка рудных месторождений в Амурской области позволила резко увеличить золотодобычу в период 2007-2011 гг. В 2007 г. был запущен рудник на Березитовом золото-полиметаллическом месторождении мощностью 3.0 т золота в год. Производство золота из руд впервые превысило его добычу из россыпей (на 0.1 т). В последующие годы ОАО «Покровский рудник» приобрело лицензию на разработку крупных месторождений: Пионерского, Албынского и Маломырского. В 2008 г. началась разработка Пионерского месторождения, 2010 г. – начало добычи и производства золота из Маломырского месторождения, 2011 г. – разработка Албынского месторождения. Уровень добычи и производства рудного золота резко повысился до 22 т, а по сравнению с россыпным золотом в 7 т стал больше в 3.1 раза (табл. 1). В 2011 г. добыча и производство золота в Амурской области впервые составили 29.1 т. [3] и Амурская область по золотодобыче вышла на первое место в Дальневосточном регионе (по России второе место, после Красноярского края).

Ввод 4-й очереди рудника на Пионерском руднике и переработка 6.6 млн. т руды по плану должны увеличить выпуск золота до 11-12 т (2012). На Албынском объекте добыча руды должна достигнуть 1.8 млн. т, а выпуск золота – 3.6 т. В итоге золотодобыча в Амурской области за 2012 г. в связи с вводом новых мощностей должна составить свыше 30 т, поэтому вполне вероятно, что Амурская область сохранит лидерство в ДВР.

Добыча рудного золота за период 2008-2012 гг. из месторождений Покровского, Пионерского и Албынского представлена в таблице.

Таблица 1. Динамика добычи рудного золота из золоторудных месторождений ОАО «Покровский рудник», в т [2].

Месторождение	2008	2009	2010	2011	2012 (план)
Покровское	10	6.5 (?)	4.5	2.8	2.2
Пионерское	2.2	3.5 (?)	7.15	11.17	12
Албынское	–	–	–	0.034	4

В связи с постепенным истощением запасов на Покровском месторождении добыча золота здесь по плану будет сокращена до 2.0-2.5 т, а в 2015-16 гг. здесь планируется прекращение золотодобычи. Компания «Петропавловск» в дальнейшем будет вести добычу и производство золота из Пионерского, Албынского, Маломирского и некоторых других объектов. Балансовые запасы их в пределах лицензионных площадей должны увеличиться за счет доразведки.

Разрабатываемый Маломирский объект и подготавливаемый к промышленному освоению Бамский принадлежат ЗАО «ЗДК "Полюс Золото"» и ОАО «Покровский рудник» (по данным интернет-сайтов). «ЗДК «Полюс Золото» разрабатывает в Красноярском крае Олимпиадинское, Благодатное и Титимухтинское месторождения. Его золотодобыча в 2011 г. составила 32 т 242 кг [3]. Еще в 2005 г. этот крупнейший производитель золота России заблаговременно приобрел 2 лицензии: на геологическое изучение и разработку Бамского золоторудного месторождения, с запасами 13.2 т золота по C_1+C_2 и прогнозными ресурсами 73.0 т по P_1 , а также на геологическое изучение, разведку и добычу золота на Апсаканской перспективной площади (с прогнозными ресурсами: $P_1 - 7.3$ т; $P_2 - 3$ т, $P_3 - 158$ т), непосредственно примыкающей к площади Бамского месторождения.

Нами учтено всего 29 золоторудных месторождений: на 17 золотодобыча производилась в разные годы, 6 объектов в данный период эксплуатируются и 6 перспективных объектов пока не разрабатываются (Буриндинское, Ледяное, Колчеданный Утес, Скалистое, Боргуликан, Кварцитовое). Нами также подсчитано, что за период с 1890 по 2011 гг. в Амурской области было добыто свыше 144.7 т учтенного рудного золота. Всего же за период с 1867 по 2011 гг. было добыто 951.6 т учтенного золота – россыпного и рудного. Добыча россыпного при этом составила 807 т (рассчитано по данным [3, 4, 6]). Неучтенная добыча золота за эти годы составила, по всей вероятности, не менее 50 т. Исходя из этого предположения, сумма всего добытого золота Амурской области превышает 1000 т.

Нами подсчитаны суммарные запасы и прогнозные ресурсы рудного золота Амурской области, которые и составляют основу МСБ рудного золота области. По состоянию на 1.01.2012 г. в Амурской области числятся:

- 341.0 т запасов ($C_1 + C_2$) и
- 1246.4 т прогнозных ресурсов (P_1+P_2).

Общая обеспеченность запасами предприятий, занимающихся разработкой золоторудных месторождений, оценивается в 10-12 лет. При очень резком увеличении золотодобычи (в 2 раза и более), за счет ежегодного ввода в эксплуатацию новых месторождений (Бамского, Буриндинского, Унгличканского, Колчеданного Утеса, Токура и др.) без дополнительной детальной разведки запасов едва ли хватит на ближайшие 5-6 лет. Поэтому существует необходимость детальных геологоразведочных работ на перспективных участках прогнозируемых месторождений для прироста запасов на лицензионных площадях и прогнозных ресурсов высокой категории.

Для сравнения с россыпным потенциалом золота области можно привести данные А.В. Волкова [1]. Прогнозные ресурсы россыпного золота категории P_1 по состоянию на 2006 г. оценивались в 100 т, а разведанные запасы – в 130 т, что позволяло оптимистически оценивать обеспеченность запасами и ресурсами россыпного золота для средних и мелких золотодобывающих предприятий (их насчитывается по области свыше 100) при годовой добыче в 6-7 т, с учетом потерь, на 20-25 лет. Однако прослеживается ежегодное уменьшение прироста запасов россыпного золота. С 1990 по 2005 гг. ежегодный прирост сократился в 4.5 раза и в 2005 г. составил всего 4523 кг (46 % погашенных запасов), в том числе от ГРП – всего 761 кг. Для достижения же высокой рентабельности действующих горнодобывающих предприятий необходимо опережение прироста запасов по сравнению с их погашением как минимум в 2 раза.

Наиболее широко распространенный тип руд на большинстве месторождений рудного золота – это золото-кварцевый малосульфидный (сульфидов менее 5 %), на втором месте – золото-кварц-сульфидный (с умеренным содержанием сульфидов – 5-20 %), представленный кварцево-жильными рудными телами. Золото-сульфидно-кварцевый (20-50 % сульфидов) и золото-сульфидный (свыше 50 % сульфидов) типы руд распространены не столь широко (Золотая Гора, Ледяное, Колчеданный Утес и некоторые др.).

Золоторудные с серебром месторождения (отношение золота к серебру в них обычно не превышает 1:1 – 1:3, а золото-серебряными месторождениями принято называть те, в которых отношение серебра к золоту 20:1). Таких объектов 7, они составляют одну четвертую часть от всех учтенных нами месторождений (Покровское, Пионерское, Бамское, Буриндинское и др.).

Золото-сурьмяные руды добывались на Ленинском месторождении (велась добыча в основном сурьмы), золото-висмутсодержащие руды – на Кировском, золото-шеелитовые – на Харгинском и Унгличканском месторождениях.

Помимо перечисленных типов промышленных руд необходимо упомянуть Березитовое золото-полиметаллическое месторождение, с подсчитанными запасами серебра, цинка и свинца и Боргуликанское золотосодержащее медно-молибденовое месторождение, которое ранее не осваивалось.

Таким образом, из золоторудных комплексных месторождений Амурской области попутно может вестись добыча следующих полезных ископаемых: *серебра, меди, молибдена, сурьмы, висмута, цинка, свинца, вольфрама, серы* и некоторых др. полезных компонентов.

Разрабатываемые и подготавливаемые к промышленной разработке золоторудные месторождения имеют рядовые и относительно низкие содержания золота (и серебра). При этом рядовые, но по сравнению с другими объектами относительно повышенные содержания характерны для месторождений: Бамское, Буриндинское и Покровское (7.5-8.4 г/т), а Пионерское, Албынское и Маломырское характеризуются относительно низкими средними содержаниями (2.4-3.5 г/т). Из перспективных объектов будущего освоения наиболее высокими средними содержаниями золота руд обладают Унгличиканское золото-вольфрамовое (6.5-18 г/т), Ледяное золото-кварц-сульфидное (11.7-30.0 г/т) и Токурское золото-кварцевое (7-14 г/т).

В целом отмечается достаточно распространенная обратно пропорциональная зависимость между количеством запасов и качеством руд: чем интенсивнее развито оруденение и чем выше средние содержания золота, тем меньше, как правило, запасы таких месторождений (т.е. мелкие объекты часто характеризуются высокими промышленными содержаниями золота). И наоборот: имеются значительные запасы и прогнозные ресурсы на крупных месторождениях (Боргуликан, Маломыр), но преобладают на таких объектах низкие содержания золота (0.4-2.4 г/т).

Процент извлечения золота из неупорных руд золото-кварцевых и золото-серебряных малосульфидных месторождений относительно высокий и по различным данным равен 92-95% (на Покровском – 95-97% [5]).

Из обрабатываемых в настоящее время золоторудных объектов *наиболее высокой обеспеченностью запасами* характеризуется Пионерское месторождение: по состоянию на 2008 г. числилось 111.4 т (C_2) балансовых запасов золота, остаток на январь 2012 – 89.9 т. Обеспеченность рудника оставшимися запасами при годовом выпуске 10 т – 7 лет, прогнозные ресурсы – 32 т (P_1) – прибавим 3 года. В итоге продолжительность существования Пионерского рудника на базе Пионерского месторождения равна 10 годам, при подтверждении разведанных запасов и ресурсов.

К числу объектов, имеющих балансовые запасы свыше 60 т, относится Маломырское месторождение. Годовая производительность Маломырского рудника в 2011 – 2.8 т; в текущем году должна достигнуть 3.7 т [3]. Рудное поле этого месторождения, в состав которого входит небольшое Кварцитовое месторождение (12.8 т по P_1), перспективно на наращивание запасов за счет прогнозных ресурсов в 146 т по P_1 [4]. С учетом значительных прогнозных ресурсов, при их подтверждении и запланированной золотодобыче 4-6 т в год обеспеченность запасами и ресурсами на этом руднике составит около 30 лет.

Подготавливаемое к промышленной разработке Бамское золоторудное месторождение имеет значительные перспективы прироста запасов. В 2000 г. на этом объекте производилась доразведка. Месторождение было опойсковано канавами через 40-50 м и оценено скважинами до глубины 300 м. В 2000 и 2001 гг. были получены первые 260 и 250 кг. Средние содержания золота по основным рудным телам месторождения 6.1-8.4 г/т (редко – до 15.0 г/т) и 20.0-24.8 г/т серебра. Содержание вольфрама 0.01-0.8%; меди – 0.02-3.0%. Извлекаемость золота 95.3%, серебра – 87.8% [5]. Данный объект имеет перспективу значительного увеличения прогнозных ресурсов и запасов за счет доизучения его западных и юго-восточных флангов, так как рудное поле его полностью не околонтурено. Сумма прогнозных ресурсов составляет по данным В.А. Степанова – 86 т; по данным А.В. Волкова – 100.7 т. При их подтверждении можно прогнозировать производительность рудника в 1.0-1.2 млн. т руды в год и золотодобычу 6-7 т в год. Обеспеченность запасами и ресурсами золота составит 8-10 лет.

Перспективное для открытой добычи Боргуликанское медно-молибденовое золотосодержащее месторождение является наиболее крупным по сумме прогнозных ресурсов категорий P_1 и P_2 (493 т), со средними содержаниями золота в промышленных рудах 0.7-1.1 г/т. Прогнозные ресурсы по P_1 равны 329 т [6].

Учитывая значительный ресурсный потенциал рудного золота, золотодобыча в Амурской области будет держаться в ближайшие годы на уровне 28-32 т. При этом дополнительно могут быть введены в эксплуатацию новые объекты – Буриндинское, Боргуликан, Прогнозное, Колчеданный Утес, Ледяное, Скалистое и др. объекты.

На данный период времени в Амурской области отмечаются весьма высокие темпы освоения золоторудных месторождений. С учетом коэффициента сквозного извлечения золота 0.75 обеспеченность рудным золотом Амурской области при добыче 25 т в год – 10 лет, прогнозными ресурсами – 37.

Обеспеченность запасами на ближайшие 5-7 лет удовлетворительная. Уровень прироста погашаемых запасов незначительный, что в ближайшем будущем отрицательно скажется на количественных показателях минерально-сырьевой базы золоторудной отрасли области.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Волков А.В. В Амурской области производство золота стремительно растет, несмотря на кризис // Золото и технологии. 2009. № 1(4). <http://www.miningexpo.ru/articles/398>.
2. www.eruda.ru
3. Ежегодный доклад Союза золотопромышленников «Золото-2011» // Золото и технологии. 2012. № 2. С. 6-28.
4. Металлогения Дальнего Востока России. Хабаровск: Изд-во ДВИМСа, 2000. 218 с.
5. Моисеенко В.Г., Эйриш Л.В. Золоторудные месторождения Востока России. Владивосток: Дальнаука, 1996. 352 с.
6. Степанов В.А., Мельников А.В. и др. Приамурская золоторудная провинция. Благовещенск: Амурский гос. ун-т, 2008. 232 с.
7. Эйриш Л.В. К перспективам выявления крупных золоторудных месторождений в складчатых комплексах и структурах активизации Приамурья и Приморья // Руды и металлы. 2010. № 2. С. 5-16.

МИНЕРАЛОГИЧЕСКИЕ И ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ПРИЗНАКИ ПЛАТИНОНОСНОСТИ СЕВЕРНОГО ФЛАНГА ТЫРНЫАУЗСКОГО W-Mo МЕСТОРОЖДЕНИЯ, КАБАРДИНО-БАЛКАРСКАЯ РЕСПУБЛИКА

Парада С.Г., Столяров В.В.

Институт аридных зон ЮНЦ РАН, Ростов-на-Дону, parada@ssc-ras.ru

Как показано в работах [3; 5] Северный Кавказ может представлять собой потенциально платиноносную минерагеническую провинцию, в пределах которой возможно выявление объектов платинометального оруденения, связанных прежде всего с телами основных и ультраосновных магматических пород. По одному из таких тел – Беденскому серпентинитовому массиву в Карачаево-Черкесской республике, химико-аналитическими и минералогическими методами получены положительные результаты и установлена платиноносность серпентинитов и продуктов их экзогенного разрушения [1, 3, 4].

Тырныаузское месторождение располагается в восточной части минерагенической зоны Передового хребта, где широко развиты малые интрузии ультрабазитов, которые, как и упомянутый выше Беденский массив, относятся к позднепалеозойскому (?) уллу-таллыккольскому гипербазитовому комплексу. В пределах северного фланга Тырныаузского рудного поля в 2010-2012 гг. силами ООО «Каббалкгеология» проводились поисковые работы на золото. Авторы принимали в них участие на основе хозяйственных договоров и в рамках Программ фундаментальных исследований Президиума РАН № 24 и 27. В ходе этих работ выявлены отдельные небольшие тела ультрабазитов вытянутой линзовидной формы, сложенные, в основном, серпентинитами [6]. Они вскрыты во многих канавах и расчистках, где представлены дайками, силлами и штоками, часто гидротермально измененными до лиственитов и кварц-карбонатных пород. В основном эти породы развиты севернее и восточнее золотоносной Зыгиркольской зоны, где сопровождаются интенсивными геохимическими аномалиями никеля, хрома и кобальта.

Анализ проб на Pd и Pt осуществлялся в лаборатории ООО «Stewart Geocemical and Assay» (Москва) пробирным методом с инструментальным окончанием на спектрографе с индуктивно связанной плазмой. Предел обнаружения каждого элемента составил 2 мг/т. Всего на Pd и Pt проанализированы 112 дубликатов бороздовых проб, отобранных ранее на золото из гидротермально измененных ультрабазитов. Результаты приведены в табл. 1.

Наиболее высокие содержания платины и палладия получены по канаве 18, где сумма этих элементов превысила 0.1 г/т, что является субпромышленной концентрацией. Таких проб оказалось 4. Учитывая, что для анализа пробы отбирались «через одну», можно говорить о платиноносном интервале не менее 7 м. Весь этот интервал представлен лиственитами с реликтами менее измененных серпентинитов темно-серого цвета. С юга и севера эта дайка контактирует с гидротермально измененными андезитами. Бороздовая проба, отобранная с зоны северного контакта дайки и захватывающая материал ультрабазита и ан-

дезита, показала отсутствие повышенных содержаний Pd и Pt. Таким образом, именно дайка серпентинитов является платиноносной по всей своей мощности.

В прозрачных шлифах под микроскопом слагающая дайку порода представляет собой кварц-карбонатную массу с реликтами тальк-серпентиновых агрегатов, включающих редкие зёрна пикотита.

По результатам изучения аншлифов в дайке ультрабазита из канавы 18 установлены самородная платина (рис. 1), пирит, хромит, хромшпинелиды, оксиды железа.

Таблица. Результаты определения Pd и Pt (мг/т) в дубликатах бороздовых проб ООО «Каббалкгеология» из горных выработок северного фланга Тырнаузского рудного поля.

№№ проб	Pd	Pt	№№ проб	Pd	Pt	№№ проб	Pd	Pt
P-1-197	2	2	K-27-11	3	5	P-6-39	2	2
P-1-198	<2	<2	K-27-13	3	4	P-6-42	<2	3
P-1-200	3	7	K-27-21	3	5	P-6-44	2	<2
P-1-205	<2	<2	K-27-23	<2	4	P-6-47	2	<2
P-1-207	<2	<2	K-27-25	3	2	P-6-49	3	4
P-1-210	4	6	K-27-27	<2	<2	K-7-2	5	7
P-1-213	4	3	K-29-7	<2	3	K-7-5	8	7
P-1-219	4	2	K-29-13	5	5	K-7-8	5	5
P-13-1	25	14	K-29-18	4	4	P-9-1	7	3
P-13-2	26	14	K-29-19	5	6	P-9-5	2	<2
P-13-3	5	18	K-29-20	2	<2	P-9-7	2	4
P-13-4	3	7	K-29-25	<2	<2	P-9-15	2	<2
P-13-5	3	9	K-29-27	3	3	P-9-20	<2	<2
P-13-7	3	7	K-29-36	2	3	P-9-26	2	3
P-13-8	3	9	K-29-37	4	6	P-9-28	5	7
P-13-9	3	7	K-29-38	2	4	P-9-31	2	4
P-13-11	4	11	K-29-40	9	13	P-9-33	2	3
K-18-5	103	40	K-29-41	7	11	P-9-35	3	3
K-18-7	61	52	K-29-42	8	11	P-9-37	2	2
K-18-9	77	79	K-29-52	2	3	K-20-18	2	2
K-18-11	40	57	K-29-56	<2	2	K-20-40	6	6
K-18-13	<2	<2	K-29-60	8	4	K-20-43	5	4
K-26-6	4	6	K-30-25	4	9	K-20-49	5	4
K-26-7	5	7	K-30-31	<2	2	K-20-61	3	3
K-26-8	3	3	K-30-37	2	3	K-20-84	5	5
K-26-12	<2	2	P-31-125	3	4	K-20-87	2	2
K-26-14	<2	<2	P-31-129	3	4	K-20-95	3	2
K-26-16	4	3	P-31-133	4	3	K-21-1	2	3
K-26-17	4	4	P-4-1	3	9	K-21-8	6	7
K-26-18	<2	<2	P-4-7	13	9	K-21-16	3	3
K-26-20	2	3	P-6-3	4	8	K-21-50	3	5
K-26-22	<2	<2	P-6-5	11	13	K-21-55	4	5
K-26-23	<2	2	P-6-7	10	22	K-21-67	3	2
K-26-32	<2	<2	P-6-10	8	18	K-21-95	4	7
K-26-33	<2	<2	P-6-12	11	19	K-23-4	3	3
K-27-2	<2	3	P-6-14	7	12	K-23-8	2	3
K-27-4	<2	<2	P-6-17	5	7	K-26-7	5	7
K-27-6	<2	<2	P-6-21	3	6	K-28-23	<2	2
K-27-9	<2	3	P-6-23	4	6	K-28-27	5	5

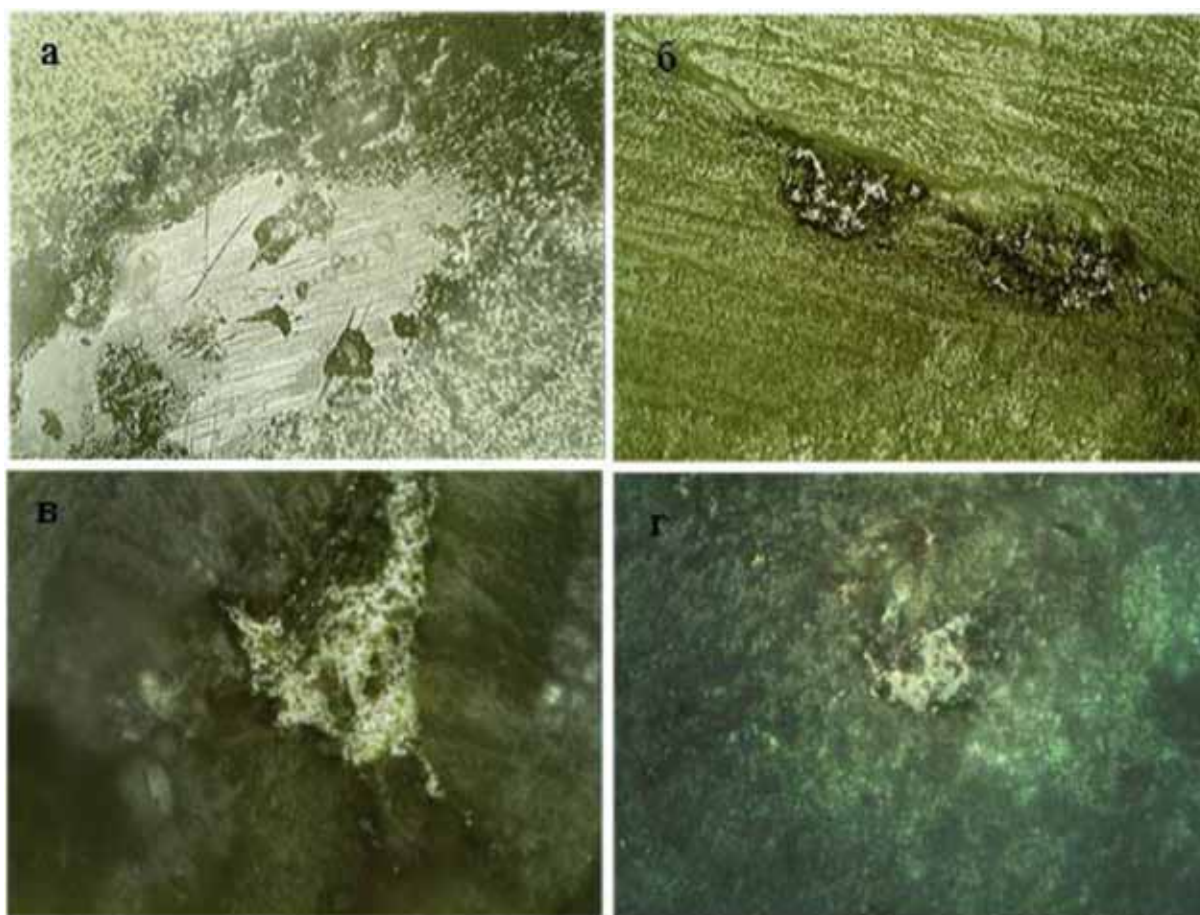


Рис. 1. Выделения самородной платины в дайке лиственитизированного серпентинита из канавы 18: а и б – ширина кадра 0.48 мм; в и г – ширина кадра 0.24 мм.

Самородная платина встречена в виде гнезд светло-серого цвета с металлическим блеском размером до 1.1 мм по длинной оси и 0.1-0.2 мм по короткой (рис. 1 а). Форма зерна неправильная, контакты зазубренные, извилистые. Иногда зерна самородной платины приурочены к секущим трещинам по полосчатости лиственита (рис. 1 б), где они обладают округлой формой, а также в виде весьма редких мелких (0.08 мм) единичных зерен (рис. 1 в, г). Цвет платины в этом случае светло-серый, почти белый, отражательная способность высокая. Контакты с вмещающей породой чёткие.

В основной массе породы рудные минералы представлены рассеянной пылевидной вкрапленностью и несколькими более крупными зёрнами пирита, и более мелкими зёрнами хромита и просвечивающими в бурых тонах зёрнами пикотита.

Повышенные содержания Pd и Pt, установленные в коренных породах, надёжно отражаются повышенными содержаниями этих элементов во вторичных ореолах рассеяния (рис. 2). Отобранные в районе канавы 18 из элювиально-делювиальных отложений металлометрические пробы показали также повышенные содержания Pd и Pt, суммарное содержание которых достигает 0.3 г/т. Металлометрические пробы с повышенным содержанием Pd и Pt располагаются как раз в районе выхода на поверхность платиноносной дайки лиственитизированных ультрабазитов. Металлометрические пробы, отобранные севернее и южнее этой дайки, содержат Pd и Pt в тысячных долях г/т, за исключение трех проб, в которых содержания Pd несколько повышенные и составляют сотые доли г/т. Эти пробы укладываются в одну линию длиной 250 м северо-восточного простирания, расположенную севернее платиноносной дайки (рис. 2).

Повышенные до сотых долей г/т содержания Pd и Pt отмечаются в пробах из расчисток 3, 6, 13 и канавы 29 (табл. 1, рис. 2). Наибольший интерес представляют данные по расчистке 3, так как она располагается в 300 м юго-восточнее канавы 18 по простиранию платиноносной дайки (рис. 2). Максимальные содержания Pt 0.014 г/т и Pd 0.025 г/т установлены в первой (крайней юго-западной) пробе. В следующей к северо-востоку пробе содержания повышенные, но меньше, чем в первой. Возможно, участок с более высокими содержаниями платиноидов расположен юго-западнее первой пробы и остался не вскрытым.

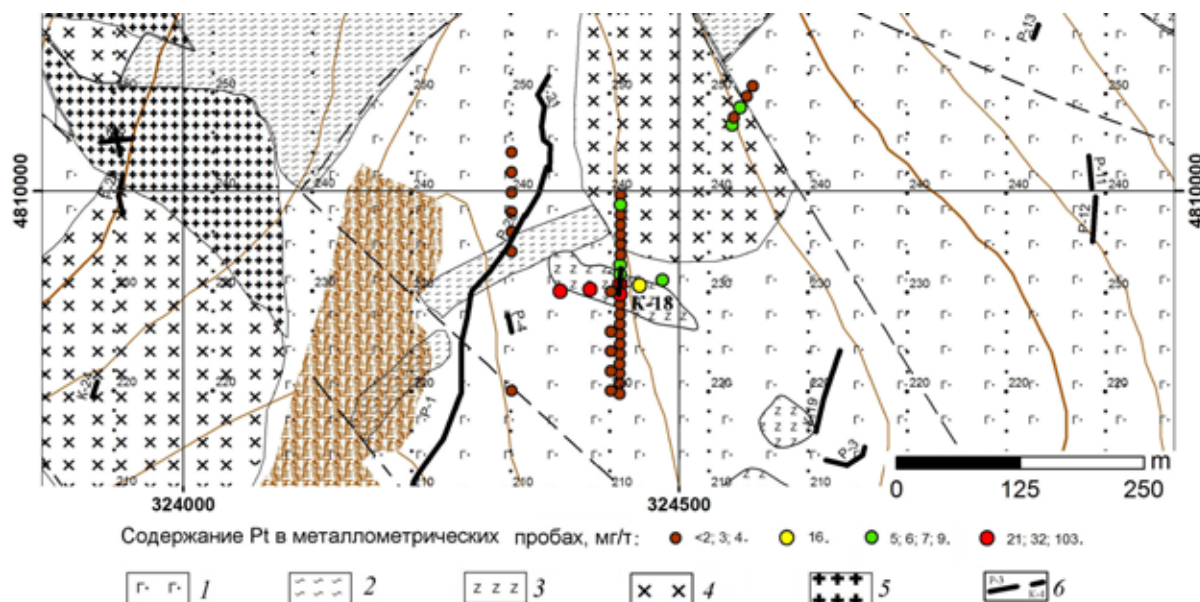


Рис. 2. Фрагмент геологической карты северного фланга Тырныаузского рудного поля с результатами анализа на Pt металлогенетических проб.

1-5 – геологические комплексы: 1 – вулканогенный (D2), 2 – морской терригенный (D3), 3 – гипербазитовый (PZ3), 4 – диорит-гранодиоритовый (P-T), 5 – лейкократово-гранитовый (N); 6 – поисковые каналы и расчистки.

Интересны также повышенные до сотых долей г/т содержания Pd и Pt в канаве 29 и расчистке 13. Первая располагается на юго-восточном окончании крупной ультрабазитовой дайки, вторая – на расстоянии 700 м от нее в северо-западном направлении, где дайка выклинивается.

Еще более интересным является повышенные до сотых долей г/т содержания Pd и Pt, установленные в расчистке 6 (расположена в 700 м к северу от канавы 18) на интервале не менее 9 м (табл. 1). Этот интервал представлен черными углеродистыми алевритами бахмуткинской (артыкчакской) свиты, в породах которой на территории Карачаево-Черкесской республики установлена под микроскопом самородная платина [2]. Далее на север алевриты граничат по разлому с конгломератами карбона, в которых таких содержаний не обнаружено, хотя в целом фон Pd и Pt в них повышенный.

Таким образом, изученная на золото территория северного фланга Тырныаузского рудного поля характеризуется еще и прямыми признаками платиноносности.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Богуш И.А., Рябов Г.В. Благородные металлы в россыпях бассейна рек Уруп-Большая Лаба (Сев. Кавказ) // Извест. вузов. Сев.-Кавказ. регион. Технич. науки. 2011. № 3. С. 94-97.
2. Глазырина Н.В. Особенности вещественного состава и рудоносности Тоханской черносланцевой формации Северного Кавказа // Известия вузов. Северо-Кавказский регион. Технические науки. Ростов-на-Дону: Изд-во Юж. федер. ун-т, 2006. № 3. С. 77-80.
3. Парада С.Г. Предпосылки и признаки платиноносности Северного Кавказа // Матер. науч.-практ. конф. «Состояние минерально-сырьевой базы Юга России и перспективы ее развития». Ростов-на-Дону, 2009. С. 83-86.
4. Парада С.Г., Маркин М.Ю., Столяров В.В. и др. Платиноносность Беденского ультрабазитового массива по современным химико-аналитическим данным (Карачаево-Черкесская республика) // Проблемы геологии, планетологии, геоэкологии и рационального природопользования. Матер. X межд. науч.-практ. конф. Новочеркасск: ЮРГТУ (НПИ), 2012. С. 4-9.
5. Парада С.Г., Маркин М.Ю., Холод Ю.В. и др. Минерагенические аспекты геохимических исследований Малкинского рудного района // Вестник ЮНЦ РАН. 2011. Т. 7. № 1. С. 47-58.
6. Парада С.Г., Столяров В.В. О роли палеозойских интрузий в локализации золотоносных минерализаций на северном фланге Тырныаузского рудного поля // Вестник ЮНЦ РАН. 2012. Т. 8. № 2. С. 33-41.

ГРАНУЛОМЕТРИЧЕСКИЙ СОСТАВ ЗОЛОТОСОДЕРЖАЩИХ ФРАКЦИЙ ПОКРОВСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ ВЕРХНЕГО ПРИАМУРЬЯ

Радомский С.М., Радомская В.И.

Институт геологии и природопользования Дальневосточного отделения РАН, Благовещенск,
rsm@ascnet.ru; radomskaya@ascnet.ru

Введение. Покровское золоторудное месторождение локализовано в меловых гранитоидах Сергеевского массива в зоне его контакта с более молодой структурой Покровского палеовулкана. Гранитоиды и вулканиты прорывают терригенную толщу верхней юры и относятся к Умлекано-Огоджинскому вулканическому поясу, сопряжённому на северо-западе с Гонжинским выступом раннедокембрийских пород. Оруденение связано с развитием Покровского палеовулкана, сопровождавшимся эксплозивными и лавовыми продуктами вулканизма. Рудные тела в пределах рудных зон выделяются опробованием, с содержанием золота 7-8 г/т, серебра 6-11 г/т. Обычные размеры выделений золота 0.001-0.1 мм губчатой формы, пластинчато-чешуйчато-проволочной текстуры, цвет золота бледно-жёлтый, проба 625-720 ‰. Месторождение среднее по масштабам, разведано, запасы утверждены в ГКЗ в количестве 50 т [3]. Экструзивный купол вулкана и его силообразные апофизы имеют мощность от 10 до 65 м и сложены липаритами, андезито-дацитами и лавовыми продуктами вулканизма. Силл дацитов мелового возраста контролирует нижнюю границу оруденения. Месторождение характеризуется разломами различной ориентировки и широким развитием гидротермально-измененных пород, подвергшихся пропилитизации, аргиллизации, сульфидизации и окварцеванию. На месторождении 5 рудных тел: Главное, Новое, Зейское, Молодежное и Озёрное. Они представляют собой совокупность круто- и пологопадающих кварцевых и кварц-карбонатных жил, прожилков и брекчий кварцевого состава, приуроченных к зонам трещиноватости и брекчирования. Выделяется пять стадий минералообразования, включающих 11 минеральных ассоциаций. В первую стадию образовались зоны прожилково-вкрапленной минерализации, представленные сетью тонких прожилков кварца с вкрапленностью пирита, хлорита и гематита. Во вторую стадию сформировались мощные жилы тонкозернистого кварца с бедным содержанием золота. Третья стадия – основная по продуктивности, представлена двумя ассоциациями золото-адуляр-кварцевой и золото-сульфидной. Для золотоносных кварц-адуляровых образований характерны полосчатые колломорфные структуры руд. Золото-сульфидная ассоциация, кроме преобладающего пирита, в меньшем количестве представлена галенитом (англезитом), сфалеритом, пираргиритом, пруститом, полибазитом и другими редкими рудными минералами. В четвертую стадию сформировались кварц-сульфидные и кварц-карбонат-сульфидные прожилки с пиритом, арсенопиритом, халькопиритом, сидеритом и апатитом с редкими элементами. Пострудная – карбонатная стадия, проявлена прожилками и маломощными жилами кварц-доломитового и кальцитового состава. Для Покровского месторождения сквозными минералами на всех стадиях минералообразования из нерудных является кварц, а из рудных – пирит, самородное золото и электрум. Основное количество золота образовалось в продуктивную золото-кварц-адуляровую стадию и концентрируется в виде самородных выделений в халцедоновидном кварце, адуляре и мышьяковистом пирите. Руды Покровского месторождения относятся к убогосульфидным. Среднее содержание сульфидов в рудах составляет около 0.5 % [3, 5].

Для Покровского золоторудного месторождения выявлены выделения золота коренного и россыпного типов. Россыпные рудопроявления к данному моменту времени отработаны и для них установлены средневзвешенные размеры золотин 115 мкм. Для коренных рудопроявлений по выполненному минералогическому анализу в общем объеме пробы золота, видимого невооруженным глазом человека (до 80 мкм), находится около 5 % от его общего количества в руде [4].

Цель. Установление количественной информации по распределению золота в соответствии с классами крупности минерального сырья, получаемого при измельчении руды на стадии её технологической переработки.

Методика эксперимента. Для исследования первичной золотосодержащей руды коренного типа нами была предложена и опробована методика разделения измельчённых каменных проб минерального сырья, состоящая из следующих этапов. Отбор проб осуществлялся в количестве 1-3 кг, рекомендуемым методиками по опробованию золоторудных месторождений, используемых в ЦНИГРИ [1] и методиками по минеральному анализу, используемыми для физико-химических исследований, разработанных и аттестованных в ВИМС [6]. Отобранные пробы измельчались до класса крупности < 100 мкм, и отквар-

товывались. Операции квартования осуществлялись последовательно с допускаемыми операциями по сокращению исследуемого лабораторного образца до значений, рекомендованных отраслевыми стандартами ВИС по анализу золотосодержащего минерального сырья атомно-абсорбционным методом, в соответствии с общими требованиями по оценке качества геохимической информации [2]. Максимально допустимое значение навески в используемой нами методике по определению золота – 10 г. Минимально необходимая расчётная величина аналитической представительности навески анализируемой пробы – 3.5 г для интервала измеряемых концентраций золота 0-20 г/г находится в соответствии с действующими методическими рекомендациями по приемлемому сокращению опытного образца до значений необходимых для корректного осуществления атомно-абсорбционного анализа.

На следующем этапе 10 г пробы, предварительно истёртой до размера частиц < 100 мкм, отквартованной и сокращённой, помещали в стеклянную ёмкость, заливали дистиллированной водой в соотношении твёрдое (Т) / жидкое (Ж) – Т:Ж = 1:50 и в течение 1 часа подвергали интенсивному перемешиванию. Полученная взвесь последовательно отфильтровывалась через систему фильтров небольшими порциями на воронке Бюхнера через фильтры «белая» лента (диаметр пор 3.5 мкм), затем через фильтры «синяя» лента (диаметр пор 1 мкм) под вакуумным разрежением, создаваемым водоструйным насосом. Образующийся фильтрат после разделения на фильтрах «синяя» лента последовательно пропускали на приборе вакуумного фильтрования ПВФ-47Б через микрофильтрационные мембраны с размерами пор 0.45; 0.2; 0.1; 0.05 мкм [4]. Фильтры высушивали на воздухе и далее в них определяли массовую долю золота во фракциях ограниченных следующими размерами: 100-3.5 мкм; 3.5-1 мкм; 1-0.45 мкм; 0.45-0.2 мкм; 0.2-0.1 мкм; 0.1-0.05 мкм атомно-абсорбционным методом на спектрофотометре SOLAAR M6 с графитовым атолизатором, данные представлены в табл. 1.

Таблица 1. Содержание золота во фракциях измельчённой руды Покровского месторождения: в числителе – доля Au в 10 г пробы, мкг; в знаменателе – доля Au во фракции, %.

№	Интервалы фракций, мкм					
	100-3.5	3.5-1.0	1.0-0.45	0.45-0.2	0.2-0.1	0.1-0.05
1	14.4/97.28	0.083/0.56	0.048/0.32	0.260/1.75	0.0043/0.03	0.0068/0.05
2	24.3/99.14	0.018/0.075	0.007/0.03	0.006/0.024	0.0233/0.095	0.1568/0.64
3	9.7/99.15	0.043/0.44	0.020/0.20	0.007/0.071	0.0052/0.053	0.0088/0.09
4	6.8/99.59	0.021/0.31	0.007/0.095	<0.0001	<0.0001	0.0004/0.005
$\bar{a}$	13.8/98.79	0.041/0.346	0.016/0.16	0.068/0.46	0.008/0.0445	0.043/0.196

Примечание $\bar{a}$ – среднее значение.

Результаты и обсуждения. В табл. 1 приведены средние данные нахождения форм золота по классам крупности выделений в первичной руде Покровского месторождения с учётом статистических весов фракций. Из образцов первичных руд Покровского месторождения измельчённых до класса крупности < 100 мкм, залитых дистиллированной водой и активированных механохимическим способом, при вращении со скоростью 1 оборот в секунду, были получены пульпы минерального сырья, которые последовательно пропускались через систему фильтров по вышеприведённой методике.

Наибольшее содержание минералов золота свыше 97% отмечено во фракции 100-3.5 мкм. Для оставшихся фракций оно резко убывает. Во фракции 3.5-1 мкм его количество не превышает 0.6%, а для следующих фракций является уже примесным элементом. Данные по распределению массовой доли золота по минимальным, максимальным и средним значениям представлены в табл. 2.

Таблица 2. Массовая доля золота %, во фракциях измельчённой руды Покровского месторождения.

№	Интервалы фракций, мкм					
	100-3.5	3.5-1.0	1.0-0.45	0.45-0.2	0.2-0.1	0.1-0.05
min	97.28	0.31	0.095	0.001	0.001	0.005
max	99.59	0.56	0.32	1.75	0.053	0.09
$\bar{a}$	98.67	0.44	0.21	0.61	0.028	0.047

Примечание: min – минимальное; max – максимальное; $\bar{a}$ – среднее значение.

Полученные значения распределения золота в компонентах фракций находятся в соответствии с ранее полученными данными других исследователей для выделений самородного золота в рудных зонах, по которым сложилось следующее распределение: на долю крупного золота (> 80 мкм) приходится 3 % частиц, основная часть относится к классу мелкого золота (< 80 мкм) на её долю приходится 95 % и к классу ультрамикродисперсного (< 1 мкм) относится 2 % частиц [3].

С целью уточнения полученного распределения средний образец первичной руды обработали плавиковой кислотой для освобождения частиц закапсулированного золота. Образец заливали в соотношении 3 части кислоты к одной части пробы и отгоняли кислоту и образовавшийся тетрафторид кремния (IV) при нагревании до 100 °С, в результате чего происходило уменьшение массы пробы на 57 %, вследствие удаления кремнезёма. Оставшаяся часть была далее обработана по вышеприведённой методике. Полученные данные приведены в табл. 3.

Таблица 3. Содержание золота в средней фракции измельчённой руды Покровского месторождения, %.

№	Интервалы фракций, мкм					
	100-3.5	3.5-1.0	1.0-0.45	0.45-0.2	0.2-0.1	0.1-0.05
$\bar{a}$	99.14	0.075	0.030	0.024	0.095	0.64

Примечание $\bar{a}$ – среднее значение.

Проведённая обработка плавиковой кислотой освободила из кремниевой матрицы частицы золота, вследствие чего произошло его перераспределение во фракциях. Увеличилась массовая доля золота во фракции 100-3.5 мкм на 0.47 % и во фракции 0.1-0.05 мкм на 0.593 %. По разнице концентраций золота, полученных до обработки плавиковой кислотой и после, установлено, что $\approx 60\%$ частиц золота было закапсулировано в кремниевой матрице. По данным других исследователей [5], для самородного золота руд Покровского месторождения получено значение 6.7 мкм средневзвешенных частиц, полученных электронно-физическими методами исследований. Указанное значение находится полностью внутри исследованного нами интервала 100-3.5 мкм, для которого массовая доля частиц золота, заключённого в нём, составляет 99.14 %. Для уточнения размеров минеральных частиц внутри этой фракции пульпу, по предложенной нами методике, можно последовательно пропустить через фильтрующие воронки по ГОСТ 25336-82 с размерами пор 90; 60; 40; 32; 20; 10 мкм.

Вывод. Таким образом, по полученным данным фракционного анализа установлено, что выделения минералов самородного золота первичных руд Покровского месторождения находятся во фракции минерального сырья размерности 100-3.5 мкм.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Волярович Г.П. Методические указания по разведке и геолого-промышленной оценке месторождений золота. М.: ЦНИГРИ, 1974. 142 с.
2. Гавришин А.И. Оценка и контроль качества геохимической информации. М.: Недра, 1980. 287 с.
3. Моисеенко В.Г., Эйриш Л.В. Золоторудные месторождения Востока России. Владивосток: Дальнаука, 1996. 352 с.
4. Радомская В.И., Радомский С.М. Окисленная форма золота на Покровском золоторудном месторождении Приамурья // Уч. зап. Казанского гос. ун-та. Сер. естеств. науки. 2011. Т. 153. № 1. С. 225-229.
5. Радомский С.М., Радомская В.И. Параметры процесса минералообразования золота на Покровском золоторудном месторождении Приамурья // Естеств. и тех. науки. 2011. № 1. С. 129-132.
6. Экстракционно-атомно-абсорбционное определение золота с органическими сульфидами. Инструкция № 237-С НСАМ ВИМС М.: Изд-во ВИМС, 1983. 13 с.

ТИПЫ ГАЗОВО-ЖИДКИХ ВКЛЮЧЕНИЙ В ЗОЛОТОРУДНЫХ ПРОЯВЛЕНИЯХ ИМАНДРА-ВАРЗУГСКОЙ И ПАНА-КУОЛАЯРВИНСКОЙ СТРУКТУРНЫХ ЗОН

Тележкин А.А., Чернявский А.В.

ГИ КНЦ РАН, Апатиты, telezhkin@geoksc.apatity.ru; chernyavsky@geoksc.apatity.ru

Цель работы – изучить морфологию газово-жидких включений (ГЖВ), установить различие/сходство в морфологии включений в минералах Северо-Западного (СЗБ), Юго-Восточного блоков (ЮВБ) Панареченской вулcano-тектонической (ПР ВТС) и Пана-Куолаярвинской структур (уч. Кайралы). В данной работе представлен обзор первого этапа изучения, а именно визуального наблюдения газово-жидких включений, на примере двух геологических объектов Кольского п-ова. На территории Кольского п-ова и Северной Карелии нами рассматриваются кварцевые жилы из рудопоявлений золота, приуроченные к протерозойским вулканогенным комплексам, как показано на карте (рис. 1).

Панареченская вулcano-тектоническая структура расположена в центральном блоке Имандра-Варзугской зоны Печенгско-Варзугского зеленокаменного пояса и представляет собой брахиформную, эллипсовидную структуру, вытянутую в северо-западном направлении на 18 км при ширине до 6 км. В средней части структуры проходит Панско-Варзугский глубинный разлом, разделивший ее на два раз-

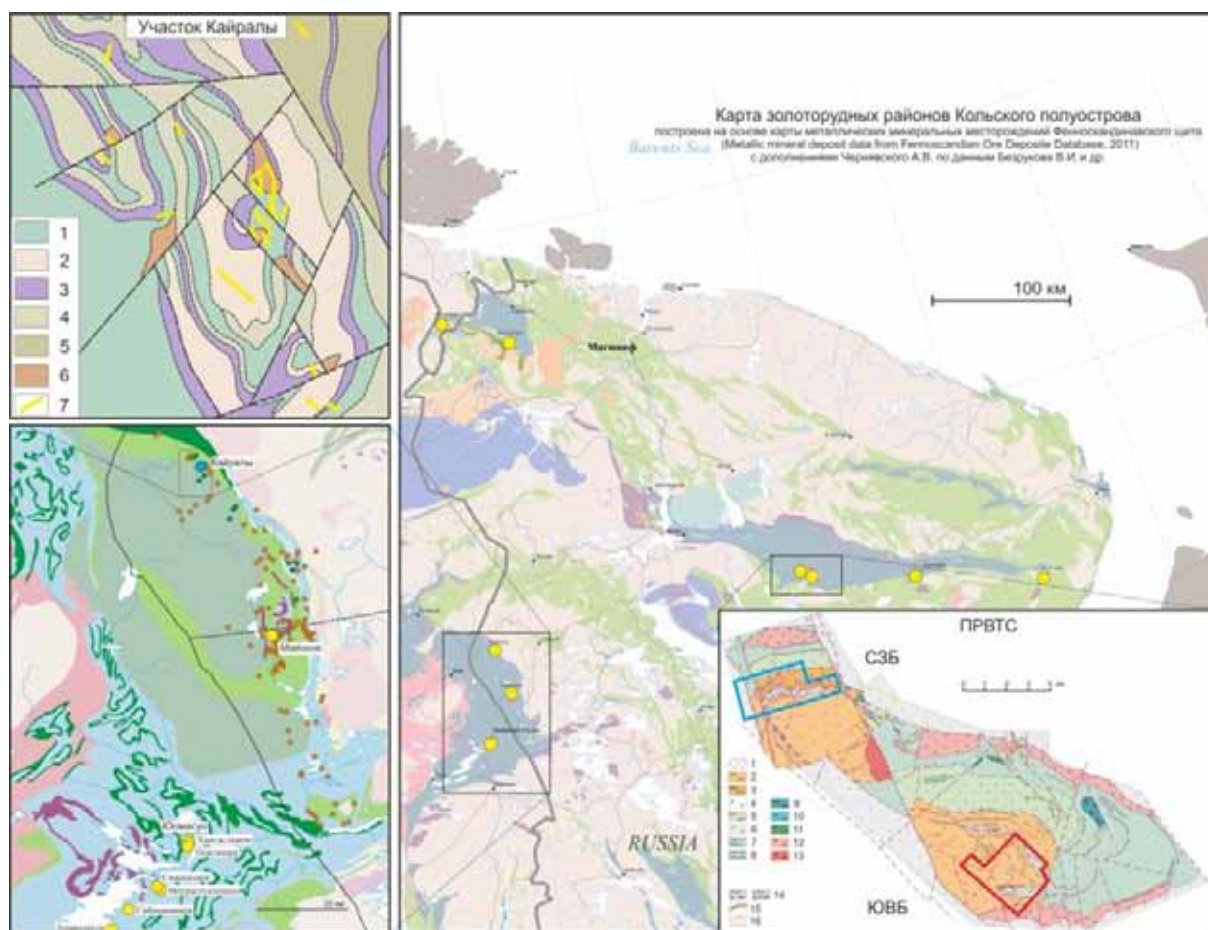


Рис. 1. Карта золоторудных районов Кольского п-ова. Построена на основе карты металлических минеральных месторождений Фенноскандинавского щита [Fennoscandian Ore Deposit Database (FODD), 2011] с дополнениями Чернявского А.В. по данным Безрукова В.И. и др.

1 – метариолиты, 2 – метадациты, 3 – метадациандезиты, 4 – метаандезиты, 5 – метатуфы основного состава, 6 – метаандезидиабазы, 7 – метапесчаники, 8 – метапелиты; интрузивные образования: 9 – метапериidotиты, 10 – метапикриты, 11 – диабазы, габбро-диабазы, 12 – субщелочные монцитониты, гранодиориты, субщелочные габброиды, сиениты, 13 – лейкограниты, 14 – сульфидно-углеродистые сланцы: а – насыщенные углеродистым материалом > 50%, б – углеродистого материала < 50%, 15 – сульфидно-углеродистые образования, 16 – метасоматиты. Участок Кайралы: 1 – метагаббро, 2 – кварцито-песчаники, 3 – хлорит-тремолит-актинолитовые, хлорит-карбонат-талк-серпентиновые, талк-хлорит-карбонатные массивные породы и сланцы, 4 – метамандельштейны, 5 – метабазальты, 6 – метагаббро пропилитизированные диоритоподобные, 7 – кварцевые жилы.

личных по минерализации блока – Северо-Западный и Юго-Восточный, смещенных в плане друг относительно друга на 4 км.

Рудопроявление Кайралы расположено в протерозойской вулканогенной Пана-Куоляярвинской структуре в 70 км к ССЗ от месторождения Майское. Эта структура характеризуется особой геотектонической позицией и составом слагающих пород и представляет перспективный регион на обнаружение золоторудных объектов.

Рудные районы связаны пространственно (не генетически) с вулканогенными образованиями и относятся к эпitherмальному типу рудной минерализации. Объектами наших исследований стали кварцевые жильные проявления с сульфидной минерализацией из золоторудных проявлений ПРВТС и Кайралы.

Изучение газово-жидких включений. Методы исследования. Для изучения ГЖВ в минералах (кварцевые и кальцитовые агрегаты с рудной минерализацией) были изготовлены пластины толщиной ~ 3 мм и диаметром 2 см (рис. 2). Всего было изготовлено 11 пластин для ПР ВТС и 5 пластин по участку Кайралы Пана-Куоляярвинской структуры (табл. 1). Наблюдения за ГЖВ проводились в проходящем поляризованном свете на оптическом микроскопе Axioplan, оснащенный цифровой фотокамерой. Была проведена фотодокументация наиболее характерных ГЖВ для каждого образца. При этом проводилось краткое описание морфологии включений, измерялись размеры вакуолей, оценивался состав и соотношение фаз. Была проведена классификация ГЖВ на первичные и вторичные, используя классификации Г.Г. Леммлейна [1] и Э. Реддера [3].

Таблица 1. Список препаратов (пластин) для изучения газово-жидких включений.

Образец	Порода
<i>ПР ВТС СЗБ</i>	
PB 34-3	Метасоматит серицит-карбонат-кварцевый с кварцевым прожилком
PB 32-3	Метасоматит серицит-карбонат-кварцевый с кварцевым прожилком
PB 32-1	Массивная сульфидная руда с кварцевыми жилками
PB 24-6	Кварцевая жила. Кварц молочно-белого цвета, слегка прозрачный
PB 27-1	Метасоматит серицит-карбонат-кварцевый с кварцевым прожилком
<i>ПР ВТС ЮВБ</i>	
10-107	Кварцевая жила, согласная с расщеплением пород. Кварц бело-молочного цвета. В секущих сланцеватость кварцевых жилах отмечается сульфидная минерализация
10-84	Метасоматит серицит-карбонат-кварцевый с кварцевыми линзами и тонкой пиритовой минерализацией
10-83	Гофрированный метадацит с прожилковым окварцеванием
10-106	Кварцевая жила. Кварц молочно-белого цвета
10-115	Кварцевые жилы, согласные расщепленности пород. Кварц желтого цвета. На контактах жил кварц-карбонатные образования с сульфидной минерализацией
10-87	Метадацит с кварцевыми жилами
<i>КУОЛЯЯРВИНСКАЯ СТРУКТУРА. УЧАСТОК КАЙРАЛЫ</i>	
08-12-1	Кварцевая жила. Кварц от молочно-белого до желтого цвета.
08-14-2	Кварцевая жила. Кварц молочно-белого (редко), в основном желтого цвета с ржавыми налетами.
08-23-1	Кварцевая жила. Кварц крупный желтого цвета с налетом малахита. На контакте жилы с вмещающими породами крупная сульфидная минерализация.
08-24-1	Кварцевая жила. Кварц молочно-белого цвета. Местами желтый.
08-41-1	Кварцевая жила. Кварц белого и желто-коричневого цвета. В жиле присутствует крупный пирит (до 1 см).

Северо-западный блок Панареченской вулcano-тектонической (ПР ВТС СЗБ). Данный участок представлен пятью пластинами (табл. 1). ГЖВ, как первичные, так и вторичные, установлены в кварце и кальците. Концентрация включений в этих минералах довольно высокая. Основная масса наблюдаемых ГЖВ представляет собой первичные включения размером < 10 мкм. Вторичные включения распределены по залеченным трещинам и являются двухфазными (жидкость + газ) мелкого (< 5 мкм) размера ГЖВ (рис. 3).

Первичные включения в образцах ПР ВТС СЗБ, как правило, являются двухфазными, размером до 30 мкм. Отсутствие дочерних минералов во включении, таких как галит, говорит о небольшой концентрации солей в жидкой фазовой составляющей ГЖВ. Однако, в образцах PB 34-3 и PB 32-3 в кальците, встре-



Рис. 2. Образец 10-87 (ЮВБ) (слева) с размеченной областью для изготовления пластины (справа).

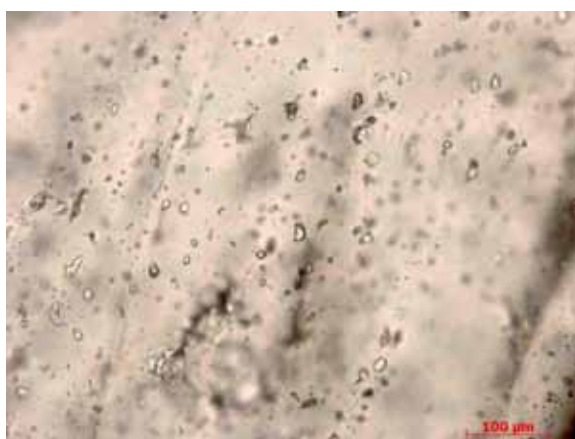


Рис. 3. Первичные и вторичные (в плоскостях залеченных трещин) двухфазные включения в кварцевом прожилке. Обр. 34-3. Проходящий поляризованный свет, николи параллельны.

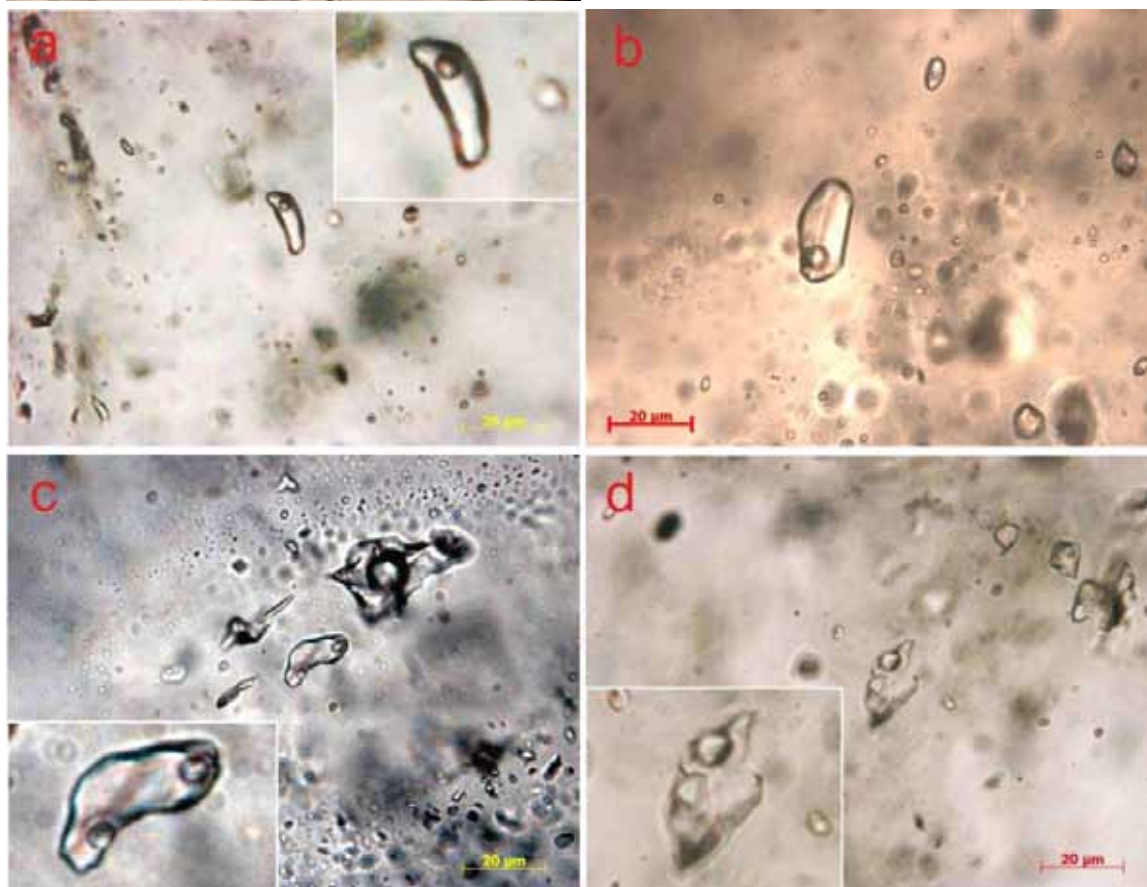


Рис. 4. Морфология газово-жидких включений золоторудных проявлений ПРВТС, СЗ блок: первичные двухфазные включения в кварце из образцов РВ 34-6 (а) и РВ 32-3 (б); трехфазные (жидкость, газ, кристалл) первичные включения в кальците из обр. РВ 34-3 (с) и РВ 32-3 (д). Проходящий поляризованный свет, николи параллельны.

чаются многофазные включения (жидкость + газ + кристалл). Учитывая, что это единичные многофазные ГЖВ в минеральных зернах, в которых они обнаружены, можно сделать предположение о случайном захвате кристалла во включение [3] (рис. 4).

Таблица 2. Результаты наблюдений газовой-жидких включений в минералах СЗБ.

Образец	Минерал	Тип включений	
		2-х фазные	3-х фазные
PB 34-3	Кальцит	+	+
PB 32-3	Кальцит	+	+
PB 32-1	Кварц	+	
PB 24-6	Кварц	+	
PB 27-1	Кварц	+	

Юго-Восточный блок Панареченской вулканогенно-тектонической (ПР ВТС ЮВБ). В юго-восточном блоке изучено шесть пластин. Все ГЖВ наблюдались в кварце (табл. 3). Морфология газовой-жидких включений практически не отличается от таковых Северо-Западного блока. Концентрация включений в минералах-хозяинах высокая. Соотношение фаз практически одинаковое во всех включениях для отдельно взятого образца. Вторичные включения распространены в залеченных трещинах. Первичные включения имеют, как правило, правильную (или неправильную) форму, достигая размеров до 20 мкм. Редко встречаются существенно газовые включения и многофазные, которые можно отнести в большей степени к исключениям, чем к какой-либо закономерности (рис. 5).

Таблица 3. Результаты наблюдений газовой-жидких включений в минералах ЮВБ.

Образец	Минерал	Тип включений	
		2-х фазные	3-х фазные
10-107	Кварц	+	
10-84	Кварц	+	
10-83	Кварц	+	+
10-106	Кварц	+	
10-115	Кварц	+	
10-87	Кварц	+	

Пана-Куолаярвинская структура. Участок Кайралы. Данный участок представлен пятью препаратами, отобранными из кварцевых жил. Концентрация газовой-жидких включений в минерале-хозяине от высокой до умеренной. Вторичные ГЖВ наблюдались по залеченным трещинам минералов и являлись двухфазными, жидкость и газовый пузырек, включениями. Они, как правило, имеют правильную форму, а размеры не превышают 5 мкм. Первичные включения имеют различную форму, встречаются как двухфазные, жидкость и газ, так и трехфазные – жидкость, газ, твердый кристалл. Размеры вакуолей достигают ~30 мкм в большей части. Фазовые соотношения одинаковы для всех включений в отдельно взятом кристалле (рис. 6).

Таблица 4. Результаты наблюдений газовой-жидких включений в минералах участка Кайралы Куолаярвинской структуры.

Образец	Минерал	Тип включений	
		2-х фазные	3-х фазные
08-12-1	Кварц	+	+
08-14-2	Кварц	+	+
08-23-1	Кварц	+	+
08-24-1	Кварц	+	+
08-41-1	Кварц	+	+

Выводы. Результаты проделанной работы являются первым этапом изучения газовой-жидких включений рассматриваемых геологических объектов.

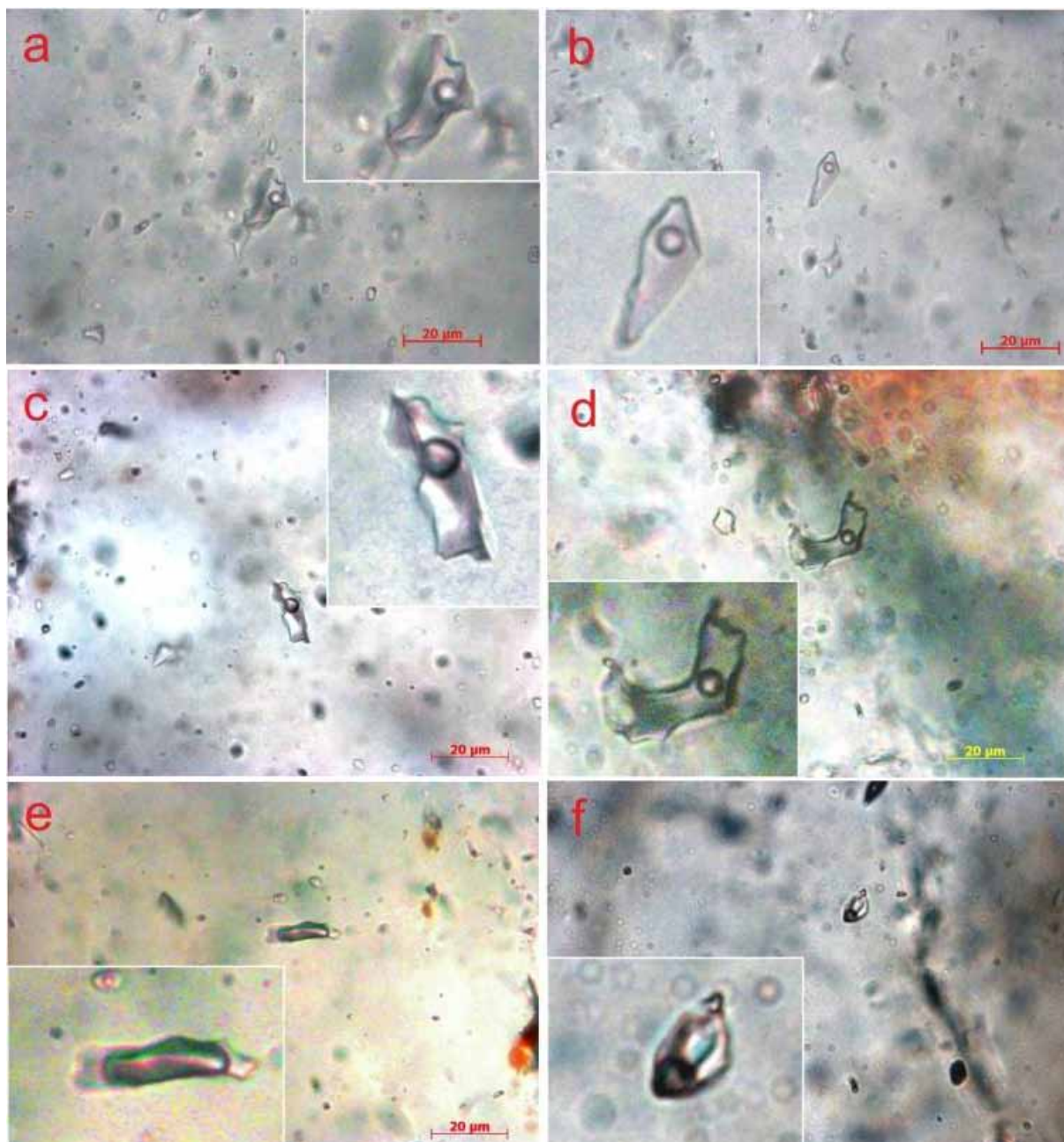


Рис. 5. Морфология газово-жидких включений золоторудных проявлений ПРВТС ЮВ блок: двухфазные (жидкость+газ) первичные включения в кварце. Обр. 10-84 (а) и 10-83 (b); двухфазные (жидкость+газ) первичные включения в кварце. Обр. 10-106 (с) и 10-107 (d); существенно газовое первичное включение, обр. 10-106 (е) и трехфазное включение из обр. 10-83 (f). Проходящий поляризованный свет, николи параллельны.

Флюидные включения в ПР ВТС широко распространены в минералах жильной и метасоматической стадий минералообразования. Концентрация ГЖВ в кварце и кальците высокая. Каких либо явных отличий при оптических наблюдениях ГЖВ между двумя блоками не выявлено. Основная масса наблюдаемых ГЖВ участка Кайралы Куолярвинской структуры представляет собой первичные включения в кварце. Вторичные включения обоих геологических объектов распределены по залеченным трещинам и имеют размер менее 5мкм.

По результатам наблюдений можно отметить различия в составе газово-жидких включений Панареченской вулcano-тектонической структуры и участка Кайралы Пана-Куолярвинской структуры. Последний представлен в основном трехфазными включениями – жидкость, газ, твердый кристалл, в то время, как ПР ВТС двухфазными – жидкость и газ. Это позволяет сделать выводы о том, что минералообразующий флюид Куолярвинской структуры был перенасыщен солями, что впоследствии привело к появлению во включениях дочернего минерала.

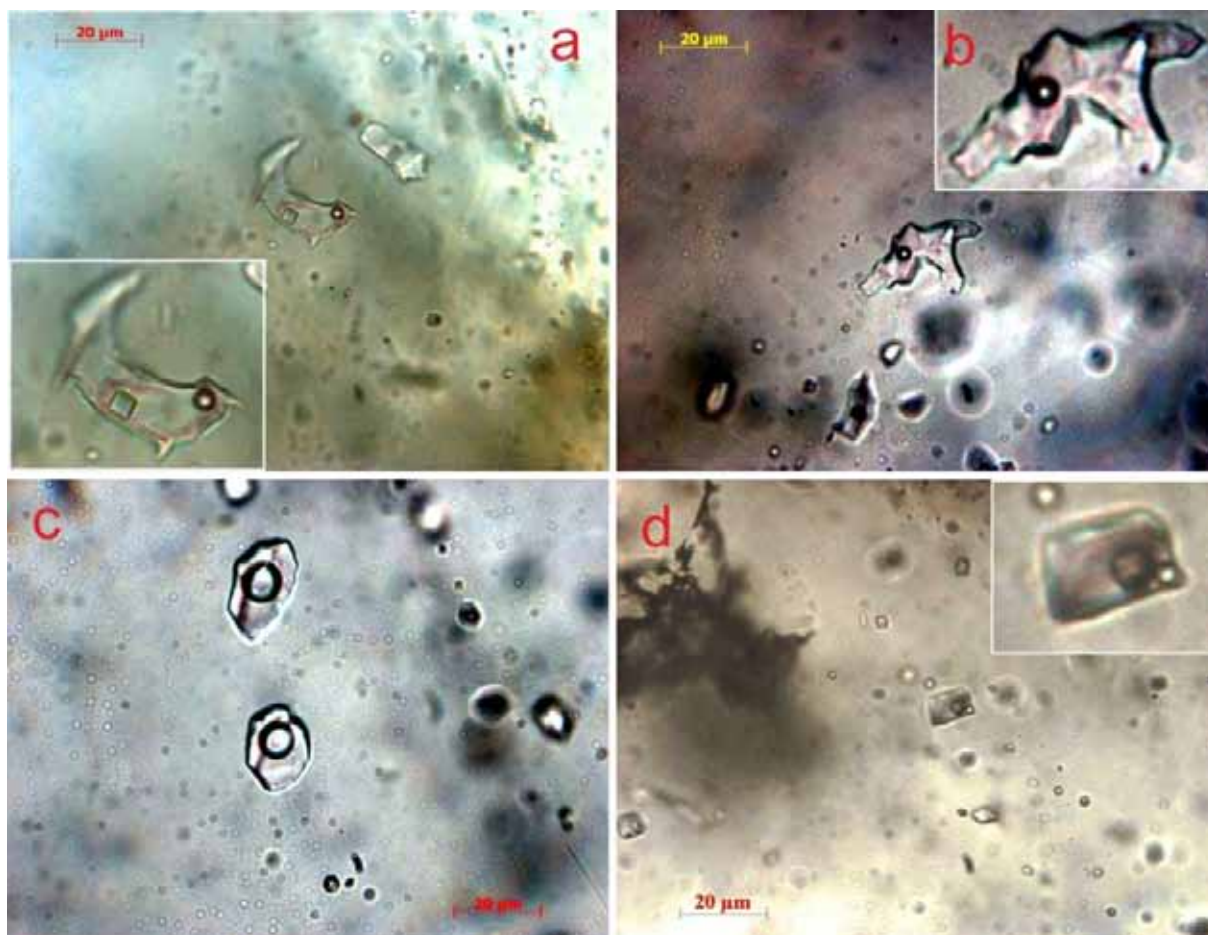


Рис. 6. Морфология газово-жидких включений Кайралы: Трехфазные первичные включения из обр. 08-12-1 (а, b); Двухфазное первичное включение из обр. 08-23-1 (с) и трехфазное первичное включение из обр. 08-41-1 (d). Проходящий поляризованный свет, николи параллельны.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Леймлейн Г.Г. Классификация жидких включений в минералах // Зап. ВМО. 1955. № 2. С. 137-143.
2. Мельников Ф.П., Прокофьев В.Ю., Шатагин Н.Н. Термобарогеохимия: Учебник для вузов. М.: Акад. Проект, 2008. 222 с.
3. Рёддер Э. Флюидные включения в минералах. М: Мир, 1987. 560 с.

ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ РЕДКОЗЕМЕЛЬНЫХ МЕТАЛЛОВ В ЩЕЛОЧНЫХ ГРАНИТАХ И АПОГНЕЙСОВЫХ МЕТАСОМАТИТАХ ЗАПАДНЫХ КЕЙВ

Фомина Е.Н.^{1,2}, Елизарова И.Р.³, Калашников А.О.¹, Михайлова Ю.А.^{1,4},
Пахомовский Я.А.^{1,4}, Яковенчук В.Н.^{1,4}, Иванюк Г.Ю.^{1,4}

¹ ГИ КНЦ РАН, Апатиты, efom-10@ya.ru

² АФ МГТУ, кафедра геологии и полезных ископаемых

³ ИХТРЭМС КНЦ РАН, Апатиты

⁴ ЦНМ КНЦ РАН, Апатиты

Геохимическая особенность щелочных гранитоидов заключается в обогащенности широким спектром некогерентных элементов. Некоторые из них (Zr, Nb, Ta, REE) содержатся в промышленных масштабах, что и определяет повышенный интерес к комплексному изучению подобных объектов. Не является исключением и один из древнейших в мире Западно-Кейвский массив щелочных гранитов, исследование которого ведётся с 30-х годов прошлого столетия. К настоящему моменту в его пределах открыто и изуче-

но уже более 50 месторождений и рудопроявлений со специализацией на высокочargedные и редкоземельные элементы. К сожалению, несмотря на длительную историю изучения, остается нерешённым целый ряд вопросов, касающихся роли флюидного воздействия на накопление и перераспределение этих компонентов. Целью нашей работы было определение тех закономерностей распределения редкоземельных элементов, которые позволили бы оценить вклад гидротермально-метасоматического процесса в формирование различных типов пород, слагающих комплекс.

Наиболее крупный на Кольском полуострове Западно-Кейвский комплекс щелочных гранитов площадью около 1300 км² окаймляет с трёх сторон толщу архейских (гранат)-биотитовых гнейсов и (гранат)-(кианит)-мусковитовых кристаллических сланцев кейвской серии [1]. Возраст его формирования по данным U-Pb изотопного исследования циркона составляет 2674±6 млн. лет [2]. Щелочные граниты представлены, преимущественно, эгирин-арфведсонитовыми разновидностями, минеральный состав которых определяется постоянным соотношением указанных минералов, а также кварца, микроклина, альбита, гастингсита и других щелочных амфиболов, иногда астрофиллита, чевкинита-(Ce) и других редких (титано)силикатов.

Контакт щелочных гранитов с вмещающей гнейсо-сланцевой толщей резкий, без выраженных эндо-контактовых изменений. В экзоконтактовой зоне распространены мелкозернистые амфиболовые гранито-гнейсы (апогнейсовые метасоматиты), образующие постепенные переходы к биотитовым гнейсам. Во вмещающих гнейсах и сланцах на небольшом удалении от контактов присутствуют многочисленные и разнообразные по составу пегматиты, среди которых преобладают амазонитовые [3]. В самих гранитах, но также недалеко от контакта с гнейсами, помимо тех же амазонитовых пегматитов встречаются линзовидные тела силекситов с редкометальной минерализацией. Кроме того, практически повсеместно отмечается приконтактное обогащение щелочных гранитов различными акцессорными минералами, местами образующими промышленные концентрации.

Для настоящего исследования использован материал, отобранный на участках Ровозеро, Макзабак и Юмперуайв из щелочных гранитов, силекситов, а также вмещающих гнейсов и кварцево-слюдяно-гранатовых сланцев кейвской серии – всего 70 проб. Концентрации главных элементов определялись по стандартным методикам в химической лаборатории ГИ КНЦ РАН. Определение содержания REE выполнено в ИХТРЭМС КНЦ РАН масс-спектрометрическим методом с индукционно-связанной плазмой (ICP-MS) на квадрупольном спектрометре ELAN 9000 DRC-e.

В целом, максимальные содержания Ln (2100-11700 ppm) и Y (170-2000 ppm) фиксируются в эндо-контактовых зонах комплекса щелочных гранитов. Во внутренних его частях концентрации лантаноидов значительно ниже, и укладываются в интервал значений 100-350 ppm при содержании иттрия менее 70 ppm. Во вмещающих породах содержание редких металлов в целом, и редкоземельных представителей в частности, ещё ниже, поэтому следует ожидать их более или менее интенсивного привноса из щелочных гранитов. С целью определения поведения REE в ходе контактово-реакционного взаимодействия на магматическом этапе формирования комплекса была произведена количественная оценка привноса-выноса петрогенных и примесных компонентов по методике Гризенса [7, 8], основанной на соотношении объемов и содержаний компонентов между протолитом и измененной породой. В качестве эталонного объекта был выбран разрез вкрест контактовой зоны щелочных гранитов с вмещающими биотит-роговообманковыми гнейсами через г. Большой Пьедестал.

Породы эндоконтакта представлены здесь крупнозернистыми кварц-микроклин-амфиболовыми гранитами с высоким содержанием акцессорных минералов: циркона, магнетита, чевкинита-(Ce), бритолиита-(Ce), монацита-(Ce) и др. Ясно, что приконтактовые гнейсы не могли не подвергнуться более или менее интенсивному метасоматическому воздействию со стороны остывающих гранитных магм, богатых летучими компонентами. Однако полевые исследования не позволили установить в них сколько-нибудь выраженной метасоматической зональности. Петрографическое изучение также не выявило явных признаков метасоматоза: псевдоморфоз, участков коррозии, вторичной зональности зерен, гелицитовых структур и т.п., – и только анализ привноса-выноса компонентов позволил нам выявить скрытую геохимическую зональность в пределах экзоконтакта.

Указанная зональность обусловлена привносом в тыловую зону Na и Fe³⁺ из магматического очага и выносом Ca в породы обрамления на фоне окисления Fe²⁺ до Fe³⁺. В ходе данного процесса Si, Al, Mg и K были инертными или малоподвижными компонентами. Метасоматическое воздействие отрази-

лось и в перераспределении элементов-примесей. В наибольшей степени заметен привнос крупноионных литофильных элементов (Sr, Li, Rb, Cs) в тыловую зону. Несмотря на значительный градиент концентраций циркония между эндоконтактовыми минерализованными гранитами и экзоконтактовыми гнейсами (0.37-0.69 против 0.2-0.3 масс. % ZrO_2), обогащения данным компонентом тыловой зоны не наблюдается. HLn и Y привносились несколько интенсивней, чем LLn. При существенном относительном накоплении Ln и Y, абсолютные значения приращения их массы незначительны: суммарное содержание редкоземельных элементов возрастает от 100 ppm в наименее измененных участках до 320 ppm – на контакте, а иттрия – от 28 до 130 ppm.

Значительное накопление фтора в приконтактовых породах (до 2.6 масс. %) говорит о существенно фторидном составе воздействовавшего флюида (поскольку коэффициент распределения фтора в системе флюид – гранитный расплав значительно выше единицы [5]). Именно участие фтора в процессе гидротермально-метасоматической переработки во многом определяет степень мобильности таких малоподвижных компонентов, как высоkozарядные и редкоземельные элементы [10]. Механизм рудоконцентрирования заключается в отделении от магматического очага гетерофазного флюида, состоящего из собственно гидротермального раствора и высокоплотного фторидного рассола, эффективно экстрагирующего редкоземельные металлы [4].

Однако, как было показано, значимого массопереноса редких металлов в ходе контактово-реакционного взаимодействия не происходило. Этот факт можно объяснить тем, что фиксация рассеянных элементов в минералах-концентраторах произошла на ранних этапах эволюции магматической системы, ещё до момента отделения флюидной фазы. Для проверки данного предположения были исследованы хондрит-нормализованные спектры распределения Ln (рис. 1) на наличие в них так называемых тетрад-эффектов, которые связывают с воздействием флюидов, обогащенных летучими компонентами (F, B, CO_2 , P, Cl) в ходе магматических, метасоматических и гидротермальных процессов.

Физическая основа тетрадного эффекта заключается в нарушении когерентности периодического заполнения f-подуровня электронной конфигурации лантаноидов в четырех «тетрадах»: $T_1=La-Nd$, $T_2=Pm-Gd$, $T_3=Gd-Ho$ и $T_4=Er-Lu$. Визуально тетрад-эффект проявляется в образовании небольших изгибов на спектре редкоземельных металлов в рамках данных сегментов. Выделяют 2 типа тетрадного эффекта: W (вогнутая кривая распределения) и M (выпуклая кривая распределения Ln). Численная оценка величины тетрадного эффекта производилась по формуле, предложенной В. Ибером [9]:

$$TE_i = ((X_2 \times X_3) / (X_1 \times X_4))^{1/2},$$

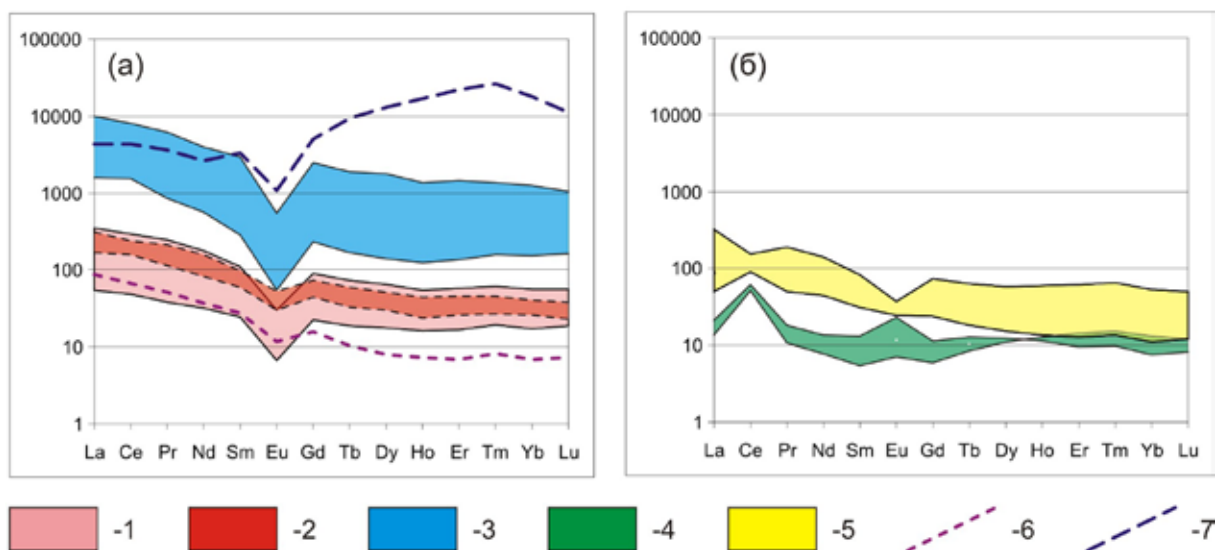


Рис. 1. Хондрит-нормализованные графики распределения REE в щелочных гранитоидах (а) и породах экзоконтакта (б) Западно-Кейвского массива.

1 – граниты внутренней части массива (участки Ровозеро, Юмперуайв); 2 – граниты г. Макзабак; 3 – минерализованные граниты экзоконтакта; 4 – сланцы; 5 – гнейсы; 6 – гранит вблизи силекситов; 7 – силексит. Нормализовано по [6].

где TE_i – «степень» тетрад эффекта в i -ой тетраде, X_1, X_2, X_3, X_4 – нормированные к хондриту концентрации элементов i -ой тетрады. С учётом аналитической погрешности ISP-MS, тетрад-эффект считается значимым при $TE_i > 1.1$ (М-тип) или $TE_i < 0.9$ (W-тип). Значения TE_1 и TE_2 не учитывались из-за регулярно наблюдающихся цериевой и европиевой аномалий (так, при выборке в 70 образцов коэффициент корреляции Пирсона между значениями Ce/Ce^* и TE_1 равен 0.97).

Проведенные исследования показали, что в большинстве проб щелочных гранитов участков Макзабак, Юмперуайв и Ровозеро тетрадные эффекты фракционирования Lp полностью отсутствуют, причем это справедливо как для приконтактных пород, так и для образцов, отобранных на значительном удалении от контакта. В гнейсах и (в большей степени) сланцах наблюдаются слабые тетрад-эффекты М-типа в T_3 (Gd-Но тетраде). Это означает, что метасоматические процессы практически не затронули граниты массива и оказали лишь незначительное воздействие на породы обрамления. Наряду с этим, в пределах массива существуют специфические пегматито-гидротермальные образования – силекситы – с ураганным содержанием Lp и Y (суммарно до 48700 ppm). Они характеризуются значительным обогащением тяжелыми редкоземельными металлами относительно легких ($(La/Yb)_n = 0.2$, $TR_{Ce}/TR_Y = 0.13$) и ярко выраженным тетрад-эффектом М-типа в третьей и четвертой тетрадах ($TE_3=1.2$, $TE_4=1.4$) на фоне отсутствия выраженной цериевой аномалии (см. рис. 1).

Предположительно, в спектрах распределения источников рудного вещества для пород экзоконтакта и силекситов должны присутствовать тетрад-эффекты W-типа. Действительно, породы с подобными специфическими чертами установлены в зоне минерализованных гранитов (рис. 1). Выяснилась интересная статистическая закономерность – при уменьшении значения TE_3 , изменяется вклад HLn и LLn в общий баланс редкоземельных элементов. При значениях TE_3 , равных 0.99-1.00 отношение TR_{Ce}/TR_Y варьирует в пределах 2.4-3.0, а при снижении TE_3 до 0.9 $TR_{Ce}/TR_Y = 6.1$. Коэффициент линейной корреляции между значениями TE_3 и TR_{Ce}/TR_Y для 8 образцов минерализованных гнейсов составляет -0.91. Это говорит о преимущественном выносе HLn из метасоматически измененных гранитоидов в породы экзоконтакта.

Положительные цериевая и европиевая аномалии наиболее интенсивны в кристаллических сланцах и последовательно уменьшаются по мере приближения к контакту с щелочными гранитами. В районе экзоконтакта европиевая аномалия меняет знак и продолжает уменьшаться вплоть до достижения максимальных отрицательных значений в эндоконтактной зоне щелочногранитного массива.

Суммируя полученные результаты, можно сформулировать несколько общих выводов:

1. Наиболее высокие концентрации редких металлов приурочены к эндоконтактной зоне щелочных гранитов;
2. Миграция редких металлов в породы обрамления практически отсутствовала вследствие фиксации рассеянных элементов на ранних этапах эволюции магматической системы – ещё до момента отделения флюидной фазы;
3. Каждая из рассматриваемых пород характеризуется специфичным распределением редкоземельных элементов с постепенной его трансформацией в разрезе (прежде всего, последовательным уменьшением цериевой и европиевой аномалий по мере перехода от сланцев к гнейсам, апогнейсовым метасоматитам и щелочным гранитам);
4. Анализ спектров распределения Lp на наличие в них тетрад-эффектов как индикаторов флюидного режима позволяет говорить о незначительном участии растворов в накоплении и перераспределении Lp в контактовых зонах.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Батиева И.Д. Петрология щелочных гранитоидов Кольского п-ова. Л.: Наука, 1976. С. 29-32.
2. Баянова Т.Б. Возраст реперных геологических комплексов Кольского региона и длительность процессов магматизма. СПб: Наука, 2004. 174 с.
3. Волошин А.В., Пахомовский Я.А. Минералы и эволюция минералообразования в амазонитовых пегматитах Кольского п-ова. Л.: Наука, 1986. 168 с.
4. Граменицкий Е.Н., Щекина Т.И., Девятова В.Н. Фазовые отношения во фторсодержащей гранитной и нефелин-сиенитовой системах и распределение элементов между фазами (экспериментальное исследование). М.: ГЕОС, 2005. 188 с.

5. Когарко Л.Н., Кригман Л.Д. Фтор в силикатных расплавах и магмах. М.: Наука, 1981. 128 с.
6. Anders E., Grevesse N. Abundances of the elements: meteoritic and solar // *Geochim. Cosmochim. Acta*. 1989. V. 53. P. 197-214.
7. Grant J.A. The isocon diagram – A simple solution to Gresens' Equation for metasomatic alteration // *Econ. Geol.* 1986. V. 81. N. 8. P. 1976-1982.
8. Gresens R.L. Composition-volume relationships of metasomatism // *Chem. Geol.* 1967. V. 2. N. 1. P. 47-55.
9. Irber W. The lanthanide tetrad effect and its correlation with K/Rb, Eu/Eu*, Sr/Eu, Y/Ho, and Zr/Hf of evolving peraluminous granite suites // *Geochim. Cosmochim. Acta*. 1999. V. 63. N. 3/4. P. 489-508.
10. Rubin J.N., Henry C.D., Price J.G. The mobility of zirconium and other «immobile» elements during hydrothermal alteration // *Chem. Geol.* 1993. V. 110. P. 29-47.

СУЛЬФИДЫ МЕДИ И ЖЕЛЕЗА В ЗОЛОТОРУДНЫХ ПРОЯВЛЕНИЯХ ПАНАРЕЧЕНСКОЙ ВУЛКАНО-ТЕКТОНИЧЕСКОЙ СТРУКТУРЫ, КОЛЬСКИЙ РЕГИОН

Чернявский А.В., Волошин А.В., Войтеховский Ю.Л.

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

Золоторудные проявления Панареченской вулcano-тектонической структуры являются уникальными по разнообразию минеральных видов, среди которых выделяется особая ветвь сульфидов Cu. Минералы Cu представлены двумя типами: высокотемпературный халькозин-дигенитовый и низкотемпературный джирит-ковеллиновый. В ассоциации с сульфидами Cu, Fe и Zn они позволяют определить последовательность минералообразования и температуру образования. Большое разнообразие сульфидов Cu в рудных ассоциациях позволяет нам рассматривать колчеданную стадию рудообразования.

Панареченская вулcano-тектоническая структура (ПРВТС) расположена в центральном блоке Имандра-Варзугской зоны Печенгско-Варзугского зеленокаменного пояса и представляет собой брахиформную эллипсовидную структуру, вытянутую в СЗ направлении на 18 км при ширине до 6 км. В средней части структуры проходит Панско-Варзугский глубинный разлом, разделивший её на два различных по минерализации блока – Северо-Западный (СЗБ) и Юго-Восточный (ЮВБ) – смещённых в плане друг относительно друга на 4 км. На территории ПРВТС выделяют 4 типа рудоносных пород: углеродистые и сульфидно-углеродистые сланцы, серицит-карбонат-альбит-кварцевые и хлорит-карбонатные метасоматиты, массивные пиритовые руды. Вся рудная минерализация приурочена к зонам, претерпевшим интенсивный метасоматоз (окварцевание, серицитизацию). ПРВТС претерпела длительную историю в составе ИВСЗ: вулканогенно-осадочное отложение, прогрессивный и регрессивный этапы метаморфизма. По минеральным парагенезисам здесь установлены 4 типа главных минеральных ассоциаций: собственно благороднометаллическая; теллуридная и сульфотеллуридная; арсенидная и сульфоарсенидная; медно-сульфидная и медь-железо-сульфидная. Наиболее ярко проявлен теллуридный тип ассоциаций. Оруденение ПРВТС типизируется как метаморфизованное типа куроко – метасоматиты разного состава, наложенные на первичную колчеданную минерализацию. Это новый для Кольского п-ова Au-Te тип. Всего диагностировано 67 минеральных видов и фаз халькофильных и сидерофильных металлов, среди них 16 с видообразующей ролью Au и Ag, 27 теллуридов и сульфотеллуридов. В системе Au-Ag-Te установлено 5 минеральных видов из 9 известных (эмпрессит, штютцит, вольтскит, петцит, гессит) и две минеральные фазы (AgTe_2 и Ag_3Te_8). В системе Bi(Pb)-Te-Se-S установлено 8 минералов группы тетрадимита из 20 известных (теллуризмутит, тетрадимит, цумоит, ингодит, пильзенит, жозеит-А, баксанит, хедлейит). В группе алексита установлено 4 из 7 известных сульфотеллуридов с видообразующей ролью Pb (раклиджит, алексит, кочкарит и фаза С). Впервые для СЗ России в колчеданных рудах установлена низкотемпературная ртутная минерализация в составе колорадоита и минеральной фазы HgBiTe . Впервые установлен редкий минерал радхакришнаит $\text{PbTe}_3(\text{S}, \text{Cl})_2$. Из минералов с доминантной ролью Au установлены Au, петцит и нагиагит. Ag, кроме элементарной формы, кристаллизуется в целом ряде минеральных видов и фаз в классах теллуридов, сульфотеллуридов и сульфосолей [1, 2].

Среди большого разнообразия рудных минералов в ПРВТС выделяются две линии медных минералов: медно-сульфидная и медь-железо-сульфидная. Минералы системы Cu-S представляют особый инте-

рес для медно-колчеданных рудопроявлений. С учетом современных знаний о минеральном разнообразии в этой системе, термины «халькозин», «дигенит», «ковеллин» довольно условны. Как показали исследования последних 30-35 лет [3, 4], нередко под ними скрываются близкие минералы, отличающиеся составом, структурой и пределами устойчивости. Основная их особенность – нестехиометрический состав: отношение Cu/S в них колеблется между 1 и 2. Низкая химическая и термическая устойчивость нестехиометрических минералов системы Cu-S, их способность к быстрым фазовым переходам при незначительных колебаниях физико-химических параметров среды позволяют использовать их в качестве индикаторов условий минералообразования и последующих преобразований под воздействием эндогенных и экзогенных факторов. Изучение этих минералов в современных океанских рудах позволило охарактеризовать особенности подводного минералообразования и прояснить генезис древних стратиформных сульфидных руд [5].

В системе Cu-S известно 10 природных соединений (табл. 1). В таблице также приведены минералы, известные в системе Cu-Fe-S. По литературным данным установлено, что из 19 известных минералов Cu в гидротермальных системах Мирового океана найдено 16 минералов, в золоторудных проявлениях ПРВТС – 7 минералов. Их большая часть имеет нестехиометрический состав (Cu/S варьирует от 1 до 2), что связано с переходом части Cu из одно- в двухвалентное состояние в присутствии O₂. Нестехиометрические минералы системы Cu-S отличаются от халькозина, дигенита и ковеллина низкой температурной устойчивостью (ниже 93 °C для джарлеита, 50 °C для роксбиита и 30 °C для анилита). По составу, физическим свойствам и особенностям распространения выделяются два ряда: халькозин-дигенитовый (Cu₂S - Cu_{1,75}S) – высокомедистые сульфиды, и джирит-ковеллиновый (Cu_{1,6}S - CuS) – маломедистые сульфиды. Диапазон изменений состава минералов установленных в ПРВТС приведен в табл. 2. Высокомедистые минералы не устойчивы в экзогенной обстановке. Присутствие даже небольшого количества O₂ в системе приводит к окислению и выносу Cu [6].

Таблица 1. Сравнительная таблица минералов Cu и Cu-Fe в золоторудных проявлениях ПРВТС (1) и колчеданных месторождениях Урала (2) [7].

Минерал	Формула	1	2	Минерал	Формула	1	2
Медь	Cu		+	Борнит	Cu ₅ FeS ₄	+	+
Ковеллин	CuS	+	+	Нукундамит	Cu _{3,4} Fe _{0,6} S ₄		
Ярроуит	Cu _{1,20} S			Идаит	Cu ₃ FeS ₄		+
Спионкопит	Cu _{1,4} S		+	Моихукит	Cu ₉ Fe ₉ S ₁₆		
Джирит	Cu _{1,60} S	+		Фукучилит	Cu ₃ FeS ₈		
Анилит	Cu _{1,75} S		+	Халькопирит	CuFeS ₂	+	+
Дигенит	Cu _{1,78} S	+	+	Хейкокит	Cu ₄ Fe ₅ S ₈		
Роксбиит	Cu _{1,86} S			Кубанит	CuFe ₂ S ₃	+	+
Джарлеит	Cu _{1,96} S		+	Изокубанит	CuFe ₂ S ₃		+
Халькозин	Cu ₂ S	+	+				

Примечание: Синим цветом показана низкотемпературная минеральная ассоциация, красным цветом показана высокотемпературная минеральная ассоциация.

В золоторудных проявлениях ПРВТС установлены крайние члены двух рядов минералов системы Cu-S: халькозин-дигенитовый и джирит-ковеллиновый. Они являются вторичными, наложенными на ранние рудные минералы (сульфиды Fe, Cu и Fe, Zn).

На рис. 1 показан характер выделений сульфидов Cu. Халькозин представлен небольшими (до 10 мкм) самостоятельными зёрнами, заполняющими интерстиции в пирите. Дигенит развивается в виде кайм по халькопириту и сфалериту, образуя полосы шириной 5-10 мкм. Джирит развивается по халькопириту и сфалериту, образуя каймы и прожилки заполнения по трещинам, иногда – тонкие смеси с ковеллином. Ковеллин является поздним минералом, имеет ярко-синий цвет. Встречается в полиминеральных смесях с другими сульфидами Cu. Замещает халькопирит, иногда образует тонкие мономинеральные прожилки по халькопириту, замещается гематитом.

На основе структурных отношений минералов в сростаниях и анализа их термической устойчивости сульфиды Cu можно отнести к двум основным минеральным ассоциациям: ранней высокотемпературной и поздней низкотемпературной. Первая представлена халькозином и дигенитом, вторая включает все нестехиометрические сульфиды Cu и ковеллин. Наличие высокотемпературной ассоциации обосновывается при

Таблица 2. Диапазоны химического состава минералов Cu, масс. %.

Элементы	Джирит	Дигенит	Ковеллин	Халькозин	Кубанит
Cu	75.16-76.26	74.45-76.66	67.18-72.07	78.01	25.93
Fe	0.00-0.79	2.37-3.46	2.75-3.56	3.07	34.66
Ti	0.00-0.99				
S	22.56-24.06	20.96-22.08	27.62-29.26	18.92	39.78
Сумма	100.00	100.00	100.00	100.00	100.37
Формульные коэффициенты					
Cu	1.576-1.603	1.701-1.806	1.158-1.302	2.081	0.987
Fe	0.000-0.020	0.065-0.090	0.057-0.070	0.093	1.501
Ti	0.00-0.029				
S	1.000	1.000	1.000	1.000	3.000

сутствием гексагонального халькозина, дигенит-борнитовых твёрдых растворов и соотношением с первичными сульфидами. Пределы устойчивости халькозина 103-403 °С [5, 6]. По экспериментальным данным [8], дигенит и халькопирит сосуществуют до 230 °С, при более высоких температурах реагируют с образованием борнита. Последовательность выделения минералов этой ассоциации: халькопирит – борнит – дигенит – халькозин. В низкотемпературной ассоциации пределы устойчивости варьируют от 157 до 30 °С [5, 6]. Большая часть ассоциации замещает все ранние минералы с образованием неравновесных ассоциаций.

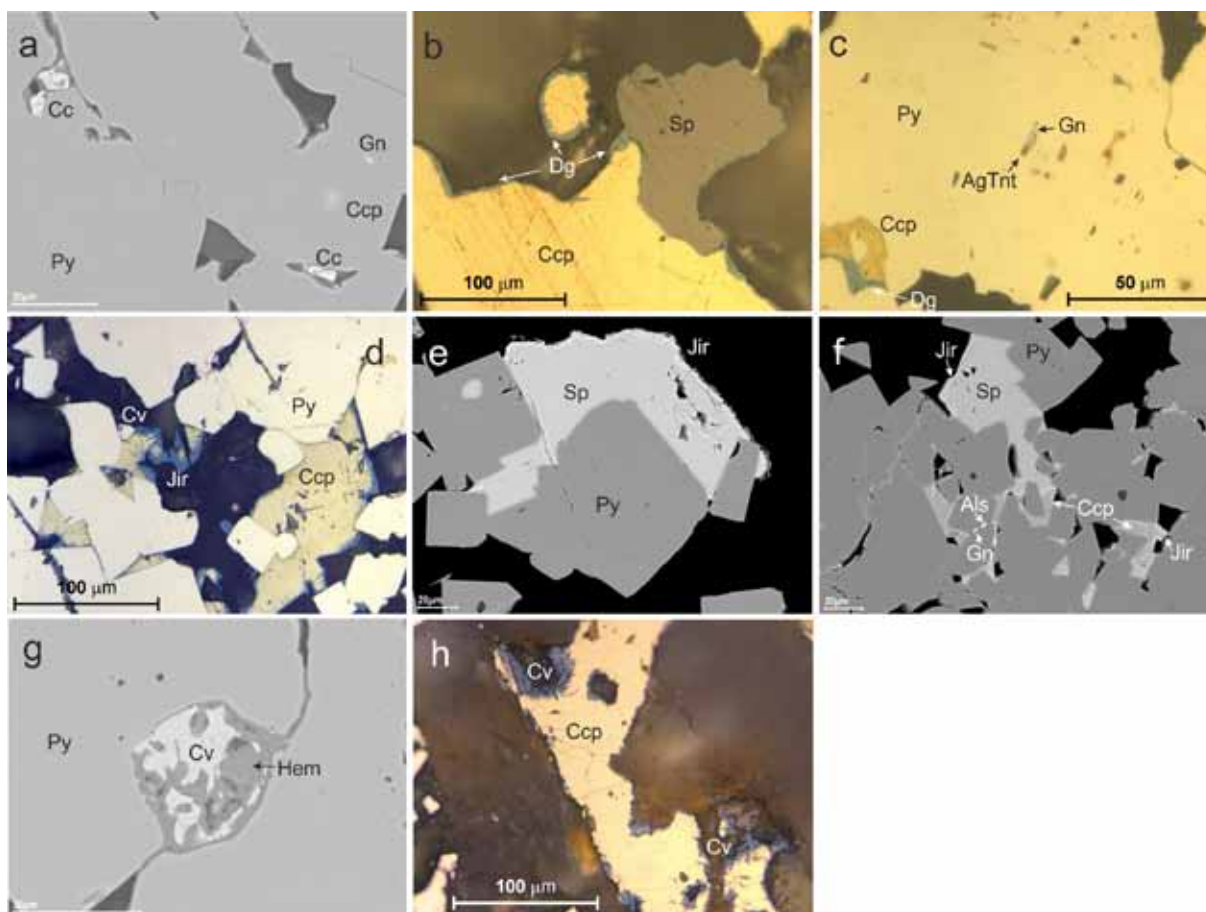


Рис. 1. Характер выделений минералов Cu: а – халькозин (Cc), халькопирит (Ccp), галенит (Gn), пирит (Py); б – дигенит (Dg), халькопирит (Ccp), сфалерит (Sp); в – дигенит (Dg), халькопирит (Ccp), галенит (Gn), аргентотеннантит (AgTnt), пирит (Py); д – джирит (Jir), ковеллин (Cv), халькопирит (Ccp), пирит (Py); е – джирит (Jir), сфалерит (Sp), пирит (Py); ф – джирит (Jir), сфалерит (Sp), халькопирит (Ccp), галенит (Gn), алексит (Als), пирит (Py); г – ковеллин (Cv), гематит (Hem), пирит (Py); h – ковеллин (Cv), халькопирит (Ccp). а, е, ф, г – в обратно-рассеянных электронах, б, в, d, h – в отражённом свете.

Их выделение может происходить в разной последовательности: 1) джарлеит – анилит – джирит – спинокопит – яроуит – ковеллин; 2) джарлеит – спинокопит – яроуит – ковеллин; 3) джарлеит – ковеллин.

Для разных стадий литогенеза, метаморфизма и гипергенеза установлены типоморфные минералы систем Cu-S и Cu-Fe-S и их ассоциации [6]. Диагенез: дигенит, роксбиит, джарлеит, х-борнит; пирит + дигенит, пирит + джарлеит, пирит + борнит, халькопирит + дигенит, халькопирит + джарлеит. Катагенез: джарлеит, х-борнит; халькопирит + дигенит, халькопирит + джарлеит. Поздний катагенез – метакатагенез: халькозин (иногда его тетрагональная форма), борнит; халькозин + борнит, дигенит + борнит, халькозин + халькопирит, борнит + халькопирит. Зеленосланцевая фация метаморфизма: смесь моноклинного и тетрагонального халькозина, халькозин + борнит, борнит + халькопирит. Амфиболитовая фация метаморфизма: халькопирит; халькопирит + пирит, халькопирит + пирротин.

Таким образом, ПРВТС – уникальный объект в СВ части Феноскандинавского щита по разнообразию рудных минералов и фаз, что стало результатом наложения разных генетических стадий оруденения. Среди установленных минералов Cu выделяются два типа: высокотемпературный (халькозин-дигенитовый) и низкотемпературный (джирит-ковеллиновый). Эти два типа Cu минерализации в ассоциации с сульфидами Cu, Fe и Zn позволяют определить последовательность минералообразования и говорить об эндогенном типе генезиса руд и температуре их образования до 400 °С. Наличие Cu-сульфидного типа ассоциаций рудных минералов позволяет нам рассматривать колчеданную стадию рудообразования.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Волошин А.В., Чернявский А.В., Войтеховский Ю.Л. и др. Минералы системы Bi-Te-S Панареченского эпитеермального Au-Ag месторождения // Золото Кольского п-ова и сопредельных регионов. Тр. Всеросс. (с межд. участием) науч. конф., посв. 80-летию КНЦ РАН. Апатиты, 26-29 сент. 2010 г. Апатиты: Изд-во К & М, 2010. С. 14-18.
2. Волошин А.В., Чернявский А.В., Войтеховский Ю.Л. Теллуридная минерализация в золоторудных проявлениях Панареченской вулканогенно-тектонической структуры, Кольский п-ов // Вестник КНЦ РАН. 2012. № 1. С. 66-79.
3. Габлина И.Ф. Минералы системы медь-сера. М.: Изд-во МГП «Геоинформарк», 1993. 45с.
4. Габлина И.Ф. Сульфиды меди как индикаторы среды рудообразования // Докл. АН. 1997. Т. 356. № 5. С. 657-661.
5. Габлина И.Ф., Мозгова Н.Н., Бородаев Ю.С. и др. Ассоциации сульфидов меди в современных океанских рудах гидротермального поля Логачев (Срединно-Атлантический Хребет, 14° 45' с.ш.) // Геология рудных месторождений. 2000. Т. 42. № 4. С. 329-349.
6. Габлина И.Ф. Сульфиды меди и меди-железа как индикаторы условий образования и преобразования руд // Межд. науч. конф. Федоровская сессия. СПб., 2008. С. 32-34.
7. Зайков В.В., Масленников В.В., Зайкова Е.В. и др. Рудно-формационный и рудно-фациальный анализ колчеданных месторождений Уральского палеоокеана // Миасс: Изд-во УрО РАН, 2001. 212 с.
8. Yund R., Kullerud G. Thermal stability of assemblages in the Cu-Fe-S system // J. Petrol. 1966. V. 7. N. 3. P. 454-488.

КАК ФОРМИРОВАЛИСЬ МЕСТОРОЖДЕНИЯ-ГИГАНТЫ УГЛЕВОДОРОДОВ НА БАРЕНЦЕВОМОРСКОМ ОБРАМЛЕНИИ КОЛЬСКОГО РЕГИОНА, ВОСТОЧНО-БАРЕНЦЕВСКИЙ МЕГАПРОГИБ

Шипилов Э.В.

ПГИ КНЦ РАН, Мурманск, shipilov@pgi.ru

Восточно-Баренцевский мегабассейн в тектоническом отношении представляет собой протяженную (около 1400 км) клинообразную (с размерами в поперечнике от около 500 до 300 км) структуру, пересекающую Западно-Арктическую окраинно-континентальную платформу с севера на юг и утыкающуюся в систему перикратонных опусканий Восточно-Европейской платформы. Мощность его палеозойско-мезозойского осадочного выполнения по комплексу геолого-геофизических данных может превышать 20 км [1-6].

В южной половине мегабассейна открыто пять месторождений УВ, причем только газоконденсатных и газовых. Два газовых месторождения – Мурманское (по запасам относится к крупным) и Северо-

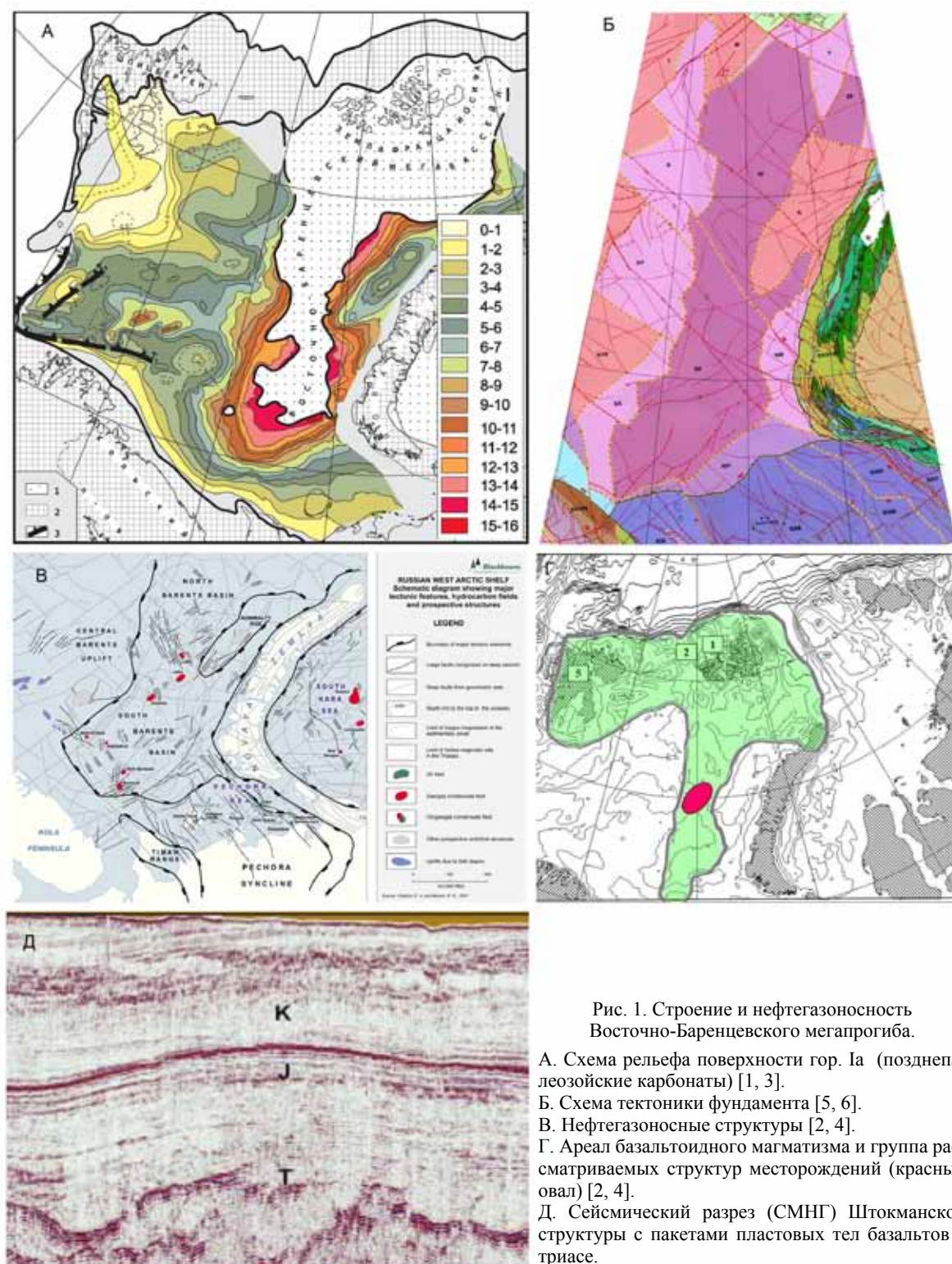


Рис. 1. Строение и нефтегазоносность Восточно-Баренцевского мегапрогиба.

- А. Схема рельефа поверхности гор. Ia (позднепалеозойские карбонаты) [1, 3].
 Б. Схема тектоники фундамента [5, 6].
 В. Нефтегазоносные структуры [2, 4].
 Г. Ареал базальтоидного магматизма и группа рассматриваемых структур месторождений (красный овал) [2, 4].
 Д. Сейсмический разрез (СМНГ) Штокманской структуры с пакетами пластовых тел базальтов в триасе.

Кильдинское (по запасам – среднее) расположены на юго-западной периферии Южно-Баренцевской впадины в пределах бортовых или прибортовых зон. Продуктивными являются триасовые отложения. Другая группа месторождений связана с т.н. Штокманско-Лунинским порогом (поднятием), разделяющим Южно- и Северо-Баренцевскую впадины. Газоконденсатные месторождения Штокманское и Ледовое относятся к уникальным по запасам, а Лудловское газовое месторождение – к крупным. Продуктивными здесь являются юрские отложения. Нефтегазоматеринскими породами, как для первой группы, так и для второй, служат, как считается, пермско-триасовые отложения, а для последней, возможно, и нижнеюрские, гумусовые и сапропелевые по содержанию органического вещества. Особый интерес вызывает вто-

рая группа месторождений, расположенная в приподнятой зоне между двумя впадинами, как с экономической точки зрения, так и с геологических позиций в плане дальнейших поисков аналогов и выяснения набора факторов, ответственных за их формирование. Каковы, в этой связи, определяющие особенности геологического строения, присущие месторождениям Штокманско-Лунинского поднятия, обусловившие концентрацию гигантских УВ скоплений?

Все антиклинальные локальные структуры-ловушки, с которыми связаны месторождения УВ, довольно отчетливо выражены как в меловых и триасовых отложениях, так и в рельефе кровли юрских образований (отражающий сейсмический горизонт В) с амплитудами около 100-200 м. Они изометричны в плане и по замкнутым изогипсам характеризуются площадью от 500 до 1500 км². Простираение складок Штокманского и Ледового месторождений северо-восточное, а Лудловского – субширотное. В этой связи следует заметить, что в структурном плане кровли юрских отложений Штокманско-Лунинского поднятия преобладает система частых нарушений северо-западного простираения, совпадающая с направлением Байдарацкой зоны разломов с лево-сдвиговой компонентой, тогда как нарушения северо-восточной ориентировки играют явно подчиненное значение. Изучение строения бассейна показывает, что как те, так и другие связаны с разломами глубинного уровня заложения либо оперяют их.

Продуктивность связана с песчано-алевритовыми породами среднекембрийского, байоского и ааленского возраста. Залежи всех месторождений пластово-сводовые и в разрезе изолированы друг от друга толщами глин. Мощность продуктивных горизонтов изменяется от 12-50 м на Ледовом месторождении, до 30-40 м на Лудловском и достигает 80-90 м на Штокманском. При этом максимальная пористость коллекторов составляет, соответственно, 17-21, 25-27 и 19-27 %.

Газ продуктивных толщ в целом однотипен по составу. Так, газ Штокманского месторождения является метановым (92.4-96.3 %), низкоазотным (1.7-2.5), бессернистым, низкоуглекислым (0.2-0.7), низкогелийным (0.017). Сверху вниз по разрезу месторождения отмечается утяжеление газа (0.578-0.605 г/см³). Конденсат малосмолистый, малосернистый с плотностью 0.79-0.8 г/см³ на Ледовом месторождении и до 0.82 г/см³ на Штокманском.

Сравнивая строение трех месторождений, можно заметить, что в северном направлении происходит усложнение их структуры за счет тектонической нарушенности. В этой связи наблюдается не только усложнение строения самих залежей, но и ухудшение качества регионального неокемского флюидоупора, представленного аргиллитистыми породами мощностью около 60 м.

Перечисленные характеристики и параметры, в том или ином виде, фигурируют в качестве главных показателей, определяющих масштабы месторождений УВ. В представленной работе акцентируется внимание на тектоно-геодинамической стороне проблемы.

Обычно при характеристике и иллюстрации строения месторождения рассматриваются лишь комплексы пород, которые вскрыты бурением. Ниже залегающая часть разреза, уже после открытия месторождений, хотя и освещенная сейсморазведкой, чаще всего выпадает из поля зрения. А между тем, судя по материалам МОВ ОГТ, антиклинальные поднятия отмеченных выше месторождений не имеют соответствия в подстилающих допозднетриасовых отложениях. Опорные отражающие горизонты, относимые к средневерхнепалеозойскому комплексу под рассматриваемыми структурами, залегают субгоризонтально либо моноклинально. При этом видимого углового несогласия между верхнепалеозойскими и мезозойскими отложениями не зафиксировано. Вместе с тем на сводовых частях рассматриваемых структур отмечаются следы размыва, начавшегося, по меньшей мере, в конце юры – начале мела, а возможно, и несколько ранее. Это, вне сомнения, свидетельствует о том, что к позднеюрско-раннемеловому времени (неоком) в структурном плане эти поднятия уже существовали и продолжали расти. Если это так, тогда можно говорить о том, что с этого периода началось формирование месторождений и заполнение ловушек УВ флюидами.

В связи с отмеченными сейсмостратиграфическими особенностями разреза в отношении генезиса рассматриваемых выше крупнейших структурных ловушек УВ флюидов сложились представления как о бескорневых. В одних случаях причиной их формирования называлась специфика условий седиментации, в других – тангенциальное воздействие затухающего фронта надвигообразования со стороны Новоземельского орогена.

Сейсмостратиграфический анализ показывает, что в комплексах осадочного чехла Восточно-Баренцевского мегабассейна широким развитием пользуются специфические отражающие горизонты, геологическая природа которых долгое время была неясной. Их изучение и последующее бурение установили магматическую природу аномальной сейсмической записи, обусловленной пластовыми интрузиями основного состава. Среди них преобладают пакеты силлов. Ареал проявления этого базальтоидного магматизма охватывает архипелаги Шпицберген и Земля Франца-Иосифа и прилегающий к ним шельф. По геолого-геофизическим данным базальтовые интрузии насыщают разрез терригенных отложений и в плане прослеживаются в виде языка далеко на юг вдоль Восточно-Баренцевского мегабассейна. На сейс-

мических разрезах отчетливо наблюдается, как с юга (Южно-Баренцевская впадина) на север полоса интрузивных базальтоидных тел занимает все более высокие стратиграфические и гипсометрические уровни в разрезе осадочного чехла (от пермско-триасового до нижнемелового), вплоть до выхода на экзарационную поверхность дна моря на шельфе архипелага Земля Франца-Иосифа. На последнем и архипелаге Шпицберген пластовые тела базальтоидов вскрыты рядом скважин, причем их число в разрезе может достигать нескольких десятков.

Многочисленные тела силлов в триасовых отложениях отмечаются на сейсмических разрезах, пересекающих Штокманско-Лунинский порог, в том числе под локальными структурами месторождений УВ – Штокманским, Ледовым и Лудловским. Под этими антиклинальными поднятиями пакеты силлов образуют как бы подушкообразные раздувы за счет увеличения числа пластовых тел. Судя по результатам бурения на архипелагах Земля Франца-Иосифа и Шпицберген, толщина пластовых тел базальтов может колебаться от нескольких до десятков метров. Тогда, учитывая их число, суммарная мощность базальтовых прослоев примерно соответствует амплитуде рассматриваемых локальных поднятий по кровле юры. Условия залегания отдельных силлов различны: иногда они залегают согласно с вмещающими породами, чаще несогласно, пересекая различные стратиграфические уровни осадочного чехла. Бурением на Лудловской структуре вскрыты два самых верхних пласта габбро-диабазов, залегающих в среднем триасе. Определение их абсолютного возраста К-Аг методом показало, что они принадлежат разным генерациям: верхний силл имеет возраст 131-139 млн. лет, нижний – 159 млн. лет. Новейшие определения абсолютного возраста образцов пород трапповой формации, отобранных нами на островах Земли Франца-Иосифа, $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ методом показали более широкий разброс значений – от 125 до 189 млн. лет [2, 4].

Таким образом, результаты сейсмостратиграфического анализа и определения возраста базальтоидного магматизма с большой вероятностью указывают на то, что формирование и рост локальных структур рассматриваемых месторождений УВ и процесс интрузивной деятельности протекали практически одновременно. Некоторые неоднородности осадочного чехла, как и сам Штокманско-Лунинского порог, могли возникнуть под воздействием инерционного фронта надвигообразования со стороны Новоземельского пояса и впоследствии, как подготовленные формы, были интродуцированы телами силлов.

Изложенное позволяет констатировать, что юрско-меловой тектономагматический этап имел определяющее значение в создании условий для размещения месторождений и УВ потенциала Штокманско-Лунинского поднятия. Это дает основание считать, что: 1) для рассматриваемых антиклинальных структур, к которым приурочены гигантские газоконденсатные месторождения, причиной формирования являлся тектоно-магматический фактор, т.е. внедрение силлов; 2) преобладающий фазовый состав флюидов указанных месторождений и их громадный по запасам потенциал, в отличие от других нефтегазоносных структур Баренцевского региона, во многом определялся влиянием процессов базальтоидного магматизма на газогенерационные свойства вмещающих пород позднепермско-триасового и более древнего возраста; 3) магмоподводящие каналы и разломы могли служить активными каналами миграции УВ флюидов, участвуя в «подкачке» и заполнении структурных ловушек; 4) учитывая широкое развитие пластовых тел базальтов в плане и по разрезу, они могли быть промежуточными флюидоупорами для УВ, что не исключает возможности обнаружения месторождений-спутников.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Шипилов Э.В. К тектоно-геодинамической эволюции континентальных окраин Арктики в эпохи молодого океанообразования // Геотектоника. 2004. № 5. С. 36-52.
2. Шипилов Э.В. О тектономагматическом факторе в формировании месторождений-гигантов углеводородов Восточно-Баренцевского бассейна // Докл. АН. 2010. Т. 434. № 4. С. 509-514.
3. Шипилов Э.В. Тектоно-геодинамические обстановки формирования сверхглубоких бассейнов Баренцево-Карской континентальной окраины // Матер. XLV Тектонич. совещания. М.: ГЕОС, 2013. С. 259-263.
4. Шипилов Э.В., Мурзин Р.Р. Месторождения углеводородного сырья западной части российского шельфа Арктики: геология и закономерности размещения // Геология нефти и газа. 2001. № 4. С. 6-19.
5. Шипилов Э.В., Шкарубо С.И., Журавлев В.А. Глубинное строение и тектоника зоны сочленения Восточно-Европейского кратона (Балтийский щит) и Западно-Арктической платформы по комплексу геолого-геофизических данных // Связь поверхностных структур земной коры с глубинными. Петрозаводск: Изд-во КарНЦ РАН, 2008. С. 356-358.
6. Шкарубо С.И., Шипилов Э.В. Тектоника Западно-Арктической платформы // Разведка и охрана недр. 2007. № 9. С. 32-37.



ОБЩАЯ И ГЕНЕТИЧЕСКАЯ МИНЕРАЛОГИЯ

КРИСТАЛЛОГРАФИЧЕСКИЙ АНАЛИЗ ПРИРОДНЫХ СУЛЬФИДОВ ТЯЖЕЛЫХ МЕТАЛЛОВ РУКСЕЛИТА, ФЕЛЬБЕРТАЛИТА, МАРРУЧЧИИТА

Борисов С.В., Магарилл С.А., Первухина Н.В.

Институт неорганической химии им. А.В. Николаева СО РАН, Новосибирск, borisov@niic.nsc.ru

Успехи кристаллоструктурной минералогии, оперирующей информацией о десятках тысяч детально изученных минералов, особенностях их строения и связях строения с динамикой состава, позволяют объективно представлять процессы минералообразования, механизмы взаимодействия и превращений минералов. В последние годы много сделано в трактовке строения многочисленных природных сульфидов [4]. Предложенный нами метод кристаллографического анализа [1] оказался весьма результативным в этих исследованиях. Нами были проанализированы особенности структурообразования двойных сульфидов и сульфосолей [1, 2]. Во всех случаях обнаружены псевдотрансляционные упорядочения (подрешетки) катионов и – отдельно – анионов с разной степенью регулярности. Геометрические параметры подрешеток для разных наборов катионов варьируют в довольно узких пределах, что имеет место и для анионных подрешеток. В данной работе сделан кристаллографический анализ трех сульфидов с тремя-четырьмя сортами катионов и согласование результатов анализа с трактовкой этих структур по Э. Маковицкому как структур, составленных из одно- и двумерных типовых «строительных» блоков разного состава и ориентаций [4].

Минерал рукселит (rouxelite) $\text{Cu}_2\text{HgPb}_{22}\text{Sb}_{28}\text{S}_{64}(\text{O},\text{S})_2$ ($C2/m$; $z=2$; $a=43.113$; $b=4.059$; $c=37.874$ Å; $\beta=117.35^\circ$ [5]) имеет 27 разных кристаллографических позиций для катионов и 33 позиции для анионов. Из первых большая часть занята единственным сортом катионов – Cu, Hg, Pb, Sb – и только в четырех уточнении зафиксирована смесь (Pb+Sb). В упрощенной процедуре кристаллографического анализа можно найти кристаллографические плоскости, наиболее плотно упакованные тяжелыми катионами: по экспериментальной порошковой дифрактограмме или расчетной, выполненной по координатам только катионов структуры. Для такой «таблетчатой» структуры с зеркальной плоскостью симметрии, перпендикулярной к короткой трансляции (~ 4 Å) самый жестко упорядоченный «силовой» катионный скелет структуры образован подрешеткой точек пересечений плоскостей (10.0.2), (0.0.10) и (020). Параметры подрешетки: $a_k = -1/50a + 1/10c = 4.25$; $b_k = 1/10a = 4.31$; $c_k = b/2 = 2.03$ Å; $\gamma_k = 127.72^\circ$.

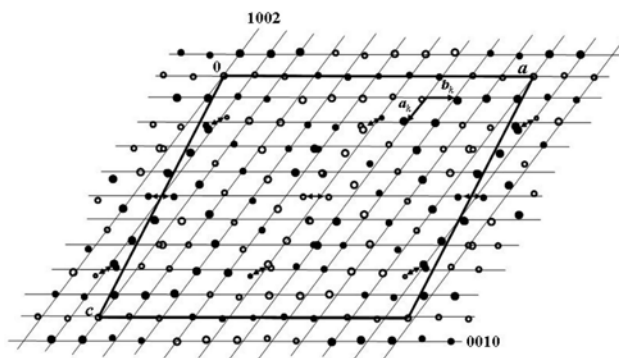


Рис. 1 а. Рукселит: проекция позиций катионов на плоскость xz .

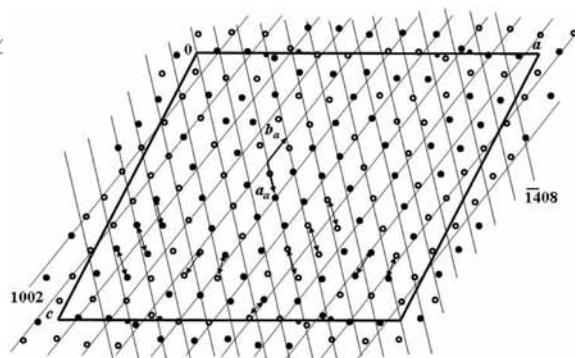


Рис. 1 б. Рукселит: позиции анионов и сетка узлов анионной подрешетки.

На рис. 1 а показана проекция позиций катионов на плоскость xz и сетка узлов – точек пересечений координатных плоскостей подрешетки (0.0.10) и (10.0.2). Вдоль y -оси узлы подрешетки разделены расстоянием в 2.03 Å, так что занятый атомом узел чередуется с вакантным. Наиболее легкий катион Cu и наполовину заполняющий позиции катион Sb (в центре ячейки и серединах c -трансляций) «выпадают» из упорядочения данными плоскостями, а остальные 100 катионов ячейки близки к соответствующим узлам подрешетки. В более легкой по массе анионной матрице самыми плотнозаполненными плоскостями оказались (14.0.8), (10.0.2), (020), определяющие анионную подъячейку с 216-ю узлами в элементарной ячейке. Анионов же в ячейке 132, что существенно превышает число доступных к заполнению узлов этой подрешетки (108). На рис. 1 б в независимой части ячейки отмечены пары, из которых только один атом обеспечен узлом. За исключением их и позиций, занятых частично анионом кислорода, упорядочение хорошее. Параметры анионной подрешетки на вышеуказанных плоскостях таковы:

$$a_a = 4/54a + 7/54c = 4.46; b_a = 1/54a - 5/54c = 3.94; c_a = b/2 = 2.03 \text{ Å}; \alpha_a = \beta_a = 90^\circ; \gamma_a = 130.14^\circ.$$

Факт наличия в структуре рукселита хорошо выраженных «скелетных» подрешеток катионов и анионов, отражающих характер их раздельного упорядочения псевдогексагональными подрешетками, является результатом дальнедействующих «механических» сил, обеспечивающих кристаллизацию, и он не исключает локальных образований, инициированных химическими связями между атомами. Имея в виду трактовку структуры рукселита как сочетания фрагментов со стандартной атомной конфигурацией типа PbS, мы провели поиск этих фрагментов в катионной и анионной матрицах рукселита. Известно, что для сульфидов наших катионов наиболее предпочтительна структура типа PbS, т.е. структура с взаимной октаэдрической координацией катионов анионами и наоборот и с трехслойной плотнейшей кубической упаковкой тех и других. При этом зеркальные плоскости симметрии и трансляция $\sim 4 \text{ \AA}$, им перпендикулярная, будут сохранившимися реликтом идеальной симметрии $Fm\bar{3}m$, а именно плоскостями « m », перпендикулярными диагоналям граней кубической F -ячейки, причем длина центрирующей грань трансляции как раз порядка $4 \text{ \AA}$.

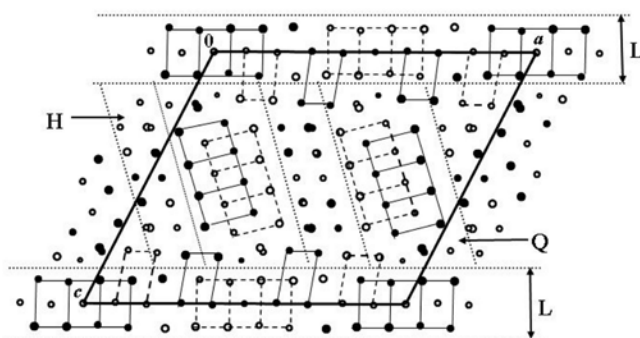


Рис. 2 а. Фрагменты структуры рукселита с расположением катионов по типу PbS выделены сплошными и штриховыми линиями (2 уровня по y -координате); пунктирными линиями выделены фрагменты H, L, Q.

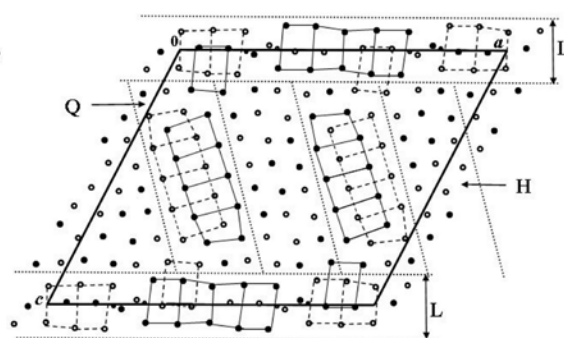


Рис. 2 б. Фрагменты структуры рукселита с расположением анионов по типу PbS.

На рис. 2 а фрагменты такой геометрии в катионной матрице выделены. Это значит, что в направлении оси b структуры пройдут стержни с такими сечениями, в которых геометрия расположения катионов будет как в структуре PbS в направлении $[110]$. На рис. 2 б то же самое сделано в анионной матрице. Взаимное расположение обеих матриц обеспечивает октаэдрическое окружение катионов в объеме стержней двух ориентаций, т.е. действительно в них имеет место геометрия структурного типа PbS. Между стержнями находятся пограничные зоны «турбулентности», где сосредоточены все существенные отклонения атомов от упорядочения соответствующими подрешетками. Тем не менее, близость атомов к узлам своих подрешеток в этих зонах в xz -проекции указывает на то, что смещения атомов по сравнению со структурой типа PbS в основном ограничены их перестановками по y -оси с уровня 0 на $1/2$ и наоборот. На рисунках 2 а, б стержневые фрагменты структуры Q, H и двумерный слой L по трактовке Э. Маковицкого [4] выделены как на катионной, так и на анионной матрицах структуры рукселита. Отличие нашей интерпретации в том, что слой L разбит на стержни, разделенные зонами, в которых находятся «нестандартные» анионы (S, O).

В структуре фельберталита (*felbertalite*) $\text{Cu}_2\text{Pb}_6\text{Bi}_8\text{S}_{19}$ ($C2/m$; $z=2$; $a=27.64$; $b=4.05$; $c=20.74 \text{ \AA}$; $\beta=131.26^\circ$, [6]) рефлексы (203), $(\bar{8}03)$ и (020) определяют основу «катионного» скелета с 60-ю узлами в элементарной ячейке. Параметры катионной подъячейки $a_k=1/10a-4/15c=4.25$; $b_k=1/10a-1/15c=3.82$; $c_k=b/2=2.03 \text{ \AA}$; $\alpha_k=\beta_k=90^\circ$; $\gamma_k=117.76^\circ$. Анионная подрешетка фельберталита построена на плоскостях $(\bar{8}03)$, (204) и (020), ее параметры: $a_a=3/38a+4/19c=3.36$; $b_a=2/19a-1/19c=3.72$; $c_a=b/2=2.03 \text{ \AA}$; $\alpha_a=\beta_a=90^\circ$; $\gamma_a=114.74^\circ$. Совмещение катионных и анионных фрагментов подрешеток, соответствующих по геометрии структурному типу PbS, показало, что вдоль оси a структуры фельберталита чередуются двумерные фрагменты-слои со структурой типа PbS (взаимное октаэдрическое окружение катионов анионами и наоборот), разделенные узкими прослойками, в которых катионы и анионы нарушают геометрию этого типа структуры, но только в пределах вариации y -координаты, которая при данных значениях координат x и z может быть либо 0, либо $1/2$. Таким образом, кристаллографический анализ обнаружил взаимосогласованное расположение слоев PbS-типа, поскольку катионы и анионы всей структуры подчинены своим единым подрешеткам с возможностью ограниченной вариации позиций атомов за счет вакантных узлов подрешеток.

У еще одного сульфида сложного состава $\text{Hg}_3\text{Pb}_{16}\text{Sb}_{18}\text{S}_{46}$, марруччиита (marrucciite) ($C2/m$; $z=2$; $a=48.32$; $b=4.117$; $c=24.056$ Å; $\beta=118.24^\circ$ [3]) катионный каркас тяжелых атомов Hg, Pb, Sb имеет подрешетку на плоскостях (803), ($\bar{6}07$), (020) – первые две в области ожидаемых параметров для данных атомов ($d_{hkl} \sim 3,5$ Å), третья, зеркальная плоскость, концентрирующая все атомы структуры. Параметры катионной подрешетки: $a_k = 7/74a + 3/37c = 4.01$; $b_k = -3/74a + 4/37c = 3.94$; $c_k = b/2 = 2.06$ Å; $\alpha_k = \beta_k = 90^\circ$; $\gamma_k = 119.46^\circ$. Здесь также можно выделить области, соответствующие по геометрии взаимному расположению катионов по типу PbS (с учетом небольших деформаций). Как и в случае рукселита, они представляют сечения модулей-стержней, параллельных у-оси – строительных элементов структуры в концепции Э. Маковицкого [4]. В качестве координатных плоскостей анионной подрешетки были взяты ($16.0.\bar{3}$), ($10.0.4$) и (020). Анионная матрица согласуется с более упорядоченной катионной, в том числе в областях фрагментов с PbS-типом структуры. Параметры анионной подрешетки: $a_a = 3/94a + 8/47c = 3.61$; $b_a = 2/47a - 5/47c = 3.98$; $c_a = b/2 = 2.06$ Å; $\alpha_a = \beta_a = 90^\circ$; $\gamma_a = 131.2^\circ$.

Кристаллографический анализ трех типичных представителей многочисленного семейства сульфидов подтвердил ранее полученные факты независимого псевдотрансляционного упорядочения позиций катионов и анионов, образующих в структурах «силовые скелеты» в форме подрешеток с геометрией, близкой к гексагональной. Более тяжелые катионы упорядочены в большей степени, чем анионы, чья геометрия более гибкая и вынуждена подстраиваться к катионной. Во всех структурах отмечены области с относительным расположением атомов, характерным для структурного типа PbS. Причем эти области в катионных и анионных матрицах в основном перекрываются. В зонах контактов этих областей, как правило, сосредоточены существенные нарушения регулярности: максимальные отклонения атомов от узлов подрешеток, избыточные атомы, позиции с изоморфным замещением. Имеет место хорошая корреляция кристаллографического описания рассмотренных структур с разработанной Э. Маковицким с соавторами концепцией сборки их из фрагментов «архетипов» (PbS, SnS, ZnS, [4]).

Как и в других «таблетчатых» структурах сульфидов [1, 2], основным структурообразующим фактором служит система зеркальных плоскостей симметрии, перпендикулярная короткой (~ 4 Å) b -трансляции. Она идеально упорядочивает позиции атомов по данному направлению и, вероятно, более правильно считать ее не реликтом симметрии «архетипа» (PbS), а начальным этапом упорядочения (кристаллизации). Существующие в предкристаллизационной фазе разориентированные фрагменты с взаимной октаэдрической координацией катионов и анионов выстраиваются этой системой плоскостей в единые двумерные образования. Кристаллографический анализ показывает, что стыковка данных фрагментов, обладающих общей системой зеркальных плоскостей, происходит не произвольно, а в нескольких возможных вариантах, так что атомные сетки в зеркальных плоскостях становятся едиными по всему кристаллу. Диагностическим признаком этого для моноклинных кристаллов служат интенсивные отражения типа ($h0l$) в области $d_{hkl} \sim 2-3.5$ Å, из которых можно получить информацию об упорядочении катионов, чьи вклады в интенсивность для данных структур преобладают.

Установить факт упорядочения анионов можно, проанализировав порошкограмму, рассчитанную только по координатам анионов. Как и в более простых структурах, независимое упорядочение анионов имеет место и вносит свой вклад в организацию рассмотренных структур.

Таким образом, кристаллографический анализ установил наличие в анализируемых структурах близких по геометрии «силовых» катионных каркасов, аналогичных найденным ранее в других природных и искусственных сульфидах [2], что объясняет факт образования тесных ассоциаций, взаимных прорастаний структур, эпитаксиальных контактов минералов в природе.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Борисов С.В., Магарилл С.А., Первухина Н.В. // Кристаллография. 2011. Т. 56. № 6. Р. 1001-1006.
2. Борисов С.В., Магарилл С.А., Первухина Н.В. // Зап. РМО. 2013 (в печати).
3. Laufek F., Sejkora J., Fejfarova K. *et al.* // Acta Cryst. E. 2007. V. 63. 190 p.
4. Makovicky E., Topa D. // Canad. Mineral. 2009. V. 47. P. 3-24.
5. Orlandi P., Meerschaut A., Mořlo Y., *et al.* // Canad. Mineral. 2005. V. 43. P. 919-933.
6. Topa D., Makovicky E., Balić-Zunić T. *et al.* // Eur. J. Mineral. 2000. V. 12. P. 845-833.

О ЗАКОНОМЕРНОСТЯХ ЭВОЛЮЦИИ РЕДКОЗЕМЕЛЬНЫХ ЭЛЕМЕНТОВ В ПОРОДАХ ПОЛОСЧАТОЙ ЖЕЛЕЗОРУДНОЙ ФОРМАЦИИ ПО ДАННЫМ ИЗУЧЕНИЯ ЦИРКОНА

Иванюк Г.Ю.^{1,2}, Баянова Т.Б.¹, Базай А.В.^{1,2}, Горяинов П.М.¹

¹ ГИ КНЦ РАН, ² ЦНМ КНЦ РАН, Апатиты, ivanyuk@ksc.ru

Подобно содержанию большинства микроэлементов, за исключением Ge, концентрации золота, серебра и редкоземельных металлов в рудных разновидностях пород полосчатой железорудной формации (ПЖФ) восточной части Балтийского щита находится на уровне кларка по земной коре и лишь в гнейсах и амфиболитах возрастает до величины 2-3 кларков [8]. Однако и благороднометалльная, и редкоземельная минерализации связаны не с гнейсо-амфиболовой толщей, а с так называемыми железистыми скарноидами: средне-крупнозернистыми кварцево-магнетито-клинопироксено-амфиболовыми породами, развитыми по периферии рудных тел Оленегорского и Кировогорского месторождений и содержащими тонкую (обычно менее 50 мкм) вкрапленность акантита, аурикуприда, волинскита, гессита, кервеллеита, павонита, петцита, серебра, электрума, алланита-(Ce), кайнозита-(Y) и ксенотима-(Y) [1, 7, 8]. Нередко выделение указанных минералов сопровождается кристаллизацией циркона, поэтому его изучение может пролить свет на формирование редкоземельно-редкометальной минерализации (рис. 1).

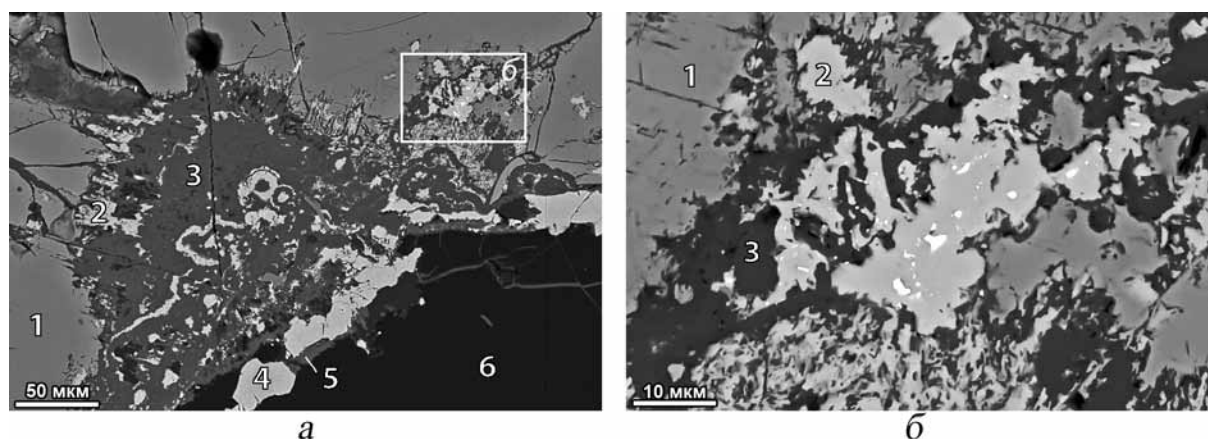


Рис. 1. Выделения гессита и циркона (белые) при замещении магнетита (1) и пирротина (4) пирито(2)-шамозитовыми(3) агрегатами в железистом скарноиде Оленегорского месторождения. 5 – кальцит, 6 – кварц. Изображение аншлифа в обратно-рассеянных электронах.

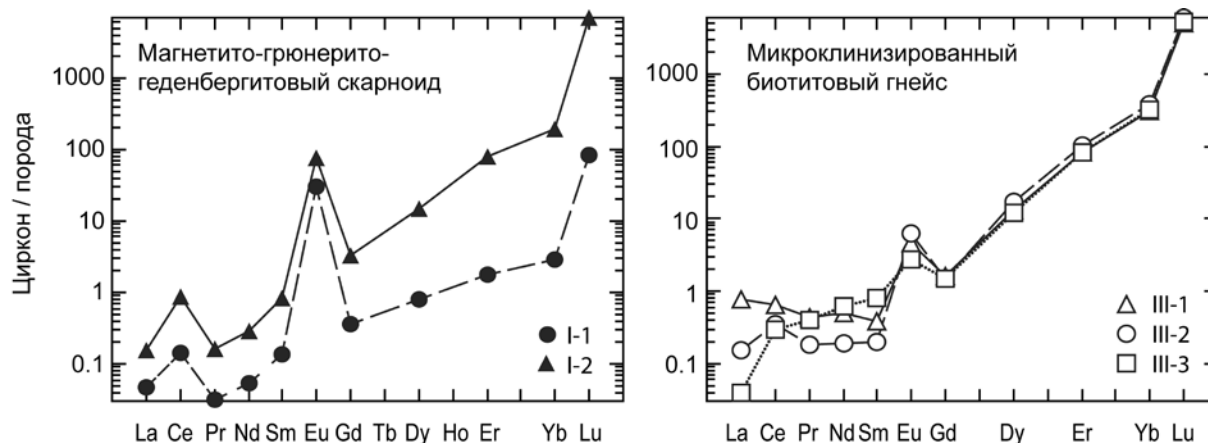


Рис. 2. REE-спектры циркона из золотоносных магнетито-грюнерито-геденбергитовых скарноидов и контактирующих с ними микроклинизированных биотитовых гнейсов Оленегорского месторождения, нормированные на состав соответствующих пород.

Известно, что спектр *REE*, содержащихся в породах ПЖФ Оленегорского месторождения, характеризуется типичным для земной коры резким преобладанием легких лантаноидов над тяжелыми при достаточно высоком содержании иттрия [2]. Анализ данных о содержании редкоземельных элементов в цирконе из магнетито-грюнерито-геденбергитовых скарноидов и контактирующих с ними микроклинизированных

ных биотитовых гнейсов Оленегорского месторождения показал, что для обеих пород характерно резко фракционированное редереление *REE* в цирконе с увеличением их атомного номера вследствие последовательного приближения эффективного ионного радиуса $REE^{3+}_{(VI)}$ в ряду Ce (1.08 Å) – Lu (0.86 Å) к таковому циркония (0.72 Å). На всех спектрах *REE* циркона, нормированных на состав соответствующих пород (по данным [2]), проявилась резкая положительная аномалия европия, а на спектрах циркона из скарноидов – еще и слабая положительная аномалия церия (рис. 2).

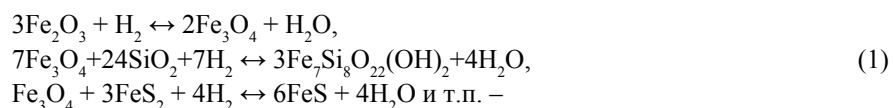
Наиболее вероятной формой переноса железа при формировании железисто-кремнистых пород являются его хлориды (об этом, в частности, свидетельствует постоянная ассоциация магнетита с хлорапатитом $Ca_5(PO_4)_3Cl$, «хлорсподиозитом» Ca_2PO_4Cl и мариалитом $Na_4(AlSi_3O_8)_3Cl$ в слабометаморфизованных железных рудах Северной Финляндии и Швеции). При пропускании нагретых до 900 °С паров $FeCl_3$ через раствор, содержащий *REE*, происходит преимущественное накопление легких лантаноидов в гематитовом осадке, тяжелых – в остаточном растворе, что и наблюдается в железистых кварцитах [2].

Ранее нами совместно с Ю.Д. Пушкаревым и В.М. Саватенковым было проведено изучение изотопного состава Sr и Nd в наиболее обогащенных этими элементами магнетито-кальцито-доломитовых породах Кировогорского месторождения [8]: Rb 0.189, Sr 163.5, Sm 0.245, Nd 1.21, $^{87}Rb/^{86}Sr$ 0.0032, $^{87}Sr/^{86}Sr$ 0.702418, $^{147}Sm/^{144}Nd$ 0.12121 и $^{143}Nd/^{144}Nd$ 0.511386. Модельные расчеты, выполненные по этим данным, дали следующие начальные отношения изотопов: $(^{87}Sr/^{86}Sr)_0 = 0.7023$, $\epsilon Nd = +2.8$ и $+1.5$ (для возрастов 2800 и 2670 млн. лет, соответственно). Эти отношения, отражающие присутствие значительной доли мантийного компонента в момент формирования рассматриваемых пород, свидетельствуют в пользу представлений о их происхождении в результате преобразования океанических базальтов.

Из современных механизмов железного рудообразования выявленным закономерностям более всего соответствует деятельность фумарольного источника, осуществляющего циклическую прокачку океанической воды в рифтовом шве [6]. С учетом полученных данных, а также результатов U-Pb датирования циркона [4], процесс формирования месторождений ПЖФ можно представить в виде следующей последовательности событий.

2850-2800 млн. лет. В ходе выщелачивания сульфидного и самородного железа из основных и ультраосновных океанических пород перколирующими кислыми растворами смешанного происхождения формируется гематитовая рудная линза, окруженная “выбеленными” ангидритсодержащими базальтами: $4FeS + 7O_2 \leftrightarrow 2Fe_2O_3 + 4SO_2$. В такой окислительной обстановке Ce^{4+} легко входит в структуру гематита по схеме [5]: $Fe_2O_3 + \frac{1}{2}Ce^{4+} + Na^+ \leftrightarrow (Fe^{3+}NaCe_{0.5}^{4+})O_3$. Европий, извлекаемый из базальтов хлорсодержащими флюидами совместно с железом, *REE* и другими элементами, проявляет сильные восстановительные свойства ($E^0_{Eu(III)/Eu(II)} = -0.55$) и легко окисляется и водой, и трехвалентным железом ($E^0_{Fe(III)/Fe(II)} = +0.77$): $2Eu^{2+}Cl_2 + 2H_2O \leftrightarrow 2Eu^{3+}OHCl_2 + H_2$, $Eu^{2+} + Fe^{3+} \leftrightarrow Fe^{2+} + Eu^{3+}$. Соответственно, можно полагать, что в гематитокремнистом осадке этот элемент присутствовал исключительно в своей трехвалентной форме.

2800-2750 млн. лет. Попадание церийсодержащего гематитового протолита в зону действия восходящего потока восстановленного эндогенного флюида, обогащенного соединениями углерода и серы (SO_2 , H_2S , CO_2 , CO , CH_4), приводит к постепенному разрастанию магнетитовой и (карбонато)-сульфидно-магнетитовой зон за счет реакций:



с соответствующим изменением обстановки на резко восстановительную. В этих условиях, благодаря высокому стандартному окислительно-восстановительному потенциалу системы Ce^{4+}/Ce^{3+} ($E^0 = +1.740$ В), четырехвалентный церий легко восстанавливается до трехвалентного состояния в результате следующих реакций: $2Ce^{4+} + H_2S \leftrightarrow 2Ce^{3+} + 2H^+ + S$, $Ce^{4+} + Fe^{2+} \leftrightarrow Ce^{3+} + Fe^{3+}$ и т.п. Изменение ионного радиуса церия с 0.089 нм (Ce^{4+}) на 0.104 нм (Ce^{3+}) приводит к нестабильности структуры Ce-содержащего гематита, ускоряя переход последнего в магнетит с соответствующим обогащением межзернового флюида трехвалентным церием и натрием [5]: $3(Fe^{3+}NaCe^{4+})O_3 + H_2 \leftrightarrow Fe_3O_4 + 3NaCe^{3+}O_2 + H_2O$. В восстановительных условиях концентрация ионов Eu^{2+} возрастает с увеличением температуры, поэтому в ходе прогрессивного метаморфизма сульфидно-магнетитовых железистых кварцитов европий пребывал в своей запрещенной для циркона двухвалентной форме, локализуясь в составе породообразующих минералов кальция: геденбергита, ферроактинолита, феррогорнблендита, кальцита, доломита и апатита. Метаморфогенный циркон кристаллизовался по границам зерен породообразующих минералов по мере их самоочищения от микропри-

меси циркония и накопления Zr в межзерновом флюиде. Трехвалентный церий входил в состав такого циркона весьма ограниченно, тогда как двухвалентный европий, скорее всего, не входил вовсе.

2750-2650 млн. лет. Возрастание щелочности и, соответственно, окисленности межзерновых растворов на регрессивном этапе метаморфизма (поскольку равновесие реакций (1) сдвигается влево при понижении температуры [11]) позволяет им экстрагировать рассеянные элементы из железистых кварцитов с образованием гидроксокомплексов типа $\text{Na}[\text{Me}(\text{OH})_3]$ [3]. Попадая в зону сульфидно-магнетитовых железистых кварцитов, гидроксокомплексы разрушаются с образованием сульфидов Cu, Pb, Zn и ещё более щелочного остаточного раствора: $\text{Na}[\text{Me}(\text{OH})_3] + \text{H}_2\text{S} \leftrightarrow \text{NaOH} + \text{MeS} \downarrow + \text{H}_2\text{O}$. Под действием этого раствора первичные железистые силикаты (ферроактинолит, железистая роговая обманка, грюнерит, геденбергит), магнетит и даже сульфиды скарноидов замещались Ca-Na амфиболами, эгирином, андрадитом, шамозитом и гриналитом железистых скарноидов, с одновременным выделением мельчайших зернышек серебра, золота, висмута и их теллуридов по границам замещения (рис. 1).

Смена восстановительной обстановки на окислительную приводит к изменению состава Eu-содержащих минералов кальция по схеме $3\text{Eu}^{2+} \leftrightarrow 2\text{Eu}^{3+} + \square$ и высвобождению 1/3 находящегося в них европия, обогащающему межзерновой флюид этим элементом. Ещё большее поступление Eu^{3+} в межзерновой флюид обеспечивает замещение кальциевых минералов щелочными амфиболами, эгирином, шамозитом и гриналитом. В щелочной среде производные трёхвалентного церия являются восстановителями, легко окисляющимися кислородом и способными выделять металлическое серебро и другие металлы из их соединений [10]: $\text{Ag}_2\text{S} + \text{Ce}^{3+} \leftrightarrow 2\text{Ag} + \text{Ce}^{4+} + \text{S}^{2-}$. Возможно, поэтому участки с повышенным содержанием самородных золота, серебра и висмута обычно совпадают с участками развития новообразованного циркона, обогащенного Ce и Eu, равно как вышеупомянутых редкоземельных минералов. Более крупные кристаллы метаморфогенного циркона обрастают на этом этапе зонами с относительно повышенным содержанием Ce^{4+} и Eu^{3+} , обуславливающими появление положительных аномалий на соответствующих REE-спектрах.

2650-2550 млн. лет. Подщелоченная вода, выделяющаяся при формировании скарноидов, приводит к гидротермальной переработке этих пород и вмещающих глиноземистых гнейсов с формированием в них многочисленных каверн и кварцево-цеолитовых сегрегаций с кристаллами высокопробного золота, гидротермального циркона и редкоземельных минералов [1, 7, 9].

Исследования проводились в рамках проекта 1.2.4 программы № 27 Президиума РАН при поддержке РФФИ (грант 12-05-98802-р_север_а). Авторы признательны С.Г. Симакину (ИМИ РАН), выполнившему анализ содержания REE в цирконах, и А.И. Николаеву (ИХТРЭМС КНЦ РАН) за консультации.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Базай А.В., Иванюк Г.Ю., Пахомовский Я.А. и др. Самородные элементы в породах полосчатой железорудной формации Кольского п-ова // Зап. РМО. 2008. № 5. С. 34-47.
2. Балашов Ю.А., Горяинов П.М. Редкоземельные элементы в докембрийской железорудной формации Приимандровского района // Геохимия. 1966. № 3. С. 312-322.
3. Ганеев И.Г. Строение и свойства гидротермальных растворов. Форма миграции минерального вещества // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1977. № 3. С. 22-35.
4. Горяинов П.М., Иванюк Г.Ю., Баянова Т.Б. и др. Состав, происхождение и возраст редкоземельно-благороднометалльного оруденения в породах полосчатой железорудной формации Кольского п-ова // Геология и стратегические полезные ископаемые Кольского региона. Тр. IX Всеросс. (с межд. уч.) Ферсмановской научной сессии, посв. 60-летию ГИ КНЦ РАН. Апатиты, 2-3 апреля 2012 г. / Ред. Ю.Л. Войтеховский. Апатиты: Изд-во К & М, 2012. С. 235-238.
5. Дворецкий Н.В. Физико-химические основы синтеза и модифицирования каталитически активных ферритных систем. Автореф. дисс. д.х.н. Иваново, 2011. 32 с.
6. Зеленев К.К. Вулканы как источник рудообразующих компонентов осадочных толщ. М.: Наука, 1972. 213 с.
7. Иванюк Г.Ю., Базай А.В., Пахомовский Я.А. и др. Низкотемпературные гидротермальные жилы в породах архейской железорудной формации Кольского п-ова // Зап. ВМО. 2001. № 3. С. 16-28.
8. Иванюк Г.Ю., Горяинов П.М., Пахомовский Я.А. и др. Самоорганизация рудных комплексов. Синергетические принципы прогнозирования и поисков месторождений полезных ископаемых. М.: ГЕОКАРТ-ГЕОС, 2009. 392 с.

9. Иванюк Г.Ю., Яковенчук В.Н., Пахомовский Я.А. и др. Иттриевая минерализация в породах полосчатой железорудной формации Оленегорского района (Кольский п-ов) // Прикладная геохимия. Т. 1: Минералогия и геохимия. М.: Изд-во ИМГРЭ, 2005. С. 78-86.
10. Некрасов Б.В. Основы общей химии. Т. 2. М.: Химия, 1973. 688 с.
11. Eugster H.P. Reduction and oxidation in metamorphism // Abelson P.H. (ed). Researches in geochemistry. 1959. P. 397-426.

КАРБОНАТЫ КАК ИСТОЧНИК ОБРАЗОВАНИЯ ГРАФИТА И АЛМАЗА

Каржавин В.К.

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

Анализ основных гипотез происхождения алмазов позволил установить несколько предполагаемых теорий: магматическая, мантийная, флюидная, метеоритная, метаморфическая, импактная, электроразрядная и др. В результате многолетней дискуссии единого мнения по данному вопросу так и не найдено. Многие из них взаимоисключают и противоречат друг другу. Например, предполагается, что исходный алмаз образуется на глубинах до 400 км под давлением и находится там в сверхсжатом состоянии. Если мы его быстро переместим с высокой скоростью на поверхность земли (т.е. резко снимем давление), то от алмаза ничего не останется, он рассыплется. А вокруг образовавшейся трубки взрыва мы наблюдали бы излившейся магматический расплав. Однако этого нигде не зафиксировано. В случае медленного перемещения алмаза к земной поверхности с глубины, согласно условиям фазовой диаграммы равновесия графит – алмаз, он просто превратился бы в графит. Нет информации о наличии трубок взрыва на дне морей и океанов. Аналогичная противоречивая ситуация обстоит и с возрастом алмазов, а именно, со времени создания солнечной системы и почти до наших дней в различных геологических условиях. Представлена также противоречивая информация об изотопии углерода алмазов: тяжелая глубинная или легкая вмещающих пород (карбонатов).

Термодинамические условия образования алмаза и углерода сходны, и смещение равновесия в сторону образования того или иного индивида происходит в силу кинетических причин, которые в геологических условиях могут иметь локальный характер.

В предыдущем сообщении были представлены [4] результаты физико-химического моделирования возможных условий образования алмаза в системе карбонат-силикатных пород. Используемые для расчетов вариации температуры, давления и содержаний углерода в мультисистемах позволили установить, что образование алмаза действительно осуществляется одновременно с углеродом в восстановительных условиях. На основании проведенных исследований была предложена модель одновременного образования алмаза и углерода из карбонатов, которая может быть реализована при наличии карбонатных пород в близ-поверхностных и поверхностных условиях [5].

Процесс протекает в соответствии с законом Гесса в несколько стадий и способствует мгновенному связыванию продуктов разложения за счет снижения энергии активации. Продуктами всевозможных химических реакций между компонентами магматического расплава и продуктами разложения карбонатов являются новообразованные кальций и магнийсодержащие минералы (диопсид, монтichelлит, флогопит, серпентин и др.), компоненты флюида (в том числе углеводороды и т.д.), а в зависимости от термодинамических условий среды – алмаз и графит.

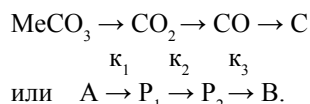
Полученные результаты подтвердили предположение [12] о том, что метастабильное образование алмаза может осуществляться при разложении карбонатов. Синтез метастабильного алмаза происходит при невысоких давлениях и температуре в близповерхностных условиях за счет разложения карбонатов по следующей схеме: карбонат $\rightarrow$ CO₂ $\rightarrow$ CO $\rightarrow$ C $\rightarrow$ алмаз. По отношению изотопов углерода C¹²/C¹³ углерод алмазов соответствует больше углероду известняков [16]. Рябчиков И.Д. [15] также предполагал, что карбонаты, несомненно, могут играть важную роль в алмазообразующих средах (в резко восстановительных условиях) через восстановление карбонатных компонентов в расплавах-флюидах. Многочисленные работы по данной тематике послужили основанием для постановки сложных экспериментальных работ, которые подтвердили возможность синтеза алмазов не только за счет углерода, но также карбонатов и различных органических соединений [12, 14, 11].

Характерной особенностью карбонатов (кальцит, магнезит, доломит) является их стабильность в условиях мантии [6]. Карбонаты в области высоких давлений не могут разлагаться и, соответственно, не могут быть источником углерода для образования алмазов. Несколько иной точки зрения придерживается группа исследователей [19 и др.], которые при 30 кбар и 1300 °С в восстановительных условиях установили факт образования алмаза за счет разложения карбоната, но только при условии контакта с железом ампул (катализаторы). Титановые ампулы такого результата не дали.

В основе предлагаемого автором подхода лежат несколько принципов, которые следуют из теоретических предпосылок и фактических данных. Алмаз характеризуется энергией образования, близкой к энергии образования других углеродных фаз, в частности графита. Смещение равновесия в сторону кристаллизации той или иной фазы определяется кинетическим фактором, действующим в локальном объеме кристаллизации (скоростью кристаллизации, наличием катализаторов и затравок, химизмом среды).

Для большинства химических процессов превращение исходных веществ в продукты реакции осуществляется через ряд элементарных реакций [13, 20]. Скорость таких реакций меняется в зависимости от ряда факторов: концентрации, давления компонентов, температуры в системе, доступности реагентов и т.д. Действительно, в случае протекания, например, цепно-теплого взрыва процесс лавинообразно ускоряется, а накопление тепловой энергии в системе приводит к резкому изменению Р-Т условий среды. Скорость тепловыделения является функцией Т, она не линейна и определяется зависимостью от скорости химического процесса, а также теплового эффекта [1].

Рассмотрим процесс образования углерода и алмаза за счет разложения карбоната, который предположительно протекает как химическая последовательная реакция 1-го порядка по схеме:



Воспользуемся уравнением материального баланса:

$$[\text{A}] + [\text{P}_1] + [\text{P}_2] + [\text{B}] = [\text{A}]_0$$

где $[\text{A}]_0$ – исходная концентрация карбоната, $[\text{A}]$, $[\text{P}_1]$, $[\text{P}_2]$ и $[\text{B}]$ – концентрации промежуточных и конечного компонентов как функция времени протекания процесса, κ_1 , κ_4 – абсолютные скоростные постоянные для каждого этапа последовательной реакции 1-го порядка.

После ряда преобразований (дифференцирование и интегрирование при начальных условиях, $t = 0$) выражений для промежуточных и конечного компонентов, кинетические уравнения для каждого компонента системы будут иметь следующие выражения:

$$\begin{aligned} [\text{A}] &= [\text{A}]_0 \cdot e^{-\kappa_1 t} \\ [\text{P}_1] &= [\text{A}]_0 \cdot [\kappa_1 e^{-\kappa_1 t} / (\kappa_2 - \kappa_1) + \kappa_1 e^{-\kappa_2 t} / (\kappa_1 - \kappa_2)] \\ [\text{P}_2] &= [\text{A}]_0 \cdot \kappa_1 \cdot \kappa_2 \cdot [e^{-\kappa_1 t} / (\kappa_2 - \kappa_1) \cdot (\kappa_3 - \kappa_1) - e^{-\kappa_2 t} / (\kappa_2 - \kappa_1) \cdot (\kappa_3 - \kappa_2) + e^{-\kappa_3 t} / (\kappa_3 - \kappa_1) \cdot (\kappa_3 - \kappa_2)] \\ [\text{B}] &= [\text{A}]_0 \cdot [1 - [\kappa_2 \cdot \kappa_3 \cdot e^{-\kappa_1 t} / (\kappa_2 - \kappa_1) \cdot (\kappa_3 - \kappa_1) - \kappa_1 \cdot \kappa_3 \cdot e^{-\kappa_2 t} / (\kappa_2 - \kappa_1) \cdot (\kappa_3 - \kappa_2) + \kappa_1 \cdot \kappa_2 \cdot e^{-\kappa_3 t} / (\kappa_1 - \kappa_3) \cdot (\kappa_2 - \kappa_3)]] \end{aligned}$$

На рисунке представлены кинетические кривые, отражающие безразмерную (во времени) концентрацию компонентов рассматриваемой системы. В данном случае концентрация компонента $[\text{B}]$ может быть представлена как углерод и (или) алмаз.

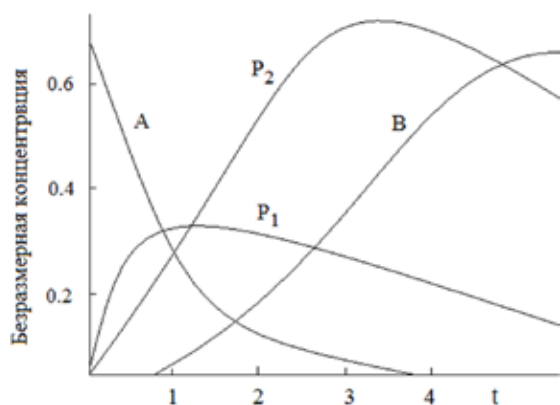


Рис. 1. Кинетические кривые для последовательной реакции первого порядка.

Близость термодинамических условий образования алмаза и графита и длительность протекания природных процессов обуславливают неоднократность смещения их фазового равновесия при различных Р-Т условиях. В кинетическом уравнении $[\text{B}]$ отличие углерода от алмаза заложены (как и в их термодинамических величинах) только в незначительных отличиях констант скоростей для κ_3 (как κ_3^* и κ_3^{**}). Это их отличает при исследовании кинетики процесса образования углерода и алмазов и проведении всевозможных термодинамических расчетов с их участием, т.е. алмаз и графит могут образовываться по одинаковым механизмам. Данное обстоятельство объясняет совместное нахождение в природных углеродсодержащих объектах углерода и алмаза. Кроме того, морфологические

особенности кристаллов алмазов, их несовершенная форма и размеры позволяют многим исследователям сделать вывод о совместном образовании углерода и алмазов (в так называемой «графитовой» рубашке) в среде с наличием высокой концентрации углерода в неравновесных условиях именно за счет карбонатов [4].

Таблица 1. Выделяемое тепло реакциями взаимодействия глубинной энергии водорода с приповерхностной энергией окисления водорода кислородом воздуха в широком интервале температур.

T °C	кДж/моль		
	$H + H = H_2$	$2H + 1/2 O_2 = H_2O$	$2H_2 + O_2 = 2 H_2O$
25	- 435.93	- 677.740	- 483.620
225	- 438.445	- 682.240	- 452.342
425	- 440.919	- 686.485	- 419.700
625	- 443.295	- 690.388	- 385.545
825	- 445.542	- 693.926	- 349.944
1025	- 447.646	- 697.095	- 312.973
1225	- 449.598	- 699.896	- 274.697
1425	- 451.391	- 702.330	- 235.142
1625	- 453.023	- 704.396	- 194.361
1825	- 454.486	- 706.093	- 152.373
2025	- 455.780	- 707.425	- 109.205

Образование трубок взрыва за счет цепной реакции взаимодействия глубинной энергии водорода ($H + H = H_2$) с приповерхностной энергией окисления водорода кислородом воздуха ($2H_2 + O_2 = 2H_2O$) вызывает в локальном объеме резкий (мгновенный) рост температуры до 3500 °C, а также давления [3, 5]. Если поступление воздуха (т.е. кислорода) в природную систему будет ограничено, то реакция может протекать с взрывом. Для этого смесь должна достигнуть требуемой пропорции. Например, взрыв «Челленджера» является результатом взрыва двух внешних баков ракеты носителя с жидкими водородом и кислородом. В результате взрыва выделяется громадное количество тепловой энергии (табл. 1), образуется овальный кратер (полость, сфера) с оплавленными краями и расплавленными включениями, представленными стеклоподобной твердой фазой. Следы оплавленности трубок взрыва, наличие «зоны закалки» в некоторых кимберлитовых трубках отмечают многие исследователи [8, 18, 7, 17 и др.]. Поэтому глубинные высокобарические условия (сверхвысокие P и T) не всегда могут быть определяющими при образовании кимберлитовых трубок и алмазов.

Таблица 2. Химический состав (в процентах) образцов Лунного грунта, доставленного на Землю.

Состав	«Морские районы»		«Материковые районы»	
	«Луна -16» (Море Изобилия)	«Аполлон-15» (Море Дождей)	«Луна - 20» (Горный район между Морем Изобилия и Морем Кризисов)	«Аполлон-17» (Тавр-Литров)
SiO ₂	42.95	45.00	44.20	48.50
TiO ₂	5.30	2.54	0.32	0.95
Al ₂ O ₃	13.88	8.90	19.1	17.20
FeO	20.17	22.21	6.91	14.40
MgO	6.05	9.08	13.37	8.94
CaO	10.80	10.27	13.30	11.60
Na ₂ O	0.23	0.28	0.40	0.40
K ₂ O	0.16	0.03	0.47	0.25
Сумма	99.74	98.31	98.15	99.24

С 1969 по 1972 гг. экипажи шести американских «Аполлонов» доставили с различных мест поверхности Луны образцы лунного грунта (378 кг). Это позволило провести с ним большой объем научных исследований [9, 10]. Химический анализ в лабораториях различных стран, от отдельных камней и фрагментов микронного размера (табл. 2) показал отсутствие в них углерода и углеродсодержащих соединений.

В доставленных образцах также не установлено карбонатов. Этот факт позволяет считать, что образование (и наличие) алмазов на Луне по предлагаемой нами схеме исключено.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Азатян В.В., Болодьян И.А., Шебеко Ю.Н. и др. Особенности критических условий цепно-теплового взрыва // ФГВ. 2001. № 5. Т. 37. С. 12-23.
2. Грунт из материкового района Луны. М.: Наука, 1979. 709 с.
3. Дигонский С.В., Тен В.В. Неизвестный водород. СПб.: Наука, 2006. 292 с.
4. Каржавин В.К. Карбонат-силикатные породы как источник алмазообразования в Хибинах / Тр. VI Всеросс. (с межд. уч.) Ферсмановской науч. сессии. Апатиты, 18-19 мая 2009 г. Апатиты.: Изд-во К & М. 2009. С. 168-175.
5. Каржавин В.К. Цепной процесс. Трубки взрыва. Алмазы // Вестник КНЦ РАН. 2012. № 1. С. 166-172.
6. Кусков О.А. Устойчивость карбонатов мантии Земли // Геохимия. 1978. № 12. С. 1813-1820.
7. Ларин В.Н. Наша Земля. М.: Наука, 2005. 220 с.
8. Мальков Б.А. Карбонатитовые кимберлиты – новый тип алмазоносных пород // Докл. АН СССР. 1975. Т. 221. № 5. С. 1170-1173.
9. Лунный грунт из Моря Изобилия. М.: Наука, 1974. 624 с.
10. Лунный грунт из Моря Кризисов. М.: Наука, 1980. 359 с.
11. Пальянов Ю.Н., Сокол А.Г., Соболев Н.В. Экспериментальное моделирование мантийных алмазобразующих процессов // Геология и геофизика. 2005. Т. 46. № 12. С. 1290-1303.
12. Петров В.С. Генетическая связь алмазов с карбонатами кимберлитов // Вест. МГУ. Сер. геол. 1959. Вып. 2. С. 13-20.
13. Родигин Н.М., Родигина Э.Н. Последовательные химические реакции (математический анализ и расчет). М.: Изд-во АН СССР, 1960. 138 с.
14. Руденко А.П., Кулакова И.И., Скворцова В.Л. Химический синтез алмаза. Аспекты общей теории // Успехи химии. 1993. Т. 62. Вып. 2. С. 99-117.
15. Рябчиков И.Д. Механизмы алмазобразования – восстановление карбонатов или частичное окисление углеводородов? // Докл. АН. 2009. Т. 428. № 6. С. 797-800.
16. Соболев В.С. Условия образования месторождений алмазов // Геология и геофизика. 1960. № 1. С. 7-22.
17. Хазанович-Вульф К.К. Астероиды, кимберлиты, астроблемы. СПб.: Наука, 2011. 192 с.
18. Харьков А.Д., Зинчук Н.Н., Зуев В.М. История алмаза. М.: Недра, 1997. 601 с.
19. Чепуров А.И., Сонин Е.И., Жимулев Е.И. и др. Об образовании элементарного углерода при разложении CaCO_3 в восстановительных условиях при высоких Р-Т-параметрах // Докл. АН. 2011. № 6. Т. 441. С. 800-809.
20. Эммануэль Н.М., Кнорре Д.Г. Курс химической кинетики. М.: Высш. шк., 1984. 463 с.

РИНКИТОВАЯ МИНЕРАЛИЗАЦИЯ ХИБИНСКОГО ЩЕЛОЧНОГО МАССИВА

Коноплева Н.Г.¹, Иванюк Г.Ю.^{1,2}, Пахомовский Я.А.^{1,2},
Михайлова Ю.А.^{1,2}, Яковенчук В.Н.^{1,2}, Калашников А.О.²

¹ ЦНМ КНЦ РАН, ² ГИ КНЦ РАН, Апатиты, konoplyova55@mail.ru

Ринкит $(\text{Na}, \text{Ca})_3(\text{Ca}, \text{Ce})_4(\text{Ti}, \text{Nb})[\text{Si}_2\text{O}_7]_2\text{F}_2(\text{O}, \text{F})_2$ является одним из «сквозных» акцессорных/породообразующих минералов Хибинского массива (рис. 1). Свежий ринкит легко узнаваем в образцах и шлифах, однако в гипергенных условиях он легко изменяется, что отражается на его внешнем облике (кристаллы и выделения становятся непрозрачными и приобретают бурую или белесовато-желтую окраску) и химическом составе. Именно поэтому долгое время его описывали под различными названиями – ринколит, мозандрит, ловчоррит, ринкит, гидроринкит, вудъяврит [1, 2, 4-6].

Распространение ринкита в породах массива неравномерное (рис. 2). Для фойейтов внешней части массива, особенно в его западном секторе, ринкит является постоянным акцессорным минералом, (55 % изученных образцов). Несколько реже он встречается в фойейтах центральной части массива и ринчорритах (36 и 42 %, соответственно), фойдолитах и апатито-нефелиновых породах (32 %) и ещё реже – в фенитизированных ксенолитах пород ловозерской свиты (10 %). Наиболее крупные скопления ринкита

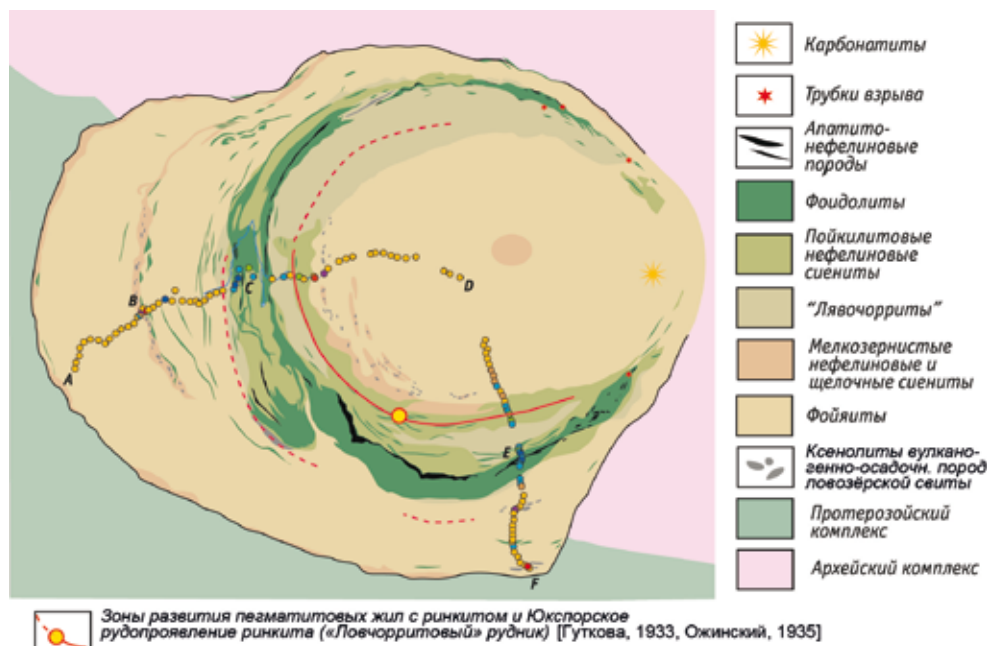


Рис. 1. Схема геологического строения Хибинского массива [3]. A–B–C–D–E–F – профиль с точками отprobования для изучения зональности массива.

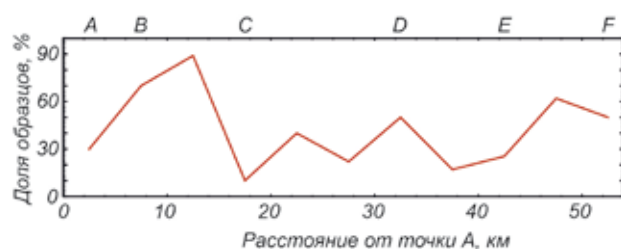


Рис. 2. Встречаемость аксессуарного ринкита в по профилю A–B–C–D–E–F (см. рис. 1).

обнаружены в пегматито-гидротермальных жилах, которые прослеживаются двумя протяжёнными зонами по обе стороны от фойдолитовой дуги (рис. 1). С внутренней стороны дуги зона ринкитсодержащих жил приурочена к рисчорритам, а с внешней – к фойяитам (хибинитам). Аксессуарный ринкит обычно образует вытянутые по оси *c* длиннопризматические кристаллы (до 8 мм в длину), их веерообразные и радиально-лучистые сростки, округлые или вытянутые зерна, скопления неправильной формы, скрытокристаллические сегрегации (до 2 см в поперечнике), прожилки (1-5 мм мощностью) и включения в нефелине и полевом шпате. В пегматитовых жилах, секущих фойяиты и рисчорриты, встречены крупные (до 20 см в длину и 5 см в поперечнике) уплощённо-призматические кристаллы ринкита с доминирующими гранями пинакоида {100} и ромбической призмы {110} [9]. Здесь же широко развит скрытокристаллический ринкит, ранее описываемый под названием ловчоррит. Он слагает прожилки, узлы, гнездообразные скопления, сплошные клееподобные массы, «заливающие» промежутки между другими минералами, или образует в ассоциации с эгирином и арфведсонитом линзовидные выделения в различных частях жил, становясь в некоторых из них главным минералом. При изменении ринкита в гипергенных условиях происходит вынос Na, K, Ca, F и, частично, Si; на этом фоне возрастают содержания Ti, Nb, REE и воды. Дальнейшая гидратация и насыщение продуктов изменения ринкита углекислотой приводит к образованию вторичных редкоземельных минералов, замещающих ринкит – церита, анкилита и др.

Изучение состава ринкита по профилю A–B–C–D–E–F показало, что содержание большинства элементов изменяется симметрично относительно центра массива (рис. 3). При этом количество Al, Fe, Ti и Nb последовательно возрастает за счёт Si от краевых частей массива к его центру. Содержание Zr характеризуется максимумами в краевой и центральной частях массива, а содержания Ca, Na и Sr – в центральной части и в районе фойдолитового кольца. Количество изоморфных примесей REE снижается по направлению от краев к центру массива. По данным факторного анализа состава ринкита замещение редкими землями происходит по схеме: $\text{Ca}^{2+} + \text{Na}^+ \leftrightarrow \text{Ln}^{3+}$, что, по крайней мере отчасти, может быть обуслов-

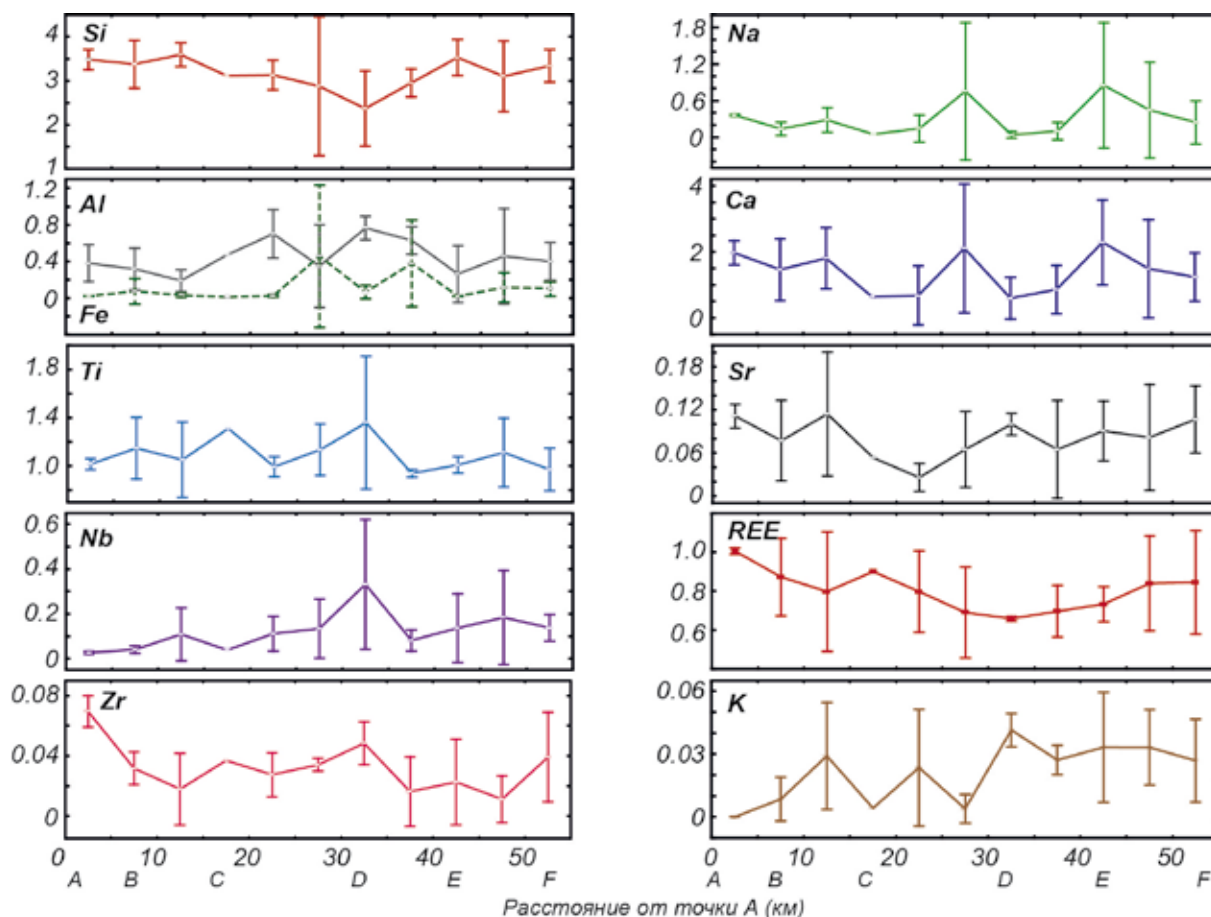


Рис. 3. Изменение состава ринкита (коэфф. в формуле) по профилю *A–B–C–D–E–F* (см. рис. 1).

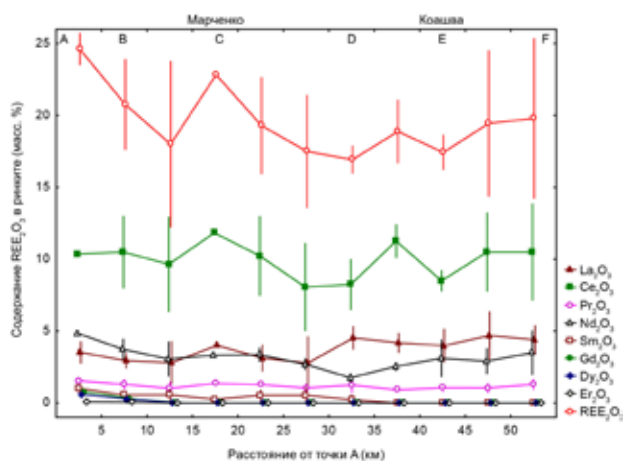


Рис. 4. Изменение содержания редких земель в ринките по профилю *A–B–C–D–E–F* (см. рис. 1).

лено процессами декатионизации ринкита при его изменении. Наиболее высоким содержанием REE и наиболее широким их спектром отличается ринкит из фойайитов западного сектора массива. Только здесь в состав ринкита входят Gd, Dy, Er, а количество Nd превышает содержание La (рис. 4). При изменении такого ринкита образуются вторичные минералы с повышенным содержанием средних и тяжелых лантаноидов, в частности тундрит-(Ce) и чильманит-(Ce) (см. статью В.Н. Яковенчука и др. в настоящем сборнике). Калием обогащён, главным образом, ринкит из нефелиновых сиенитов и фойдолитов южного сектора массива, подвергшихся интенсивному калиевому (авто)метасоматозу.

При сопоставлении состава ринкита из различных комплексов пород выяснилось, что от пород ранних этапов становления массива (фенитизированных вулканогенно-осадочных пород ловозёрской свиты и фойайитов) к более поздним фойдолитам, рихорритам, апатито-нефелиновым породам и пегматито-гидротермальным жилам в составе ринкита закономерно увеличивается содержание кремния, кальция, натрия и уменьшается содержание титана, циркония и редкоземельных элементов. Отмеченная закономерность хорошо согласуется с данными о температуре формирования указанных комплексов (рис. 6) и полностью соответствует предложенной в ряде наших работ схеме формирования зональности Хибинского массива в результате внедрения фойдолитовых расплавов по коническому разлому в фойайитах и пропарки последних высококалиевыми остаточными флюидами вплоть до образования рихорритов [3, 7, 8].

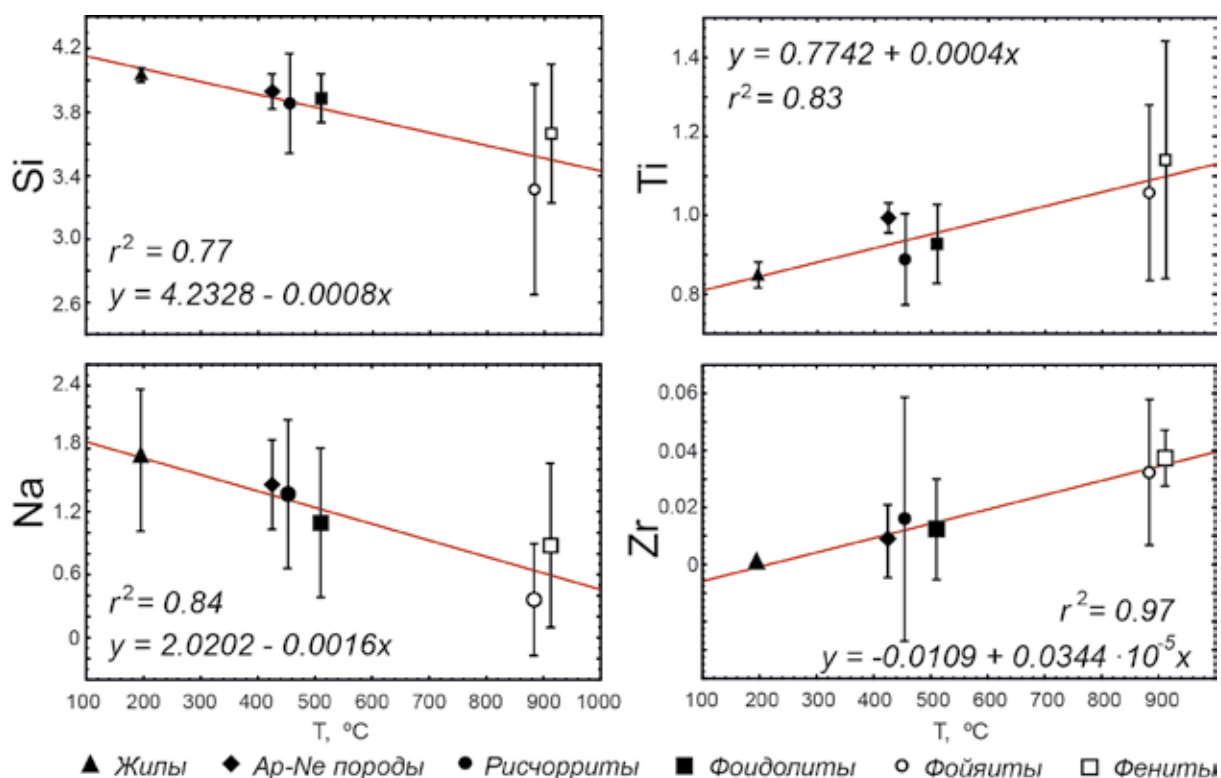


Рис. 5. Зависимость состава ринкита (коэфф. в формуле) от температуры образования пород [7].

Исследования проводились в рамках проекта 1.2.4 программы № 27 Президиума РАН при поддержке РФФИ (грант 12-05-98802-р_север_а).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Афанасьев М.С., Салье Е.А. Месторождения ловчоррита в Хибинах // Хибинские редкие элементы и пирротины. V Хибинский сборник. Л.: Госхимиздат, 1933. С. 69-79.
2. Гуткова Н.Н. К минералогии горы Юкспор // Матер. по петрографии и геохимии Кольского п-ова. Л.: Изд-во АН СССР, 1934. Ч. 5. С. 7-108.
3. Иванюк Г.Ю., Горяинов П.М., Пахомовский Я.А. и др. Самоорганизация рудных комплексов. Синергетические принципы прогнозирования и поисков месторождений полезных ископаемых. М.: Изд-во ГЕОКАРТ-ГЕОС, 2009. 392 с.
4. Костылева-Лабунцова Е.Е., Боруцкий Б.Е., Соколова М.Н. и др. Минералогия Хибинского массива. Т. 2: Минералы. М.: Изд-во Наука, 1978. 585 с.
5. Ожинский И.С. Ловчоррито-ринколитовые месторождения внешнего пояса Хибин // Зап. ВМО. 1935. Сер. 2. Ч. 64. № 2. С. 355-415.
6. Слепнев Ю.С. Ловчоррит-ринколитовые пегматиты // Тр. ИМГРЭ АН СССР. 1962. Вып. 13. С. 1-115.
7. Яковенчук В.Н., Иванюк Г.Ю., Коноплева Н.Г. и др. Нефелин Хибинского щелочного массива (Кольский п-ов) // Зап. РМО. 2010. № 2. С. 80-91.
8. Ivanyuk G., Yakovenchuk V., Pakhomovsky Ya. *et al.* Self-organization of the Khibiny alkaline massif (Kola Peninsula, Russia) // Earth Sciences (Ed. Imran Ahmad Dar). INTECH, 2012. P. 131-156.
9. Yakovenchuk V.N., Ivanyuk G.Yu., Pakhomovsky Ya.A. *et al.* (Ed. F. Wall). Khibiny. Apatity: Laplandia Minerals, 2005. 467 p.

МИНЕРАЛЫ ГРУППЫ ЦИРКОНОЛИТА-ЦИРКЕЛИТА ИЗ КСЕНОЛИТОВ КОНТАКТОВО-ИЗМЕНЕННЫХ ВУЛКАНОГЕННО-ОСАДОЧНЫХ ПОРОД В НЕФЕЛИНОВЫХ СИЕНИТАХ ХИБИНСКОГО И ЛОВОЗЁРСКОГО МАССИВОВ, КОЛЬСКИЙ П-ОВ

Меньшиков Ю.П., Михайлова Ю.А., Пахомовский Я.А., Яковенчук В.Н., Иванюк Г.Ю.

ГИ КНЦ РАН, ЦНМ КНЦ РАН, Апатиты, ylya_korchak@mail.ru

Группа цирконолита-циркелита включает три политипных модификации цирконолита (ромбическую, моноклинную и тригональную), а также кубический циркелит. Это сложные оксиды, в основе структуры которых лежит катионный мотив флюоритового типа с большим искажением, чем у минералов родственной группы пироклора. Ввиду значительного содержания U и Th во многих образцах рассматриваемых минералов их кристаллическая структура часто оказывается рентгеноаморфной. В этом случае минерал автоматически получает название «цирконолит». Несмотря на обычную для цирконолита аморфность, этот минерал имеет важное промышленное значения для целей иммобилизации радионуклидов, прежде всего актиноидов, поэтому изучение его природных разновидностей, в особенности обогащенных Ln, Th и U, представляет несомненный интерес.

В Хибинском и Ловозерском массивах минералы группы цирконолита-циркелита обнаружены только в ороговикопанном и фенитизированных вулканогенно-осадочных породах ловозерской свиты, сохранившихся в виде ксенолитов среди щелочных пород [2, 3]. Кроме собственно цирконолита, нами были установлены его цериевый, иттриевый, неодимовый и ниобиевый аналоги.

Цирконолит $(Ca,REE)ZrTi_2O_7$ является наиболее распространенным минералом рассматриваемой группы в породах ловозерской свиты. В участках фенитизации апобазальтовых роговиков из ксенолита в лувритах г. Куйвчорр (Ловозерский массив) цирконолит встречается в виде изометричных выделений (до 0.03 мм в диаметре) в ассоциации с титанитом, магнетитом, ильменитом, кальцитом и фторapatитом. В аннито-флогопито-альбито-анортотеклазовых фенитах из ксенолита в фойяитах г. Эвселогчорр (Хибинский массив) его мелкие (до 60 мкм в длину) призматические кристаллы находятся в ассоциации с диопсидом, ильменитом, пирротинитом, фторapatитом, титаномagnetитом, титанитом, кальцитом и флюоритом. В аннито-нефелино-анортотеклазовых фенитах из ксенолита в фойяитах г. Юмьечорр (Хибинский массив)

цирконолит образует призматические кристаллы (до 0.1 мм в длину) в ассоциации с флогопитом, ильменитом, титаномagnetитом, титанитом, нефелином, фторapatитом, пирротинитом, цирконом и флюоритом.

Y-аналог цирконолита $(Y,Ca,Ln)ZrTi_2O_7$ обнаружен в мусковито-анортотеклазовом (с альбитом и корундом) фените из ксенолита в фойяитах г. Каскасиончорр (Хибинский массив), где он образует мелкие (до 30 мкм в диаметре) зерна, обычно находящиеся в срастаниях с рутилом, таусонитом, анькангитом, кричтонитом и пиритом. Прочие акцессорные минералы этого фенита представлены бадделитом, строналситом, сфалеритом, фторapatитом с повышенным содержанием стронция, леллингитом, галенитом, спессартином и флюоритом. В аннито-анортотеклазовых фенитах из ксенолитов в фойяитах пика Марченко встречаются единичные мелкие (до 20 мкм в поперечнике) неправильной формы зерна Y-доминантного цирконолита в ассоциации с ильменитом, пирротинитом, фаялитом, монацитом-(Ce) и фторapatитом. В обогащенных нефелином участках герцинино-аннито-анортотеклазовых фенитов из ксенолитов в фойяитах г. Кукисвумчорр Y-аналог цирконолита образует удлиненно-призматические или округлые зерна (до 60 мкм в диаметре) в ассоциации с ильменитом, цирконом, иттропироклором-(Y) и монацитом-(Ce).

Ce-аналог цирконолита $(Ce,Ca,Y)ZrTi_2O_7$ присутствует в эденито-фаялито-анортотеклазовых роговиках из

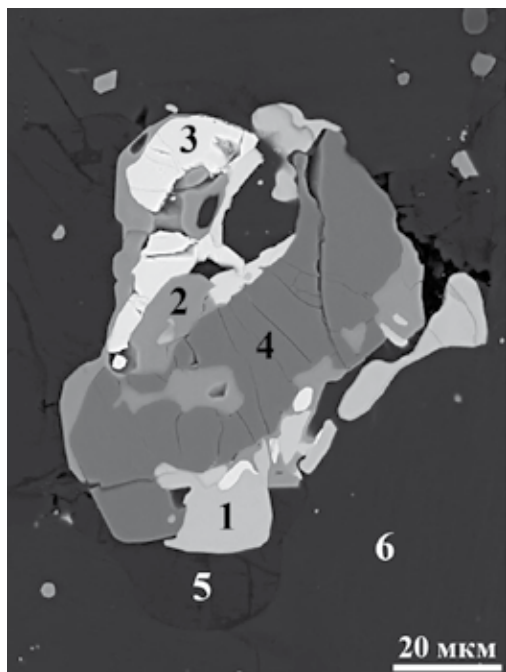


Рис. 1. Оторочка Nd-аналога цирконолита (1), циркона (2) и флюорцериита (3) вокруг включения ильменита (4) в агрегате нефелина (5) и анортотеклаза (6) из герцинино-аннито-анортотеклазового роговика, г. Кукисвумчорр (Хибинский массив, обр. М-01-2-8). Изображение в обратно-рассеянных электронах.

ксенолитов в фойяитах г. Юмьечорр (Хибинский массив) в виде мелких удлиненно-призматических зерен в ассоциации с ильменитом, фторапатитом, пирротинитом, цирконом, диопсидом и магнетитом. Эта фаза также характерна для герцинито-аннито-альбито-анортоклазовых фенитов, слагающих ксенолиты в фойяитах г. Каскаснунчорр (Хибинский массив). Здесь мелкие округлые или неправильной формы зерна Се-доминантного цирконолита являются частью небольших (до 1 мм в диаметре) ильменито-монацито-герцинитовых ($\pm$ аннит) сегрегаций, а также образуют включения в ильмените.

Таблица 1. Результаты микрозондового анализа минералов группы цирконолита-циркелита (мас. %).

	1	2	3	4	5		1	2	3	4	5
CaO	7.84	3.64	1.10	1.45	7.26	Коэффициенты в формуле (O=7)					
SrO	0.30	—	0.33	—	0.47	Ca	0.54	0.27	0.08	0.11	0.54
BaO	—	0.26	—	—	—	Sr	0.01	—	0.01	—	0.02
Na ₂ O	0.25	—	—	—	0.95	Ba	—	0.01	—	—	—
MnO	0.93	1.32	2.74	0.37	1.61	Na	0.03	—	—	—	0.13
ZnO	0.29	—	0.16	—	0.24	Mn	0.05	0.08	0.16	0.02	0.09
Y ₂ O ₃	2.20	3.67	15.37	5.38	1.42	Zn	0.01	—	0.01	—	0.01
La ₂ O ₃	1.05	1.17	0.23	0.51	1.82	Y	0.08	0.13	0.56	0.19	0.05
Ce ₂ O ₃	5.24	8.74	1.72	6.86	7.01	La	0.03	0.03	0.01	0.01	0.05
Pr ₂ O ₃	1.27	1.57	0.59	1.53	0.93	Ce	0.13	0.22	0.04	0.17	0.18
Nd ₂ O ₃	2.71	5.94	1.37	8.55	2.36	Pr	0.03	0.04	0.01	0.04	0.02
Sm ₂ O ₃	0.60	1.19	0.29	2.19	0.62	Nd	0.06	0.15	0.03	0.21	0.06
Eu ₂ O ₃	—	—	—	1.50	—	Sm	0.01	0.03	0.01	0.05	0.01
Gd ₂ O ₃	—	—	1.16	1.38	0.49	Eu	—	—	—	0.03	—
Tb ₂ O ₃	—	—	0.41	0.20	—	Gd	—	—	0.03	0.03	0.01
Dy ₂ O ₃	—	—	3.09	1.20	0.78	Tb	—	—	0.01	—	—
Er ₂ O ₃	—	—	1.39	0.29	0.28	Dy	—	—	0.07	0.03	0.02
Tm ₂ O ₃	—	—	0.22	0.23	—	Er	—	—	0.03	0.01	0.01
Yb ₂ O ₃	—	—	0.79	0.26	—	Yb	—	—	0.02	0.01	—
Lu ₂ O ₃	—	—	0.12	—	—	Th	0.01	—	—	0.04	0.02
ThO ₂	1.01	—	—	2.47	1.20	Σ_A	0.99	0.96	1.08	0.95	1.22
ZrO ₂	32.23	25.63	26.70	24.36	24.58	Zr	1.04	0.86	0.90	0.81	0.83
HfO ₂	0.46	—	—	—	—	Hf	0.01	—	—	—	—
TiO ₂	27.34	24.19	21.20	24.43	11.56	Σ_B	1.05	0.86	0.90	0.81	0.83
Nb ₂ O ₅	4.43	9.48	9.13	7.07	22.10	Ti	1.36	1.26	1.10	1.25	0.61
Ta ₂ O ₅	—	—	—	0.53	0.58	Nb	0.13	0.30	0.28	0.22	0.70
SiO ₂	0.66	0.33	0.32	0.33	0.60	Ta	—	—	—	0.01	0.48
Fe ₂ O ₃	7.28	7.71	7.98	9.97	9.17	Si	0.04	0.02	0.02	0.02	0.04
Al ₂ O ₃	0.49	1.02	1.08	1.11	1.16	Fe ³⁺	0.36	0.40	0.41	0.51	—
V ₂ O ₃	—	—	—	—	0.16	Al	0.04	0.08	0.09	0.09	0.10
Σ	96.58	95.86	97.49	102.17	97.35	Σ_C	1.93	2.06	1.90	2.10	1.93

Примечания: *цирконолит*: 1 – аннито-флогопито-альбито-анортоклазовый роговик, г. Эвслогчорр (обр. Э-97-108); *Се-аналог цирконолита*: 2 – герцинито-аннито-альбито-анортоклазовый роговик, г. Каскаснунчорр (обр. КСН-05-11); *Y-аналог цирконолита*: 3 – аннито-анортоклазовый роговик, пик Марченко (обр. МР-01-2); *Nd – аналог цирконолита*: 4 – герцинито-аннито-анортоклазовый роговик, г. Кукисвумчорр (обр. М-01-1-10); *Nb-аналог цирконолита*: 5 – фаялит-аннито-анортоклазовый роговик, пик Марченко (обр. КН-61-2). Прочерк – содержание ниже предела обнаружения.

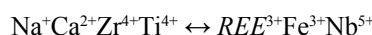
Nd-аналог цирконолита (Nd,Ca,Y)₂ZrTi₂O₇ обнаружен в герцинито-аннито-анортоклазовых и герцинито-анортоклазовых фенитах из ксенолитов в фойяитах г. Кукисвумчорр (Хибинский массив), где он в ассоциации с цирконом и флюоцеритом-(Ce) образует оторочки вокруг зерен ильменита (рис. 1).

Nb-аналог цирконолита (Nd,Ca,Y)₂Zr(Nb,Ti)₂O₇, впервые встреченный Л.С. Бородиным [1] на карбонатитовых месторождениях, установлен нами в фаялит-аннито-анортоклазовом фените из ксенолита

в фойяитах пика Марченко (Хибинский массив). Минерал образует мелкие (до 30 мкм в диаметре) неправильной формы включения в анортоклазе и ассоциирует с ильменитом, аннитом и титанистым магнетитом.

Результаты микрозондового анализа минералов группы цирконолита показали широкие вариации их состава в отношении большинства элементов (табл. 1). Тем не менее, расчет кристаллохимических формул, произведенный на основании 7 атомов кислорода в молекуле, выявил их хорошее соответствие стехиометрии цирконолита: $(\text{Ca}_{0.02-0.54}\text{Ce}_{0.07-0.25}\text{Nd}_{0.03-0.27}\text{Y}_{0.03-0.56}\text{La}_{0.01-0.06}\text{Pr}_{0.00-0.05}\text{Sm}_{0.00-0.05}\text{Eu}_{0.00-0.03}\text{Gd}_{0.00-0.05}\text{Dy}_{0.00-0.07}\text{Er}_{0.00-0.03}\text{Yb}_{0.00-0.02}\text{Tb}_{0.00-0.01}\text{Th}_{0.00-0.04}\text{U}_{0.00-0.04}\text{Sr}_{0.00-0.02}\text{Ba}_{0.00-0.01}\text{Na}_{0.00-0.21}\text{K}_{0.00-0.03}\text{Mg}_{0.00-0.03}\text{Mn}_{0.00-0.16}\text{Zn}_{0.00-0.01})\Sigma 0.90-1.22(\text{Zr}_{0.71-1.60}\text{Fe}^{3+}_{0.00-0.28}\text{Hf}_{0.00-0.01})\Sigma 0.92-1.01(\text{Ti}_{0.61-1.60}\text{Nb}_{0.02-0.70}\text{Fe}^{3+}_{0.00-0.41}\text{Ta}_{0.00-0.02}\text{Si}_{0.00-0.29}\text{Al}_{0.00-0.29}\text{V}_{0.00-0.01})\Sigma 1.76-2.03\text{O}_7$

Компонентный анализ полученных данных выявил следующую основную схему изоморфных замещений в описываемых минералах (рис. 2):



Её реализация обусловила относительное обогащение цирконолита из ксенолитов в фойяитах гг. Ку-кисвумчорр, Каскаснюнчорр и пика Марченко редкоземельными элементами, железом, ниобием, торием и ураном. Цирконолиты из ксенолитов в фойяитах гг. Каскаснюнчорр, Эвеслогчорр, Юмьечорр, пика Марченко (Хибинский массив) и Куйвчорр (Ловозерский массив) содержат большее количество кальция и, соответственно, титана и циркония.

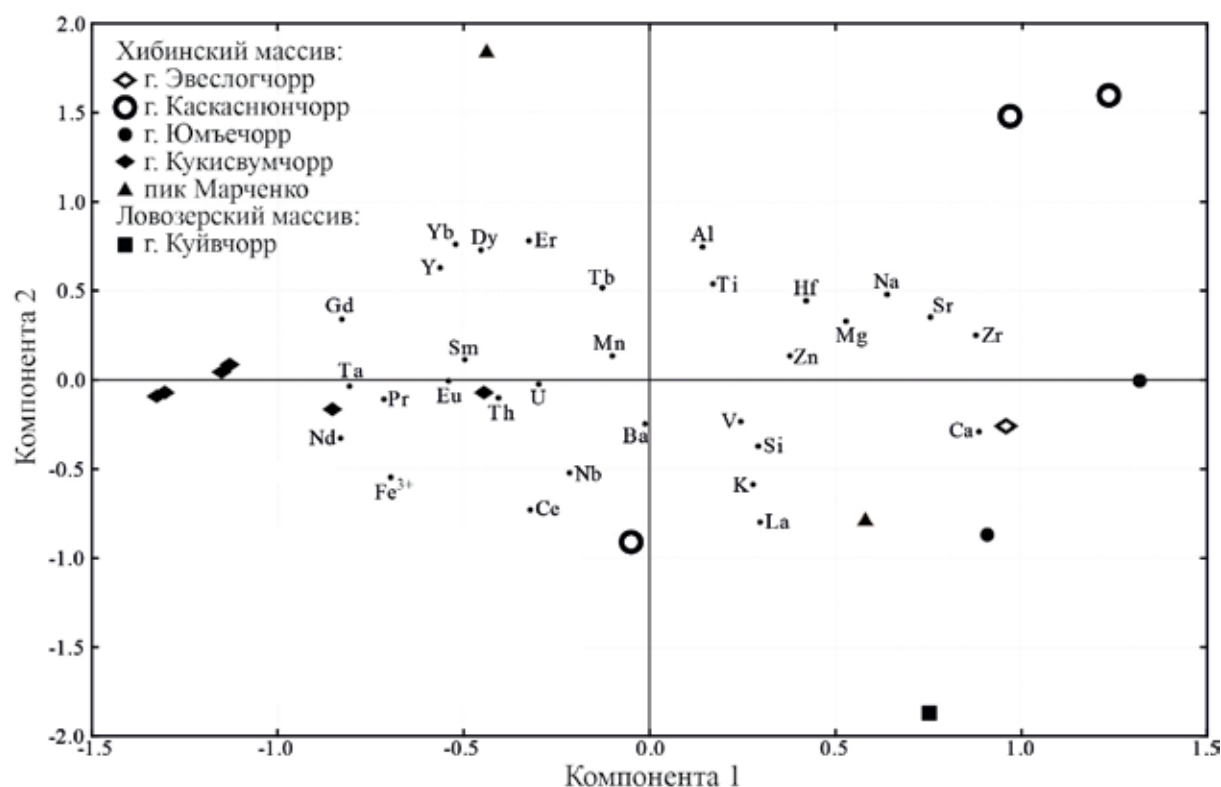


Рис. 2. Результаты компонентного анализа данных о составе минералов группы цирконолита (длины векторов-объектов и векторов-переменных не согласованы).

Одновременно происходит специализации цирконолита в отношении легких и тяжелых лантаноидов: чем интенсивнее замещение титана и циркония железом и ниобием, тем выше содержание Ce, La и Nd по сравнению с Y, Dy, Er, Yb и Tb (табл. 1 и рис. 2). Nb-аналог цирконолита в карбонатитовых месторождениях, по химическому составу занимает промежуточное положение между цирконолитом и пироксеном.

Таким образом, в Хибинском и Ловозерском массивах минералы группы цирконолита-циркулита образуются в процессе контактово-метасоматических преобразований вулканогенно-осадочных пород основного состава, образующих ксенолиты среди щелочных пород массивов. Цирконолит является редким аксессуарным минералом (герцинит)-аннито-анортоклазовых, фаялитов-(аннито)-анортоклазовых, мусковито-анортоклазовых фенитов. В перечисленных типах пород для цирконолита характерна ассоциация с ильменитом, цирконом, монацитом-(Ce), титанитом, титанистым магнетитом, фторпатитом, минералами группы пи-

рохлора, нефелином и натролитом. Судя по взаимоотношениям минералов, цирконолит образуется в результате изменения ильменита на поздних стадиях фенитизации ороговикованных вулканогенно-осадочных пород. В цирконолите широко проявлены изоморфные замещения Na и Ca на REE, Th и U, компенсируемым заменой Ti и Zr на Nb, Fe³⁺ и Ta, а также перераспределение редкоземельных элементов между разновидностями, обогащенными Ti (HREE) или Nb (LREE). Все это обусловило появление Y-, Ce-, Nd- и Nb- аналогов цирконолита, которые, безусловно, требуют утверждения в качестве новых минеральных видов. Однако на этом пути имеются значительные трудности – прежде всего, малый размер и метамиктное состояние зерен указанных фаз.

Исследования проводились в рамках НИР ГИ КНЦ РАН, ЦНМ КНЦ РАН, Программы 27 Президиума РАН (проект 1.2.4) и РФФИ 12-05-98802.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Бородин Л.С., Быкова А.В., Капитонова Т.А. и др. Новые данные о цирконолите и его ниобиевой разновидности // Докл. АН СССР. 1960. Т. 134. № 5. С. 1188-1192.
2. Корчак Ю.А. Минералогия пород ловозерской свиты и продуктов их контактово-метасоматического преобразования в щелочных массивах. Дисс. на соискание уч. степени к.г.-м.н. СПб.: СПбГУ, 2008. 328 с.
3. Yakovenchuk V.N., Ivanyuk G.Yu., Pakhomovsky Ya.A., *et al.* (ed. F. Wall) Khibiny. Apatity: Laplandia Minerals, 2005. 467 p.

ВЛИЯНИЕ СТЕХИОМЕТРИИ НА РАСПРЕДЕЛЕНИЕ АТОМОВ ПРИМЕСИ В СТРУКТУРЕ ПИРРОТИНА МЕСТОРОЖДЕНИЙ ПАНИМБА И БЛАГОДАТНОЕ

Онуфриенко В.В.

Институт горного дела, геологии и геотехнологий СФУ, Красноярск, VOnufriynok@yandex.ru

Известно, что практически все природные минералы содержат в кристаллической структуре точечные дефекты различной природы [1, 2, 6, 8]. Относительно высокая концентрация точечных дефектов в структуре, несомненно, отражается в типоморфизме минералов. Типоморфные свойства минералов, их парагенетические ассоциации определяются РТХ – параметрами образования. Но природные вариации количественных значений этих параметров зависят от многих факторов и изучены не в полной мере. Примесные элементы искажают кристаллическую структуру основной структурной матрицы. Их влияние на свойства минералов исследовано фрагментарно, хотя роль таких искажений, вызванных зачастую именно примесными атомами, может оказаться доминирующей. В настоящем сообщении рассматриваются типоморфные кристаллохимические свойства пирротина золоторудных месторождений Панимба и Благодатное в Енисейском кряже (Красноярский край). Ранее была предпринята попытка выявить зависимость геохимических свойств и особенностей распределения золота в руде, проявляющиеся в химическом составе и кристаллической структуре пирротинов месторождения Благодатное, кристаллическая структура которых не содержит атомов золота в виде примеси [3]. Также была предпринята попытка выявить зависимость геохимических свойств и особенностей распределения золота в кристаллической структуре пирротинов месторождения Панимба, кристаллическая структура которых содержала атомы золота в виде точечных дефектов [4]. В представленной работе интересно сопоставить результаты исследований этих месторождений и выявить основные отличия в распределении примесных атомов в структуре пирротина. Цель исследования: сопоставить расчетную плотность примесных атомов (Co и Ni) в структуре пирротина месторождений Панимба и Благодатное и выявить основные особенности в законах их распределения.

Химический состав изучаемых пирротинов определялся рентгеноспектральным методом (XRS) на установке «Camebax-Micro» в лаборатории микронзондового анализа СО РАН. Кристаллическая структура и фазовый состав образцов контролировались методами РФА на дифрактометре XRD-7000S фирмы Shimadzu с использованием рентгеновского излучения Cu(K α). Расчет плотности точечных дефектов в структуре пирротина осуществлялся по формулам, предложенным в работах [5, 7]. Для анализа различного рода точечных дефектов в пирротине необходимо рассмотреть его кристаллическую структуру. Пирротин обладает кристаллической структурой типа NiAs (B-8). Отличие от стехиометрического состава объясняется тем, что часть катионных позиций вакантна. В пирротине катионные позиции за-

нимают с большей вероятностью те атомы примеси, радиусы ионов которых близки к радиусам ионов двухвалентного железа, например, ионы кобальта и никеля, которые практически всегда содержит пирротин. Корреляция между атомами примеси и катионными вакансиями уже отмечалась ранее в литературе [1, 6]. Ионный радиус кобальта (Co^{2+} - 0.72 Å) имеет лучшее, по сравнению с ионами атомов никеля (Ni^{2+} - 0.69 Å), совпадение с ионными радиусами материнской матрицы (Fe^{2+} - 0.82 Å), поэтому именно с него начнем анализ плотности примесных атомов в структуре.

На рис. 1 и рис. 2 графически сопоставлены результаты расчетов плотности примесных атомов Co^{2+} и Ni^{2+} в структуре пирротина месторождений Панимба и Благодатное. Аналитически рассчитанные

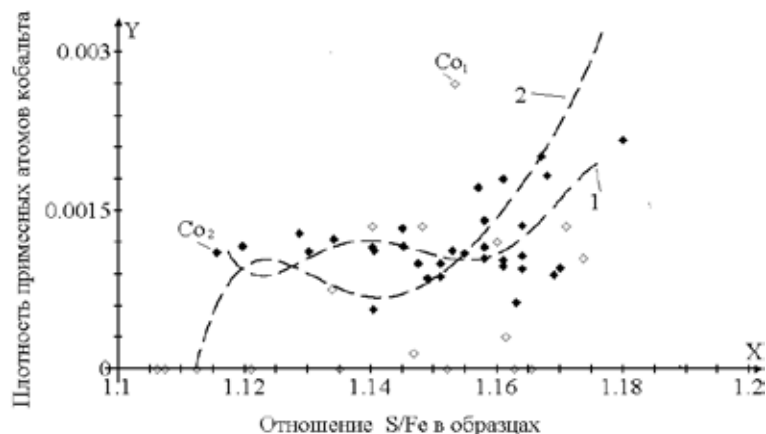


Рис. 1. Зависимость плотности кобальта от соотношения серы и железа в структурах пирротина двух различных месторождений. Кривая 1 – пирротины месторождения Благодатное, кривая 2 – пирротины месторождения Панимба.

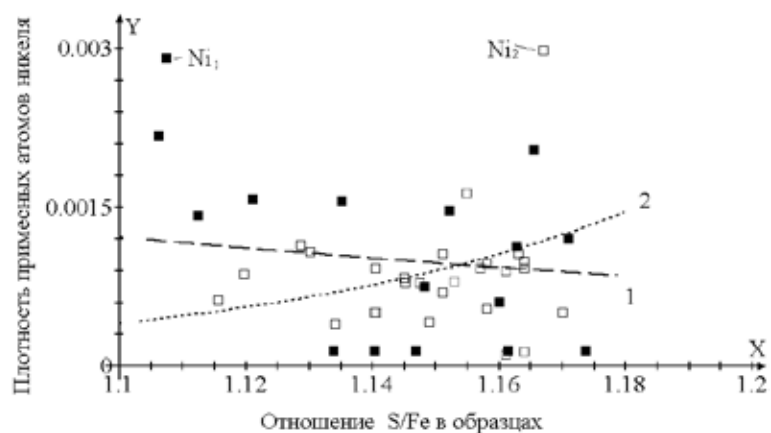


Рис. 2. Зависимость плотности никеля от соотношения серы и железа в структурах пирротина двух различных месторождений. Кривая 1 – пирротины месторождения «Благодатное», кривая 2 – пирротины месторождения Панимба.

Попытаемся установить закономерности при замещении вакантных позиций ионами никеля. В отличие от ионного радиуса кобальта, радиус никеля (Ni^{2+} - 0.69 Å) существенно отличается от ионных радиусов материнской матрицы (Fe^{2+} - 0.82 Å), поэтому вероятность проявления отличий в распределении его плотности более высока. Отметим, что для катионных вакансий ионный радиус равен нулю, а для золота (Au^{2+}) - 1.26 Å. Таким образом, это два крайних случая максимального локального искажения элементарной ячейки, поскольку примесных атомов с большим ионным радиусом в структуре пирротина практически не встречается.

На рис. 3 графически сопоставлены результаты расчетов плотности примесных атомов Cu^{2+} и Au^{2+} в структуре пирротина месторождений Панимба и Благодатное. Кривая 1 показывает рост плотности меди при увеличении отношения S/Fe в образцах (пирротины месторождения Благодатное), кривая 2 показывает спад плотности меди при увеличении отношения S/Fe в образцах (пирротины месторождения Панимба),

точки (рис. 1) в представленных интервалах состава наилучшим образом аппроксимируются функциями для кривой 1: $2510.7 \cdot x^9 - 8109.1 \cdot x^8 + 6096.6 \cdot x^7 - 723.3 \cdot x^6 + 10962.2 \cdot x^5 - 17197.4 \cdot x^4 + 8458.7 \cdot x^3 - 13210.1 \cdot x^2 + 19035.9 \cdot x - 7826.4$ при величине стандартного отклонения $\delta_n = 0.01$; для кривой 2: $-16439.1 \cdot x^7 + 66873.4 \cdot x^6 - 80206.7 \cdot x^5 + 9342.2 \cdot x^4 - 9930.7 \cdot x^3 + 119910.6 \cdot x^2 - 132681.7 \cdot x + 43136.6$ при величине стандартного отклонения $\delta_n = 0.003$.

Предложенное графическое описание кривых 1 и 2 принципиальных отличий в поведении плотности примеси кобальта в структуре пирротина исследуемых месторождений не выявило – для пирротина наблюдалась тенденция ее роста с увеличением нестехиометрии. Аналитическое сравнение функциональных зависимостей в указанных интервалах состава в виде полиномиальных функций для кривой 1: $0.1671262 \cdot 0.0113992^x$ при стандартном отклонении $\delta_n = 0.0016181$; $R^2 = 0.0062$ показывает спад плотности никеля при увеличении отношения S/Fe в образцах, а для кривой 2: $(8.1011016 \cdot 10^{-12}) \cdot (9.9003519 \cdot 10^6)^x$ при стандартном отклонении $\delta_n = 0.00114$; $R^2 = 0.08$ – демонстрирует рост плотности никеля при увеличении отношения S/Fe в образцах.

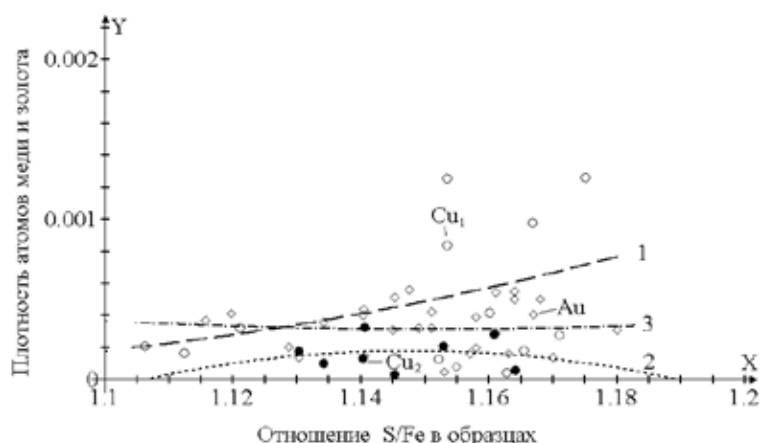


Рис. 3. Зависимость плотности меди от соотношения серы и железа в структурах пирротина месторождений Панимба и Благодатное.

при величине стандартного отклонения $\delta_n = 0.000158$ и $R^2 = 0.001460$.

Таким образом, на основании экспериментальных данных и теоретических вычислений определены аналитические функциональные зависимости плотности примесных атомов кобальта, меди, золота и никеля для пирротина месторождения Панимба и Благодатное:

а) фиксируется спад плотности никеля при увеличении отношения S/Fe в образцах, в структуре которых нет атомов золота, а для пирротитов, содержащих в структуре ионы золота, наблюдается рост плотности никеля при увеличении отношения S/Fe в образцах. Если ионные радиусы примесного атома (Co) и атома материнской кристаллической матрицы (Fe) близки по значению, то с увеличением соотношения S/Fe в образцах плотность примесных атомов в структуре пирротина возрастает;

б) с увеличением соотношения S/Fe плотность атомов золота в структуре пирротина носит практически линейный характер, хотя и наблюдается небольшой спад;

в) для примеси атомов меди определены аналитические функциональные зависимости для пирротина, содержащего в структуре ионы золота, отмечается спад плотности меди, а для пирротина, в структуре которого нет атомов золота, наблюдается рост плотности меди при увеличении отношения S/Fe в образцах.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Акимов В.В., Таусон В.Л., Пархоменко И.Ю. и др. Вхождение примеси кадмия в кристаллы пирротина различного состава // Поверхность. Рентгеновские, синхротронные и нейтронные исследования. 2002. № 6. С. 31-37.
2. Вотьяков С.Л., Куприянова И.И., Кукушкина О.А. и др. Точечные дефекты структуры парагенных кальциевых минералов бериллиевых месторождений: типоморфизм и сопряженность спектроскопических свойств // Зап. РМО. 2003. Т. 132. № 4. С. 78-95.
3. Onufriyenko V.V., Sazonov A.M. Analysis of point defects in minerals from gold ores; pyrrhotite from the Blagodatnyy Mine as an example / Conference dedicated to the 80th anniversary of the Kola Science Center, Russian Academy of Sciences; Gold in the Kola Peninsula and neighboring regions. Ed. Y.L. Voytek-hovsky. Apatity, 2010. P. 117-121.
4. Onufriyenko V.V., Sazonov A.M. Point defects in pyrrhotite from the Panimba // Unique geological localities in the of Kola Peninsula Y.L. Voytek-hovsky. Apatity. 2011. P. 51-57.
5. Onufriyenko V.V., Sazonov A.M. The method of calculating defect densities // Book of Abstracts of the 20th Croatian-Slovenian Crystallographic Meeting. Baska. Croatia. 2011. 60 p.
6. Sazonov A.M., Onufriyenko V.V. The role of impurity atoms in forming cation vacancies in the pyrrhotite // Mineral. Magazine. 2011. V. 75 (3). P. 1805.
7. Onufriyenko V.V., Sazonov A.M., Terehova A.V. Influence of the phase composition of pyrrhotites on gold content in rocks. Proceedings of the 10th International Congress for Applied Mineralogy (ICAM). Ed. Maarten A.T.M. Broekmans. Trondheim, Norway. 2011. P. 487-495.
8. Франк-Каменецкая О.В., Рождественская И.В. Атомарные дефекты и кристаллическая структура минералов: монография. М.: Изд-во Космосинформ, 2001. 239 с.

кривая 3 показывает небольшой спад плотности золота при увеличении отношения S/Fe в образцах (пирротина месторождения Панимба).

Аналитически рассчитанные точки на рис. 3 в представленных интервалах состава наилучшим образом аппроксимируются функциями для кривой 1: $0.039 \cdot x^2 - 0.082 \cdot x + 0.043$ при величине стандартного отклонения $\delta_n = 0.000416$ и $R^2 = 0.1467$; для кривой 2: $-0.1026 \cdot x^2 + 0.235 \cdot x - 0.135$ при величине стандартного отклонения $\delta_n = 0.000103$ и $R^2 = 0.01290$; для кривой 3: $0.0198 \cdot x^2 - 0.0456 \cdot x + 0.0265$

СОСТАВ, СВОЙСТВА И ГЕНЕЗИС ЛОПАРИТА-(Ce) В ПОРОДАХ РАССЛОЕННОГО КОМПЛЕКСА ГГ. КАРНАСУРТ И КЕДЫКВЫРПАХК, ЛОВОЗЁРСКИЙ МАССИВ

Пахомовский Я.А., Иванюк Г.Ю., Яковенчук В.Н.

ГИ КНЦ РАН, ЦНМ КНЦ РАН, Апатиты, ivanyuk@ksc.ru

Ловозерский массив – второй в мире по размеру после Хибинского щелочной вулcano-плутонический комплекс – сложен регулярно чередующимися субгоризонтальными (падающими под углами 5-10°, иногда до 25° к центру массива) слоями нефелиновых сиенитов фойяит-малиньитового ряда («луявритов») и ийолит-уртитов (рис. 1). Вся совокупность таких слоев подразделяется на два комплекса, предположительно относящихся к разным этапам становления массива [1] – дифференцированному (внизу) и эв-

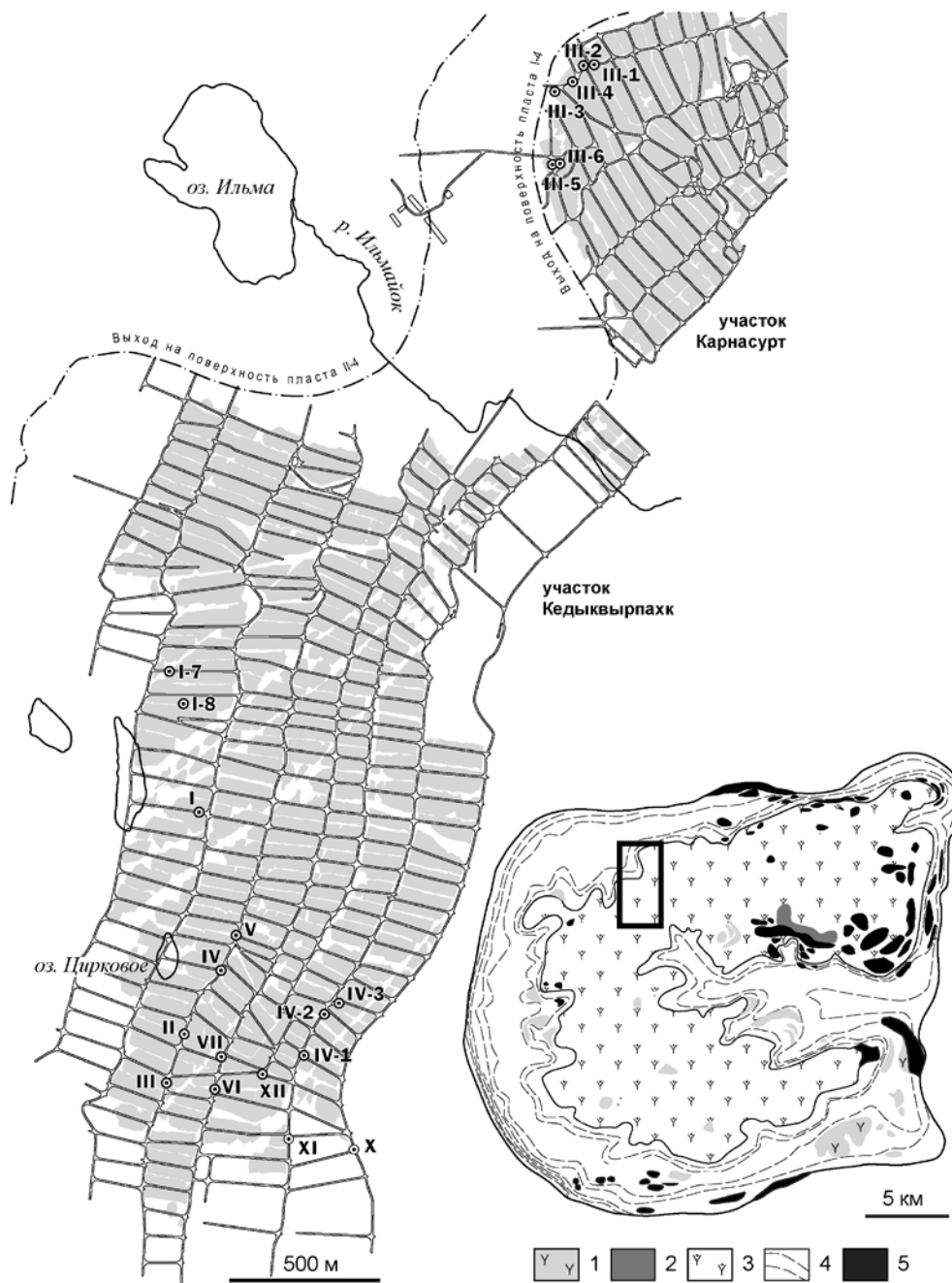


Рис. 1. Схемы геологического строения Ловозерского массива (по данным И.В. Буссен и А.С. Сахарова) и расположения горных выработок рудника «Карнасурт» на участках изучения лопаритовых пластов II-4 (участок Кедыквырпахк) и I-4 (участок Карнасурт).

1 – пойкилитовые (содалито)-нефелиновые сиениты; 2 – апатит-титанитовые ийолиты; 3 – породы эвдиалитового комплекса; 4 – породы расслоенного комплекса; 5 – вулканогенно-осадочные породы ловозерской свиты.

диалитовых луювритов (наверху). В виде многочисленных согласных линзовидных или пластообразных тел в этих двух комплексах присутствуют ксенолиты более или менее интенсивно фенитизированных оливиновых базальтов, туфов и туффитов ловозёрской свиты [5], а также пойкилитовые нефелиновые и содалито-нефелиновые (иногда с нозеаном) сиениты и щелочные пегматиты. Расслоенный комплекс представлен семью выдержанными по простиранию ритмами нефелиновых сиенитов и фойдолитов, каждый из которых характеризуется более или менее постепенным нарастанием к его верхней границе количества микроклин-пертита и темноцветных минералов по отношению к нефелину – вплоть до резкой границы с урритами следующего ритма [6]. Лопарит-(Ce) преимущественно образует рудные концентрации по границам нефелиновых сиенитов и фойдолитов, нередко захватывая те и другие породы с образованием рудных ийолитов или малиньитов.



Рис. 2. Состав лопарита-(Ce) в координатах лопарит-(Ce) (Lop) – перовскит (Per) – луешит (Lue) – таусонит (Tsn).

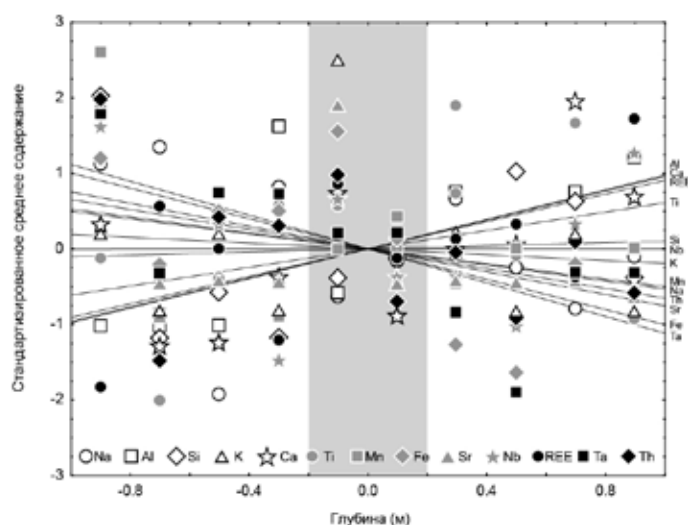


Рис. 3. Тренды изменения состава лопарита-(Ce) по усреднённому разрезу рудной зоны.

превышает условную границу 40%, переводя породу в поле малиньитов (19%). Наиболее богатые руды (более 10 об. % лопарита-(Ce)), приуроченные к участкам X, XI, IV-3 и 1-8 пласта II-4 (г. Кедыквырпахк), имеют ийолитовый состав (ийолиты – 80%, уртиты – 10%, малиньиты – 10%).

На сводных разрезах обеих продуктивных зон фиксируется симметричное относительно осевой зоны рудного пласта возрастание содержания полевых шпатов с глубиной, происходящее за счет фельдшпатоидов. В пределах рудного пласта изменение содержания указанных минералов происходит сравнительно резко, но во вмещающих породах быстро выходит на плато. Содержание темноцветных минералов нарастает из глубины к контакту с фойдолитами, формируя малиньитовый (Карнасурт) или ийолитовый (Кедыквырпахк) рудный пласт, и далее быстро уменьшается до уртитового уровня. Лопарит-(Ce) практически полностью сконцентрирован в пределах рудного пласта, хотя в покрывающих урритах обоих участков фиксируются 1-3 более бедных и маломощных сателлитных прослоя лопаритовых ийолитов.

Крупнейшие в России по запасам Nb, Ta и Lp лопаритовые месторождения гг. Кедыквырпахк и Карнасурт расположены в северо-западной части расслоенного комплекса и с 1941 г. разрабатываются подземным рудником «Карнасурт» (рис. 1). На обоих участках развиты одни и те же пласты лопаритовых ийолитов/малиньитов, приуроченные к соответствующим ритмам расслоенного комплекса. Породы, подстилающие лопаритовые пласты, представлены, в основном, безрудными фойяитами (фойяиты – 70%, ийолиты – 30%), а покрывающие породы – безрудными урритами (уртиты – 83%, ийолиты – 17%). Рудные пласты сложены, в основном, ийолитами (53%) или урритами (28%), хотя местами содержание полевых шпатов в их составе незначительно

Во всех изученных породах лопарит-(Ce) образует флюоритовые двойники прорастания (псевдо)кубооктаэдрических кристаллов. Размер зерен лопарита-(Ce), оцененный по их среднему ферет-диаметру (диаметру круга, равному по площади зерну) в шлифе, более (г. Карнасурт) или менее значительно (г. Кедыквырпахк) возрастает с глубиной. Выявленная закономерность распространяет на всю рудную зону ранее установленную тенденцию к увеличению размера зерен лопарита-(Ce) от кровли к подошве лопаритовых пластов [2], вступая, однако, в противоречие с принятой в указанной работе гипотезой о скоплении более крупных, а значит, и более тяжелых зернышек лопарита-(Ce) на дне фойдолитового бассейна. Стандартное отклонение размера зерен лопарита-(Ce) от его среднего значения в образце последовательно возрастает от 113 мкм в покрывающих уртитах до 130 мкм в рудном пласте и, далее, до 152 мкм в подстилающих нефелиновых сиенитах, выявляя тем самым заметно большую выдержанность размера лопаритовых зёрен в фойдолитах.

Как правило, кристаллы лопарита-(Ce) находятся в виде включений в кристаллах или сегрегациях порообразующих минералов: эгирина, нефелина, натролита (в основном), эвдиалита, содалита, альбита (реже), (барито)лампрофиллита, фторопатита, микроклина, лоренценита, арфведсонита, ринкита и витусита-(Ce) (совсем редко). При повсеместно широком развитии лопарито-эгириновых сростков, в пределах участка Кедыквырпахк включения лопарита чаще фиксируются в зернах нефелина, на участке Карнасурт – в сегрегациях натролита, где нередко каждый кристаллик лопарита-(Ce) отделен от окружающего нефелина более или менее широкой оторочкой натролита. Кроме того, в породах г. Кедыквырпахк лопарит-(Ce) сравнительно часто формирует включения в кристаллах эвдиалита, содалита и ломоносовита. В виде включений в лопарите-(Ce) чаще всего присутствуют натролит, ломоносовит, витусит-(Ce), эгирин, баритолампрофиллит, лабунцовит и другие сравнительно низкотемпературные гидротермальные минералы.

Минеральный состав изученных образцов лопарита-(Ce) изменяется в достаточно узких пределах $\text{Lop}_{59-70} \text{Per}_{11-18} \text{Lue}_{5-11} \text{Tsn}_{4-7}$ (рис. 2), в среднем отвечая формуле $\text{Lop}_{65} \text{Per}_{14} \text{Lue}_8 \text{Tsn}_6$. В пределах обоих месторождений лопарит-(Ce) характеризуется заметным возрастанием содержания перовскитовой компоненты от подстилающих нефелиновых сиенитов к породам рудного пласта и, далее, к покрывающим фойдолитам, тогда как остальные миналы изменяются по разрезу незакономерно. Увеличение содержания Са и Ti в составе лопарита-(Ce) при переходе от подстилающих нефелиновых сиенитов к рудным фойдолитам/малиньнтам и, далее, к покрывающим уртитам сопровождается возрастанием содержания Al и уменьшением содержания Mn, Th, Fe и Ta в этом минерале (рис. 3): $2\text{Na}^+ + \text{Th}^{4+} + \text{Ta}^{5+} + \text{Fe}^{3+} \leftrightarrow 2\text{Ca}^{2+} + 2\text{Ln}^{3+} + \text{Ti}^{4+}$.

Таким образом, по размеру зёрен лопарита-(Ce), их составу и набору минералов во включениях рудные ийолиты/малиньнты являются переходными породами между подстилающими нефелиновыми сиенитами и покрывающими безрудными фойдолитами. Полученные данные позволяют заключить, что лопаритовое оруденение связано с глубокой пневматолито-гидротермальной переработкой фойдолитов и нефелиновых сиенитов вдоль контакта между ними – в полном соответствии с выводами первооткрывателей [3].

Исследования проводились в рамках проекта 1.2.4 программы № 27 Президиума РАН при поддержке РФФИ (грант 12-05-98802-р_север_а).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Буссен И.В., Сахаров А.С. Геология Ловозерских тундр. Л.: Наука, 1967. 125 с.
2. Веселовский Н.Н., Сахаров А.С., Савченко Е.Э. и др. Зональность в распределении лопарита Ловозерского щелочного массива // Щелочной магматизм СВ части Балтийского щита. Апатиты: Изд-во КФ АН СССР, 1990. С. 79-84.
3. Елисеев Н.А., Нефедов Н.К. Лопаритовые месторождения Луяврурта // Производительные силы Кольского п-ова (под ред. А.Е. Ферсмана). М.-Л.: Изд-во АН СССР, 1940. С. 77-118.
4. Корчак Ю.А., Меньшиков Ю.П., Пахомовский Я.А. и др. Трапповая формация Кольского п-ова // Петрология. 2011. Т. 19. № 1. С. 89-103.
5. Пахомовский Я.А., Иванюк Г.Ю., Яковенчук В.Н. Минералогия пород продуктивного комплекса г. Кедыквырпахк, Ловозерский массив, Кольский п-ов // Минералогия во всем пространстве сего слова. Тр. III Ферсмановской науч. сессии, посвященной 50-летию Кольского отделения РМО. Апатиты: Изд-во K & M, 2006. С. 128-131.
6. Arzamastsev A.A. Unique Paleozoic intrusions of the Kola Peninsula. Apatity:Kola Branch of RAS, 1994. 79 p.

ЧАСТОТЫ ВСТРЕЧАЕМОСТИ РЕАЛЬНЫХ ОКТАЭДРОВ АЛМАЗА

Ракин В.И.

Институт геологии КНЦ УрО РАН, Сыктывкар, rakin@geo.komisc.ru

Реальной кристаллографической простой формой предложено называть полиэдр, ограниченный хотя бы некоторыми из граней идеальной кристаллографической простой формы, находящимися в стандартной ориентации на произвольном расстоянии от начала координат [2]. Комбинаторно-геометрические разновидности закрытых «реальных» простых форм кристаллов разных сингоний были подробно проанализированы в работе [2]. В ней, в частности, перечислены 33 разновидности «реальных» октаэдров.

Рассмотрим геометрические свойства реальных кристаллов-полиэдров, образованных плоскими гранями с независимыми (произвольными) центральными расстояниями согласно определению. Сечение ребра, образованного двумя нетождественными кристаллографическими плоскими сетками (гранями полиэдра) находящимися на произвольном расстоянии от начала координат, третьей произвольной, отличной и независимой от первых двух плоскостью (гранью) дает трехгранную вершину. Чтобы преобразовать ее в четырехгранную, необходимо строго задать положение четвертой плоскости (грани), проходящей через уже существующую вершину и нетождественной первым трем с максимальной возможной точностью или, что то же самое, зафиксировать ее центральное расстояние строгой функциональной зависимостью, связанной с расстояниями первых трех граней. Таким образом, нарушается принцип независимости (произвольности) центральных расстояний, данный в приведенном выше определении. Поэтому в рамках определения реальной кристаллографической простой формы четырех-, пяти- и более гранные вершины не имеют права на существование. Приходим к выводу, что реальные разновидности простой формы должны включать только так называемые простые полиэдры с трехгранными вершинами.

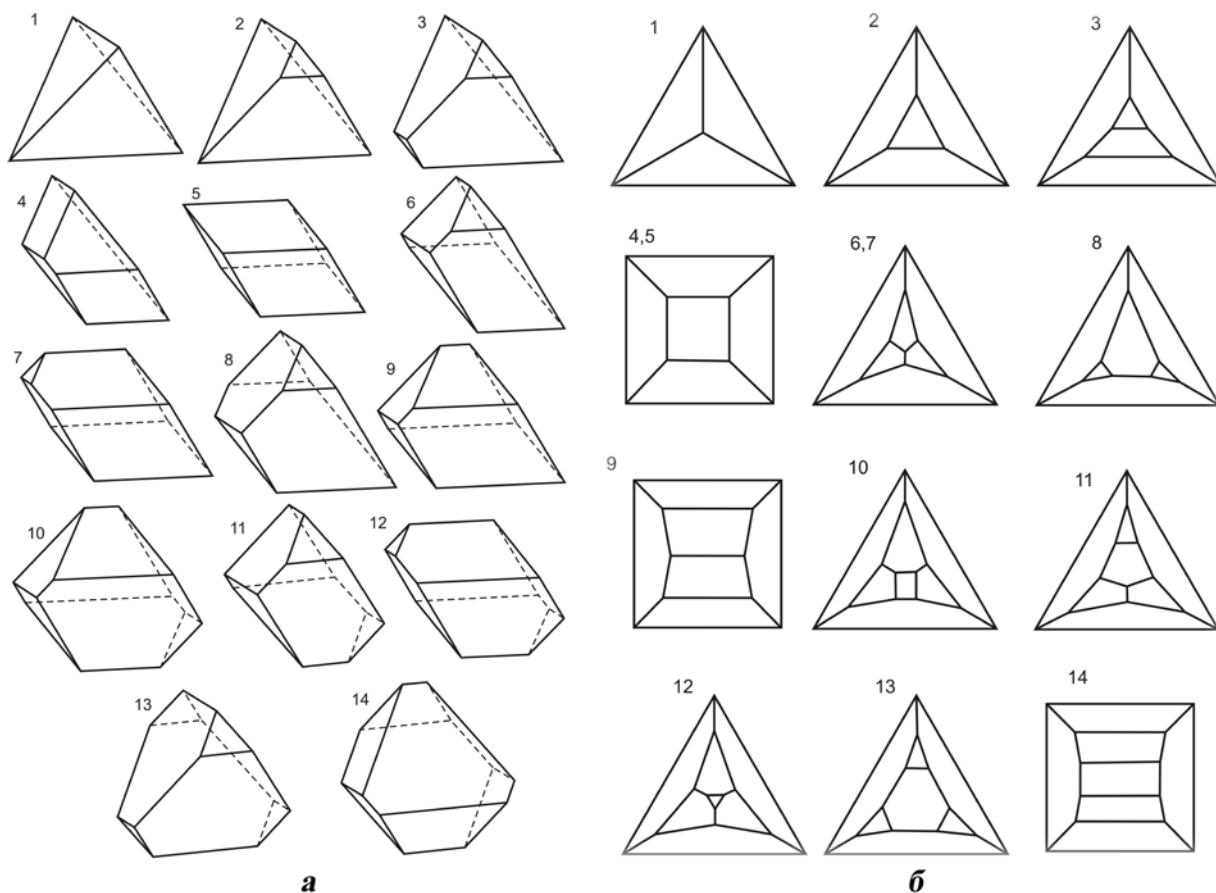


Рис. Реальные формы октаэдров в аксонометрической проекции (а) и в проекции Шлегеля (б).

Остановимся на ростовых плоскогранных формах кристаллов. Хорошо известно, что рост граней кристалла, даже принадлежащих одной простой форме, происходит неравномерно. Нормальная скорость роста граней может меняться иногда в широких пределах и зависеть от многих факторов [6]. Если средняя скорость роста граней взятой для рассмотрения простой формы определяется степенью неравновесности термодинамической системы и достаточно подробно анализируется в рамках различных теорий роста кристаллов [6], то опытным путем легко измеряемые вариации скорости роста граней [4] говорят о влиянии случайных процессов, которые приводят к фактической независимости центрального расстояния кристаллической грани от центральных расстояний соседних граней. Таким образом, реальный кристалл-полиэдр всегда обладает трехгранными вершинами и представляет одну или несколько реальных кристаллографических простых форм с различными и фактически независимыми в определенных пределах центральными расстояниями до граней. Многими исследователями давно замечено, что вероятность обнаружения четырех-, пяти-, шести и более гранных вершин на кристаллах минералов практически равна нулю.

Рассмотрим плоскогранный кристалл природного алмаза (точечная группа симметрии $m\bar{3}m$), ограниченного обычно только плоскими сетками $\{111\}$. Природные плоскогранные алмазы образованы только гранями октаэдра в отличие от искусственных алмазов, для которых возможно развитие, кроме октаэдра, граней куба, ромбододекаэдра и более редких форм: тригонтриоктаэдра $\{221\}$ и тетрагонтриоктаэдров $\{311\}$ и $\{433\}$ и др. [3]. Максимальное количество граней $\{111\}$, встречающихся на кристалле симметрии $m\bar{3}m$ – 8, минимальное – 4. Анализируя только простые полиэдры, получим максимальное количество вершин на реальном октаэдре – 12, минимальное – 4.

Количество ребер связано известной формулой Эйлера с числом граней и вершин и варьирует от 6 до 18, принимая значения 6, 9, 12, 15, 18. При этом в группе симметрии алмаза допустим ограниченный набор типов граней октаэдра от треугольных до шестиугольных. Комбинаторный перебор вариантов для 4-8-гранников с трехгранными вершинами приводит к 12 различным типам, которые допускают только 14 аффинно неэквивалентных форм простых полиэдров реальных октаэдров алмаза (рис.) из полного теоретического набора 33 комбинаторно-геометрических разновидностей октаэдра включающего полиэдры с вершинами всех возможных типов [2]. Парадоксально, но классическое тело Платона – правильный октаэдр с шестью четырехгранными вершинами должен быть в первую очередь исключен из числа реальных октаэдров.

Степень развития грани реального кристалла, под которой понимается обычно площадь грани, зависит от множества факторов, включая и влияние соседних граней. Но, повторим, центральное расстояние не зависит от влияния соседних граней и определяется всей историей роста кристалла. Выросший кристалл – октаэдр демонстрирует набор центральных расстояний $\{h_i\}$ восьми структурно эквивалентных граней простой формы $\{111\}$ алмаза образующий распределение, описываемое определенным статистическим законом. Главными свойствами распределения является непрерывность h_i , их положительные значения и стремление к среднему, определяемому скоростью роста грани v_i и историей процесса роста кристалла за время t_0 :

$$\left\{ h_i = \int_0^{t_0} v_i(t) dt \right\} \quad (1)$$

Стремление к среднему значению определяется единым механизмом роста структурно-эквивалентных граней кристалла, действующим при данных термодинамических условиях, но флуктуации скоростей роста грани приводят к разбросу центральных расстояний. Интегрирование в (1) усиливает независимость h_i от h_j . В физической основе флуктуаций скорости роста лежит случайное броуновское движение строительных частиц в среде кристаллизации, вызывающее вариации локальных термодинамических переменных у растущей грани кристалла и колебания скоростей топомимических реакций адсорбции частиц и встраивания их в решетку кристалла. Многие теоретические законы распределения непрерывной случайной величины удовлетворяют описанным свойствам – например, логнормальный закон или распределение Релея-Райса и др [1]. Наиболее простым математическим выражением обладает логнормальный закон, однако его применимость не очевидна. Согласно центральной предельной теореме А.М. Ляпунова [1] распределение суммы независимых случайных величин, дисперсии которых конечны, а распределения произвольны, но при этом ни одна из случайных величин не имеет преобладающего значения, стремится к гауссову с ростом числа слагаемых. Интеграл (1) можно считать суммой большого числа случайных величин – приращений вещества на грани кристалла за фиксированные отрезки времени.

Учитывая невозможность существования отрицательных значений скоростей при росте кристалла, будем считать, что величина $Z_i = \log v_i$ распределена по закону Гаусса, а скорости роста, таким образом, будут распределены по логнормальному закону. Тогда центральное расстояние до грани h_i как интегральная характеристика скорости роста, согласно теореме Ляпунова будет определяться законом Гаусса при большом значении интеграла (1) или при сумме большого числа приращений. Важно отметить, что при кратковременном росте (небольшой сумме приращений) центральная предельная теорема не применима и закон распределения $\{h_i\}$ должен приближаться к закону характерному для скорости роста v_i (логнормальному). В рамках выдвинутой гипотезы проблема больших и малых сумм случайных величин в (1) разрешается вполне естественно, поскольку известно, что при небольших коэффициентах вариации ($k < 0.1$) логнормальный закон распределения приближается к гауссову (симметричному) [1]. Таким образом, в общем виде можно принять логнормальный закон распределения $\{h_i\}$. При больших коэффициентах вариации ($k > 0.1$), что эквивалентно небольшому по длительности росту кристалла с большими скоростям роста и с большими флуктуациям, закон распределения h_i будет логнормальным, соответствующий закону для $\{v_i\}$, а при коэффициентах вариации $k < 0.1$ скорости роста и флуктуации уменьшаются, длительность роста (сумма случайных величин) увеличивается, применима предельная теорема теории вероятностей и распределение $\{h_i\}$ становится гауссовым.

Таблица. Эмпирические частоты встречаемости реальных октаэдров.

№ формы по рис.1.	Число граней	Формула полиэдра (по [2])	Группа симметрии (по [2])	k_z					
				0.100	0.200	0.300	0.400	0.500	0.600
				k_h					
				0.100	0.202	0.307	0.417	0.533	0.658
1	4	4	$\bar{4}3m$	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.005
2	5	23	$3m$	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.010
3	6	222	$mm2$	0.000	0.000	0.000	0.000	0.010	0.025
4	6	06	$mm2$	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.020
5	6	06	$\bar{3}m$	0.000	0.000	0.000	0.000	0.010	0.025
6	7	133	m	0.000	0.000	0.000	0.005	0.040	0.095
7	7	133	$3m$	0.000	0.000	0.000	0.020	0.035	0.020
8	7	3031	$3m$	0.000	0.000	0.000	0.045	0.070	0.055
9	7	052	m	0.000	0.000	0.000	0.000	0.010	0.060
10	8	1331	m	0.250	0.260	0.275	0.195	0.205	0.170
11	8	2222	$mm2$	0.230	0.240	0.215	0.245	0.200	0.190
12	8	206	$\bar{3}m$	0.145	0.170	0.150	0.175	0.175	0.145
13	8	4004	$\bar{4}3m$	0.265	0.260	0.265	0.230	0.180	0.135
14	8	0602	$\bar{3}m$	0.110	0.080	0.095	0.085	0.065	0.045

В рамках выдвинутой гипотезы о нормальном распределении логарифма скорости роста грани методом Монте-Карло вычислены эмпирические частоты встречаемости 14 реальных октаэдров алмаза. Были получены распределения форм при шести значениях коэффициента вариации центральных расстояний (табл.). Номер для конкретной грани октаэдра был присвоен произвольно. В каждой серии расчетов на основании восьми случайно выбранных значений $\{h_i\}$ из принятого логнормального закона распределения при фиксированном среднем и дисперсии строился кристалл-полиэдр. Согласно рисунку определялась принадлежность полиэдра к той или иной форме октаэдра. Частоты встречаемости рассчитаны по 200 построенным кристаллам в каждой серии опытов.

Установлено, что при малых коэффициентах вариации k_h и k_z встречаются только 8-гранные формы. С ростом дисперсии центральных расстояний появляются формы октаэдров с меньшим количеством граней. Все 14 возможных октаэдров – простых полиэдров встретились хотя бы один раз из 200 при $k_h=0.658$.

Связь частот встречаемости с симметрией полиэдра не выявляется. По всей вероятности, это связано с тем, что предельная симметрия полиэдра, указанная в таблице, реализуется только для такого много-

гранника или нескольких многогранников из рассматриваемого вида, у которых центральные расстояния реально присутствующих граней связаны функциональными зависимостями. Форма случайного полиэдра данного вида всегда асимметрична. Исключением из этого правила является только форма №1 – тетраэдр. Он всегда симметричен. Но если учитывать положение центра кристалла, то и тетраэдр подчиняется описанному правилу.

Для квазиравновесных условий роста природного алмаза, реализующихся в основании литосферы, центральные расстояния до граней структурно-эквивалентных форм не могут сильно различаться. Такой вывод следует из ряда соображений. Во-первых, высокопараметрические условия предполагают высокую скорость всех химических и транспортных процессов, что неизбежно приводит минералообразующую систему к термодинамическому равновесию. Согласно второму началу термодинамики стремление системы к равновесию предполагает движение к минимуму свободной энергии. В случае с кристаллом алмаза это означает выравнивание всех центральных расстояний и уменьшение коэффициента вариации. Рост кристалла вблизи равновесия со средой описывается малыми скоростями роста, и для получения крупного кристалла необходимым условием является исключительная длительность процесса. Таким образом, если не учитывать процессы механического разрушения, растворения и регенерации, влияющие на форму кристалла, для природных алмазов мантийного происхождения будут характерны только пять типов реальных октаэдров, представленных в порядке уменьшения значимости: 4004 (13), 1331 (10), 2222 (11), 206 (12), 0602 (14). Даже при равновесии, когда с точностью до флуктуаций достигается минимум свободной энергии [5], ничтожно малые вариации центральных расстояний восьми граней октаэдра приведут к реализации всех пяти перечисленных видов октаэдров с разными вероятностями, но близкими к приведенным в таблице для $k_n=0.100$.

Если среди кристаллов встречаются другие формы октаэдров с семью и меньшим числом граней, то можно сделать вывод о малой продолжительности роста и высоких скоростях. Однако для природных алмазов это не должно быть свойственно. Такая ситуация возможна для искусственных алмазов, но тоже маловероятна, учитывая результаты моделирования. До значений коэффициента вариации $k_n = 0.3$ преобладают восьмигранные реальные формы октаэдров.

Таким образом, коэффициент вариации центральных расстояний, при котором реализуется то или иное распределение кристаллов по реальным кристаллографическим формам, можно рассматривать как меру отклонения кристаллообразующей системы от равновесия.

Работа выполнена при финансовой поддержке программ фундаментальных исследований РАН № 12-У-5-1026, научной школы НШ-1310.2012.5.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Абезгауз Г.Г., Тронь А.П., Копенкин Ю.Н. и др. Справочник по вероятностным расчетам. М.: Воен. изд-во, 1970. 536 с.
2. Войтеховский Ю.Л., Степенников Д.Г. Реальные кристаллографические простые формы // Зап. ВМО. 2004. № 2. С. 112-120.
3. Ракин В.И., Пискунова Н.Н. Морфология искусственных алмазов // Известия Коми научного центра. 2012. № 3 (11). С. 61-67.
4. Ракин В.И. Пространственные неоднородности в кристаллообразующей системе/ Екатеринбург: Изд-во УрО РАН, 2003. 370 с.
5. Ракин В.И. Равновесная форма минералов при высоких термодинамических параметрах // Вестник ИГ Коми НЦ УрО РАН. 2013. № 4. С. 23-26.
6. Современная кристаллография (в 4 томах). Образование кристаллов / Чернов А.А., Гиваргизов Е.И., Багдасаров Х.С. и др. М.: Наука, 1980. Т. 3. 408 с.

РЕАЛЬНЫЕ ОКТАЭДРЫ АЛМАЗА И РОМБОДОДЕКАЭДРЫ ГРАНАТА (примечания к статье В.И. Ракина)

Войтеховский Ю.Л.

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

Статья В.И. Ракина интересна в нескольких отношениях. В ней впервые независимо подтверждены все 14 простых (в каждой вершине сходятся ровно три грани) комбинаторно различных «реальных октаэдров». При этом под реальной кристаллографической простой формой (или их комбинацией) подразумевается выпуклый полиэдр, ограниченный хотя бы некоторыми из граней идеальной кристаллографической простой формы (или их комбинации), находящимися в стандартной ориентации на произвольном расстоянии от начала координат [1]. Независимая проверка систематических результатов в этой области крайне важна, поскольку теоретический пересчёт «реальных форм» пока невозможен, а компьютерные алгоритмы содержат важный изъян – дискретное (вместо непрерывного) распределение длин нормалей (центральных расстояний) от начала координат до граней полиэдра. В исходном алгоритме (Д.С., Ю.В.) генерирования реальных простых форм и их комбинаций предусмотрена процедура повторного пересчёта с кратным уменьшением дискретизации нормалей. Она повторяется до тех пор, пока число найденных форм не останется тем же. В алгоритме В.И. можно использовать этот же приём. Но в обсуждаемой статье генерирование реальных октаэдров методом Монте-Карло остановлено, как только были найдены все 14 простых комбинаторно различных полиэдров. Очевидная и заманчивая перспектива – независимая проверка многообразий простых комбинаторно различных ромбододекаэдров [2] и комбинаций куба с октаэдром [4], важных для описания морфологии алмаза.

Отдельного обсуждения требует вопрос о непростых (хотя бы в одной вершине сходятся более трёх граней) «реальных формах» и их комбинациях. В.И. полагает, что в этих случаях «нарушается принцип независимости (произвольности) центральных расстояний, данный в приведенном выше определении. Поэтому в рамках определения реальной кристаллографической простой формы 4-, 5- и более гранные вершины не имеют права на существование. Приходим к выводу, что реальные разновидности простой формы должны включать только так называемые простые полиэдры с 3-гранными вершинами». Вряд ли можно согласиться с этим мнением. Сам октаэдр является непростым полиэдром, но как идеальная форма он необходим в классах $m\bar{3}$, 432 и $m\bar{3}m$ кубической сингонии. Неудивительно, что независимое и непрерывное (трудно реализуемое в компьютерном алгоритме) движение граней вдоль его нормалей порождает непростые полиэдры, столь же необходимые для полноты вывода в соответствии с данным выше определением. И в этом смысле они имеют право на существование. Ещё одно их значение выявляется при анализе переходов полиэдров друг в друга при движении граней вдоль нормалей, моделирующем рост кристаллов [5]. Непростые полиэдры (на практике – очень близкие к ним формы) суть индикаторы таких переходов, причём не всегда взаимных.

Не менее интересен вопрос о наиболее вероятных «реальных формах» и их симметрии. В.И. в компьютерную модель заложил логнормальное распределение вероятностей центральных расстояний. Для дальнейшего важен не её физический смысл, а то, что это распределение имеет хорошо выраженный максимум. Легко понять из соображения теории вероятностей, что при независимом «росте граней» наиболее вероятными будут полиэдры с изометричным габитусом, то есть полногранные, что и показал вычислительный эксперимент. Формы с неполным числом граней появляются с ростом дисперсии модельного распределения вероятностей. Предположительно (это следовало бы проверить), все формы с равными вероятностями появились бы в модели с равномерным распределением вероятностей. Замечательным окончанием статьи В.И. была бы проверка выводов на реальных кристаллах алмаза. Возможно, это удастся сделать в будущем. Но заметим, что такая работа была выполнена на кристаллах альмандин г. Макзапахк [3]. Для них были установлены только полногранные формы с широким спектром точечных групп симметрии. Это было интерпретировано как рост в локально различных – с точки зрения принципа диссимметрии Кюри – но в целом слабо анизотропных средах.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Войтеховский Ю.Л., Степенщиков Д.Г. Реальные кристаллографические простые формы // Зап. РМО. 2004. № 2. С. 112-120.
2. Войтеховский Ю.Л., Степенщиков Д.Г. Комбинаторная кристалломорфология. I. Реальные кристаллографические простые формы. Апатиты: Изд-во К & М, 2004. 275 с.

3. Войтеховский Ю.Л., Степенщиков Д.Г. Реальные ромбододекаэдры: теория и приложение к гранатам г. Макзапах, Зап. Кейвы, Кольский п-ов // Зап. РМО. 2005. № 1. С. 97-103.
4. Войтеховский Ю.Л., Степенщиков Д.Г. Комбинаторная кристалломорфология. III. Комбинации куба и октаэдра. Апатиты: Изд-во К & М, 2007. 834 с.
5. Степенщиков Д.Г., Войтеховский Ю.Л. Взаимные переходы между реальными формами ромбододекаэдра // Минералогия, петрология и полезные ископаемые Кольского региона. Тр. VIII Всерос. (с междунар. участием) Ферсмановской науч. сессии, посв. 135-летию со дня рожд. акад. Д.С. Белянкина. Апатиты, 18-19 апр. 2011 г. Апатиты: Изд-во К & М, 2011. С. 155-157.

ТРАНСФОРМАЦИЯ ГИГАНТСКИХ ФУЛЛЕРЕНОВ

Степенщиков Д.Г., Войтеховский Ю.Л.

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

Одно из перспективных применений фуллеренов – производство контейнеров для хранения химических элементов, например, инертных газов. Для этого планируется использовать гигантские фуллерены (GF). Понятно, что автоматически встаёт проблема контроля целостности и исправления возможных дефектов таких GF. Работы, описывающие механизмы их изомеризационной трансформации, уже известны. Одной из первых была трансформация Стоуна-Валеса [1], суть которой состоит в перераспределении углеродных связей между двумя пентагонами и двумя смежными с ними гексагонами с образованием фуллерена-изомера (рис. 1). В работах [2-4] предлагается более универсальный подход – замена целого фрагмента поверхности фуллерена новым фрагментом с идентичной границей (рис. 2). При такой замене

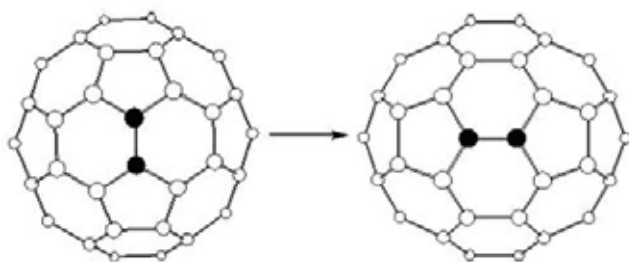


Рис. 1. Трансформация Стоуна-Валеса на фуллерене C_{60} .

число атомов фуллерена может увеличиваться или уменьшаться. Авторы этих работ приводят каталоги всевозможных фрагментов-заплаток – «patch» для наиболее полного охвата трансформаций такого вида.

В этой работе рассмотрен иной подход, заключающийся в локальном образовании дислокации на поверхности фуллерена возле пентагона. Она может перемещаться по поверхности молекулы в различных направлениях, пока

не встретит другой пентагон и не исчезнет, сместив его в процессе, обратном процессу образования (рис. 3). Получаемый GF в общем случае будет иметь другое число атомов.

Образование дислокации задействует три попарно смежных углеродных цикла – один пентагон и два гексагона. Если принимать дислокацию за 8-членный цикл, то при её образовании общее число углеродных циклов на фуллерене уменьшается на один, а при исчезновении возрастает на один. При перемещении дислокации пройденные ею участки фуллерена далее не изменяются. Всего существуют три типа элементарных смещений: смещение 1-го типа (рис. 4 а) не изменяет числа атомов GF, 2-го типа – уменьшает (рис. 4 б), 3-го – увеличивает (рис. 4 с) на два атома, соответственно. Учитывая, что трансформация может состоять из нескольких смещений дислокации, возможны как сохранение, так и изменение числа атомов GF. Если при трансформации используются смещения 1-го типа, и/или в равном количестве смещения 2-го и 3-го типов, то конечный GF будет изомером исходного. При преобладании 2-го типа он будет иметь меньшее число атомов, при преобладании 3-го типа – большее.

На рис. 5 дан пример трансформации GF. Показан фрагмент углеродной решётки с изолированными пентагонами (красное). Для каждого шага трансформации даны типы смещений дислокации (голубое).

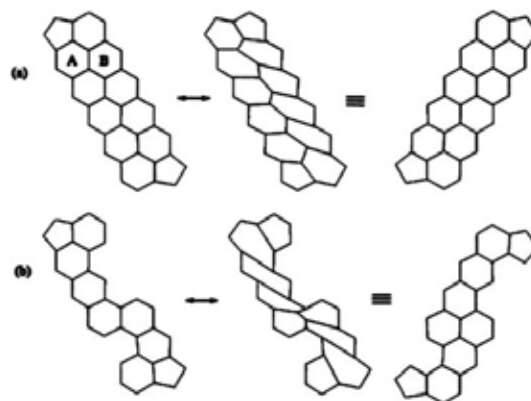


Рис. 2. Примеры взаимозаменяемых фрагментов фуллерена.



Рис. 3. Образование дислокации (синее) со смещением пентагона (красное).

Во всех случаях задействованы только сама дислокация и один (1-ый и 3-ий тип смещения) или два (2-ой тип) гексагона. Если на пути дислокации встречается пентагон (или группа пентагонов), не являющийся конечным, она может обойти его по смежным гексагонам. Пример такого обхода показан на рис. 6.

Образование дислокации в силу симметрии локального участка вокруг начального пентагона может дать десять различных начальных конфигураций, в общем случае неэквивалентных с точки зрения комбинаторного строения всей молекулы. Вместе с тремя типами смещений это допускает широкий диапазон направлений перемещения дислокации по поверхности GF. Из одного фуллерена, используя ту же пару начального и конечного пентагонов, можно получить множество других фуллеренов, в том числе и неизомеров. Две различные трансформации исходной конфигурации даны на рис. 7. Для завершения процесса необходимо «подвести» дислокацию к конечному пентагону в строго определённом месте, иначе возможно образование 4- или 7-угольных циклов.

Сдвиг дислокации по поверхности GF напоминает движение краевой дислокации в кристалле. Возможность существования рассматриваемой дислокации отчасти подтверждается предположениями о присутствии на фуллеренах 7-членных углеродных циклов: вместе с гексагоном, примыкающим к свободному от одной связи атому, дислокация может быть заменена на комбинацию пентагона и 7-членного цикла. Предлагаемый механизм трансформации представляется трудно реализуемым, так как имеет многоэтапный характер, свойственный, впрочем, другим предлагаемым моделям, связанным с синтезом GF. Если трансформацию ограничивать только 1-ым типом смещения дислокации, вероятен процесс, аналогичный стоун-валесовскому, при котором фуллерен переходит в изомер.

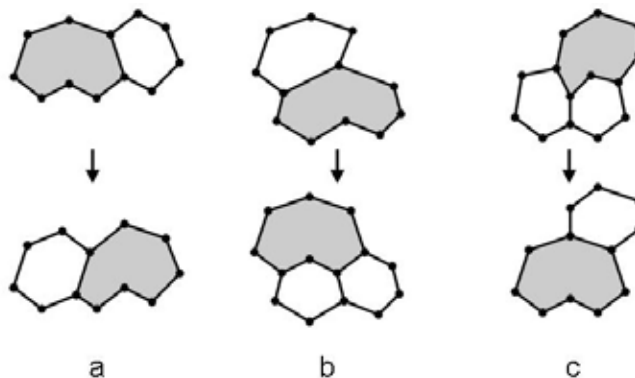


Рис. 4. Три типа элементарных смещений.

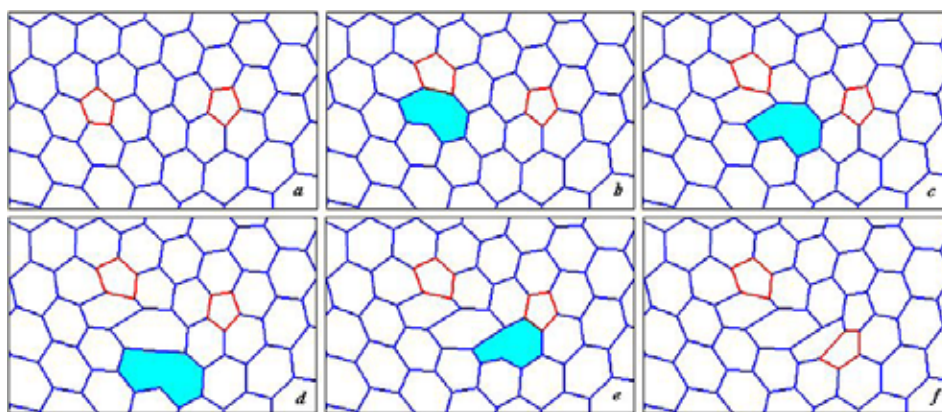


Рис. 5. Пример трансформации: а – исходный фрагмент, b – образование дислокации, с – смещение 1-го, d – 2-го и e – 3-го типов, f – исчезновение дислокации.

Предложенный механизм трансформации позволяет проследить генетические связи между различными GF: из одного можно получить множество других. В связи этим встаёт вопрос: связывает ли данный механизм всё множество фуллеренов, то есть можно ли из любого фуллерена с помощью рассмотренного вида трансформации получить любой другой фуллерен, или они разбиваются на непересекающиеся множества. Задачу можно сузить, ограничив круг рассматриваемых фуллеренов изомерами. Для этого достаточно рассмотреть каждый фуллерен из определённого класса изомеров и для каждого пентагона образовать последовательно все возможные варианты дислокации, которая затем перемещается только с исполь-

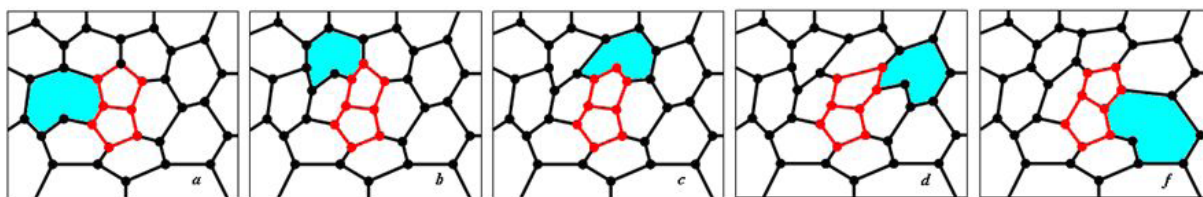


Рис. 6. Пример обхода дислокацией группы из двух пентагонов. Число атомов при обходе не изменилось.

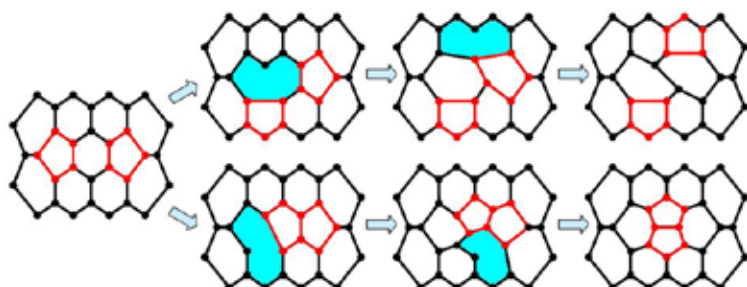


Рис. 7. Две трансформации, полученные при различных способах образования и перемещения дислокации.

зованием смещений 1-го типа до первого пентагона, с которым она находится в правильной позиции. Полученный фуллерен добавляется в один подкласс с исходным. По окончании рассмотрения всех фуллеренов, их множество окажется разбитым на непересекающиеся классы. Очевидно, для минимально возможного фуллерена C_{20} , на котором гексагоны отсутствуют, рассмотренный механизм

трансформации неприменим. Лучше всего он годится для фуллеренов, подчиняющихся IPR-правилу. Для фуллеренов другого типа возможны ограничения на использование.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Stone A.J., Wales D.J. Theoretical studies of icosahedral C_{60} and some related species // Chem. Phys. Lett. 1986. V. 128. P. 501-503.
2. Brinkmann G., Fowler P.W., Justus C. A catalogue of isomerization transformations of fullerene polyhedra // J. Chem. Inf. Comput. Sci. 2003. V. 43. P. 917-927.
3. Brinkmann G., Fowler P.W. A Catalogue of growth transformations of fullerene polyhedra // J. Chem. Inf. Comput. Sci. 2003. V. 43. P. 1837-1843.
4. Brinkmann G., Franceus D., Fowler P.W. *et al.* Growing fullerenes from seed: growth transformations of fullerene polyhedra // Chem. Phys. Lett. 2006. V. 428. P. 386-393.

РЕАЛЬНЫЕ КРИСТАЛЛОГРАФИЧЕСКИЕ ФОРМЫ ЦИРКОНА

Степенщиков Д.Г., Войтеховский Ю.Л.

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

Введение. Одной из ранних работ по кристаллографии циркона является [1], в которой описываются кристаллы Хибинских тундр. Кристаллографически кристаллы разбиты на четыре (три основных и один переходной) типа по относительному развитию граней различных простых форм. В [3] рассмотрены цирконы из силекситов участков Белые тундры, Пьедестал и р. Узкая, а также из пегматитов участка Юмперуйав (коллекции И.Д. Батиевой и И.В. Белькова). По различиям в развитии граней простых форм кристаллы разделены на два типа. Отмечено развитие вершин кристаллов в рёбра – часто для образцов из силекситов и всегда – на обеих головках изученных кристаллов из пегматитов. Данная особенность примечательна тем, что указывает на наличии в среде диссимметризирующих факторов роста. В [4] приведены формы циркона, из которых особый интерес представляют 26 отчётливых изображений кристаллов, образованных комбинацией простых форм $\{111\}$, $\{110\}$ и $\{100\}$ с разной степенью развития вплоть до выклинивания граней одной или обеих призм. Условно их можно разделить на четыре типа, в зависимости от присутствия той или иной простой формы: $\{111\}$ (2 индивида), $\{111\}+\{110\}$ (5), $\{111\}+\{100\}$ (10) и $\{111\}+\{110\}+\{100\}$ (9). В [5] дана таблица, позволяющая сопоставить частоте распределения различных морфотипов циркона, увязанных с температурой образования, тот или иной вид плутонических пород. Кристаллы из таблицы огранены симметрично развитыми гранями не более чем четырёх простых форм. В похожей по тематике

работе [6] приведены рисунки и фотографии относительно хорошо огранённых кристаллов с неравномерно развитыми гранями, причём формы кристаллов даны вместе с их анатомией.

Практически во всех указанных работах предполагается одинаковое развитие граней каждой отдельной простой формы. Типизация форм кристаллов основана на степени развития (вплоть до отсутствия) граней различных простых форм. Фотографии реальных кристаллов дают представление об их, в основном, диссимметричном развитии. Так, на сайтах www.mindat.org и www.mineralienatlas.de было отобрано 70 фотографий кристаллов циркона, пригодных для морфологического анализа, где «идеальные формы» составляют малую часть по сравнению с искажёнными кристаллами. Мы рассматриваем именно диссимметричные кристаллы и возможное разнообразие их так называемых реальных форм, допускающих различное удаление граней одной и той же простой формы от условного центра кристалла.

Теоретическая часть. В данной работе кристаллы циркона ограничены только тремя простыми формами: главной дипирамидой $\{111\}$, цирконовой $\{110\}$ и гиацинтовой $\{100\}$ призмами. Согласно обзору, существуют кристаллы, на которых та или иная простая форма отсутствует. По этому признаку формы кристаллов делятся на четыре типа, как было показано выше [4]. В каждом типе присутствуют все грани свойственных ему простых форм.

Число реальных форм первого типа совпадает с числом полногранных форм тетрагональной дипирамиды, полученным ранее (29). Реальные формы второго и третьего типов получены в рамках данной работы с помощью авторского алгоритма. Количество форм, а также их распределение по порядкам групп автоморфизмов и группам симметрии приведено в таблице. Отметим, что число реальных форм второго типа более чем в 46 раз превосходит число форм третьего типа, а число симметричных форм во втором случае в три раза больше числа асимметричных, что, в общем, нетипично для многогранников с большим числом граней.

Получение полного многообразия реальных форм четвёртого типа затруднительно. Главная причина этого – их большое число (порядка сотен тысяч). Данный вывод сделан по результатам подсчёта реальных форм кубооктаэдра [2] – при более высокой кубической сингонии и меньшем числе граней их число измеряется десятками тысяч. Предварительные авторские подсчёты дали оценку числа форм циркона четвёртого типа ~25000. Но полноценные вычисления с имеющимся программным обеспечением требуют очень много времени.

Таблица. Число и симметрия реальных форм циркона $\{110\}+\{111\}$ и $\{100\}+\{111\}$.

п.г.а.	1	2			4		8		16	итого
симм.	1	m	2	$\bar{1}$	$mm2$	$2/m$	$\bar{4}2m$	mmm	$4/mmm$	
$\{110\}+\{111\}$	3603	277	106	42	24	18	3	4	1	4078
$\{100\}+\{111\}$	11	33	3		30		3	5	3	88

Если заменить моноэдром пирамидальные грани одной из головок кристалла (нижней), то можно сравнительно быстро подсчитать число одновершинных 13-гранных кристаллов циркона. Формально, речь идёт о многообразии полногранной реальной открытой формы, получаемой из комбинации призм $\{110\}$ и $\{100\}$ и тетрагональной пирамиды $\{111\}$. Число таких форм равно 249, их симметричная статистика: 1 – 200, m – 32, 2 – 9, $mm2$ – 7 и $4mm$ – 1.

Число форм циркона, полученное путём составления 16-гранника из двух 13-гранных половинок с учётом их симметричного расположения, равно 197873. Однако, поскольку не все половинки могут быть совмещены, данное число является верхней оценкой. Для получения нижней оценки многообразия 13-гранные формы брались в качестве начальных полиэдров, грань моноэдра заменялась на одну из остав-

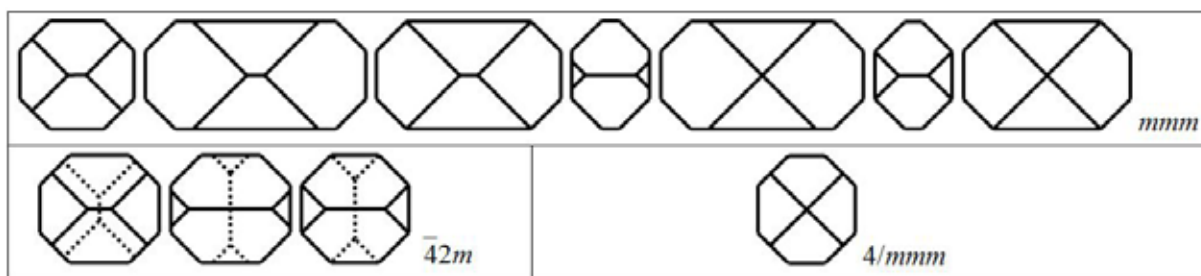


Рис. 1. Высокосимметричные полногранные формы кристаллов циркона (вид вдоль оси z).

шихся граней дипирамиды, а три другие неиспользованные грани нижней головки кристалла являлись секущими. Вычисления проводились довольно быстро, но не гарантировали полного многообразия в силу того, что грани призм не смещаются и могут запретить некоторые конфигурации нижней головки кристалла. Полученная нижняя оценка многообразия форм циркона равна 75968.

С использованием данных по симметрии одновершинных 13-гранных форм кристаллов циркона, было определено точное число высокосимметричных (п.г.а. ≥ 8) форм кристаллов четвёртого типа: $mmm - 7$, $\bar{4}2m - 3$ и $4/mmm - 1$ (рис. 1).

Практическая часть Среди упомянутых выше 70 фотографий кристаллов было идентифицировано 7 индивидов первого, 23 – второго, 24 – третьего и 10 – четвёртого типов; 6 кристаллов оказались неполногранными.

Развитие ребра на месте вершины тетрагональной дипирамиды является обычным явлением. На 28 изображениях это ребро чётко просматривается (рис. 2). Причиной появления ребра является то, что одна пара противоположащих граней $\{111\}$ на головке кристалла развита сильнее. Дополнительные рёбра отмечаются также на формах кристаллов второго типа (рис. 3).



Рис. 2. Развитие вершины дипирамиды в ребро.

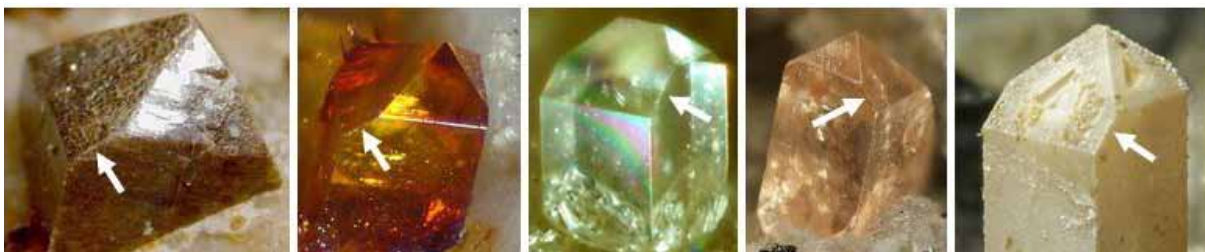


Рис. 3. Развитие рёбер на поверхности кристалла циркона второго типа.

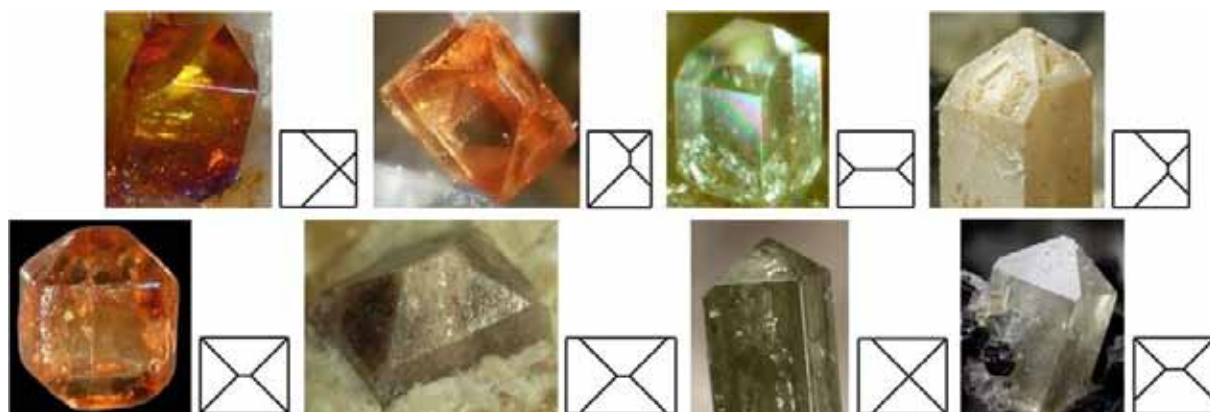


Рис. 4. Одновершинные формы второго типа на кристаллах циркона.

На рис. 4 показано 8 найденных одновершинных форм кристаллов второго типа. В [4] все рисунки кристаллов данного типа комбинаторно эквивалентны и отличаются только степенью развития граней, причём грани одной и той же простой формы развиты одинаково. Исключение представляет только форма № 125, которую на фотографиях кристаллов найти не удалось. На рис. 5 показаны 3 найденные одновершинные формы кристаллов третьего типа. Часть кристаллов, в силу близости параметров a и c элемен-

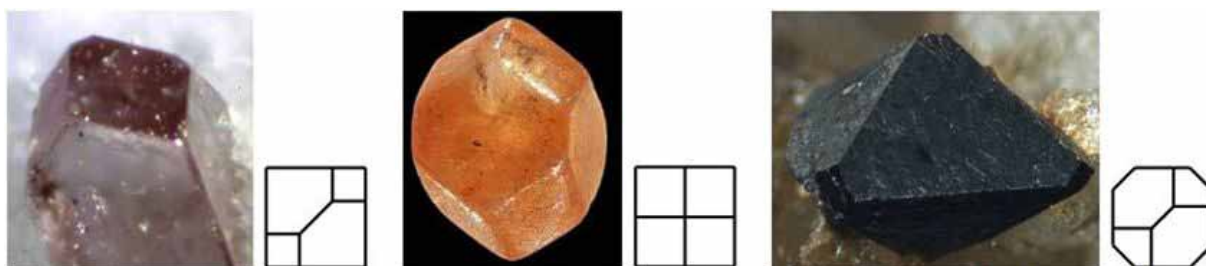


Рис. 5. Одновершинные формы третьего типа на кристаллах циркона.



Рис. 6. Одновершинные формы четвёртого типа на кристаллах циркона.

тарной ячейки имеют псевдоромбододекаэдрический облик. Представление об этом дают рисунки циркона №№ 2, 9, 44, 45 в [4]. На рис. 6 показаны 3 найденные одновершинные формы кристаллов четвёртого типа. Ввиду малой выборки пригодных для анализа кристаллов, говорить о какой-либо статистике не приходится. Та или иная реальная форма констатируется только на уровне факта.

Выводы. Число всех полногранных реальных форм кристаллов циркона с гранями комбинации простых форм $\{111\} + \{110\}$ равно 4078, с гранями $\{111\} + \{100\}$ – 88. Число открытых полногранных форм, образованных дипирамидой $\{111\}$ и гранями обеих призм, равно 249. Число полногранных форм кристаллов циркона с комбинацией главной дипирамиды и двух призм – цирконовой и гиацинтовой – находится в диапазоне от 75968 до 191826. Выведены все (11) высокосимметричные (п.г.а. ≥ 8) полногранные формы с гранями $\{111\} + \{110\} + \{100\}$. Их распределение по группам симметрии: mmm – 7, $\bar{4}2m$ – 3 и $4/mmm$ – 1. Для комбинации $\{111\} + \{110\}$ по фотографиям индивидов найдено 8 различных форм одновершинных кристаллов, для комбинации $\{111\} + \{100\}$ и комбинации $\{111\} + \{110\} + \{100\}$ – по 3 различных одновершинных формы. На 28 исследованных кристаллах наблюдается растяжение вершины на головке кристалла в ребро, что является следствием диссимметризирующих факторов среды.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Бонштедт Э.М. Циркон Хибинских тундр // Изв. Рос. акад. наук. 1922. С. 341-358.
2. Войтеховский Ю.Л., Степенщиков Д.Г. Комбинации куба и октаэдра в связи с кристалломорфологией алмаза // Минералогия во всем пространстве сего слова. Ч. I. Тр. I Ферсмановской научн. сессии КО РМО, посв. 120-летию со дня рожд. А.Е. Ферсмана и А.Н. Лабунцова. Апатиты, 22-23 апр. 2004 г. Ч. II. Апатиты: Изд-во К & М, 2004. С. 40-43.
3. Волошин А.В., Лялина Л.М. Морфология и анатомия кристаллов циркона из силекситов и пегматитов архейской щелочногранитной формации Кольского региона // Зап. РМО. 2004. № 2. С. 89-99.
4. Goldschmidt V. Atlas der Krystallformen. Bd IX. Heidelberg: Winter, 1923.
5. Pupin J.P. Zircon and granite petrology // Contrib. Mineral. Petrol. 1980. V. 73. P. 207-220.
6. Vavra G. Systematics of internal zircon morphology in major Variscan granitoid types // Contrib. Mineral. Petrol. 1994. V. 114. P. 331-344.

КАРБОНАТО-ТИТАНОСИЛИКАТЫ РЯДА ТУНДРИТ-(Ce) –ЧИЛЬМАНИТ-(Ce) ИЗ ЩЕЛОЧНОГО ПЕГМАТИТА В ФЕНИТИЗИРОВАННЫХ АМФИБОЛИТАХ Г. ЧИЛЬМАНА

Яковенчук В.Н.^{1,2}, Иванюк Г.Ю.^{1,2}, Кривовичев С.В.^{1,3}, Пахомовский Я.А.^{1,2},
Селиванова Е.А.^{1,2}, Житова Е.С.³, Михайлова Ю.А.^{1,2}, Калашникова Г.О.¹

¹ЦНМ КНЦ РАН; ²ГИ КНЦ РАН, Апатиты, yakovenchuk@ksc.ru

³СПБГУ, Санкт-Петербург

Щелочные массивы Кольского п-ова являются безусловными мировыми лидерами по минеральному разнообразию: в их пределах достоверно установлено более 700 минеральных видов, 200 из которых здесь и были открыты [5]. Первые открытия кольских минералов сделаны в конце XIX века во время экспедиций В. Рамзая [3]. С тех пор практически ежегодно открывается еще 1-5 минералов, значительная часть которых представлена крайне редкими цирконо-, ниобо- и титаносиликатами. Их число в рассматриваемых комплексах оказалось чрезвычайно велико благодаря широко проявленным процессам катионного обмена и гидролиза, которые приводят к образованию различных обменных и катионодефицитных серий: цирсиналит–ловозерит, капустинит–литвинскит, казаквит–тисиналит, линтисит–елисеевит–пункрауайвит, иванюкит–Na–иванюкит–K–иванюкит–Cu и др. Немаловажно, что многие, если не все, перечисленные минералы обладают более или менее ярко проявленными полезными свойствами, позволяющими разрабатывать на их основе новые молекулярные сита, катионообменники, катализаторы и другие функциональные материалы.

Этот ряд, без сомнения, продолжает пара тундрит-(Ce)–чильманит-(Ce), представленная весьма необычными слоистыми карбонато-титаносиликатами состава $\text{Na}_2\text{Ce}_2\text{TiO}_2(\text{SiO}_4)(\text{CO}_3)_2 - \text{Ce}_2\text{TiO}_2(\text{SiO}_4)(\text{HCO}_3)_2(\text{H}_2\text{O})$. Тундрит-(Ce) – редчайший минерал, открытый в Ловозёрском массиве [1] и позднее обнаруженный в крупной пегматитовой жиле в породах экзоконтактовой зоны Хибинского массива, у подножья г. Чильмана [2]. Катионодефицитный аналог тундрита-(Ce) – чильманит-(Ce) – найден нами в этом же пегматите и назван одновременно по месту находки и в честь соратника В. Рамзая, известного финского ботаника и геоморфолога А.О. Чильмана (A.O. Kihlman).

Рассматриваемый пегматит представляет собой крупную симметрично-зональную жилу (рис. 1) мощностью от 50 см до 2 м и протяженностью около 300 м в фенитизированных актинолитовых слан-

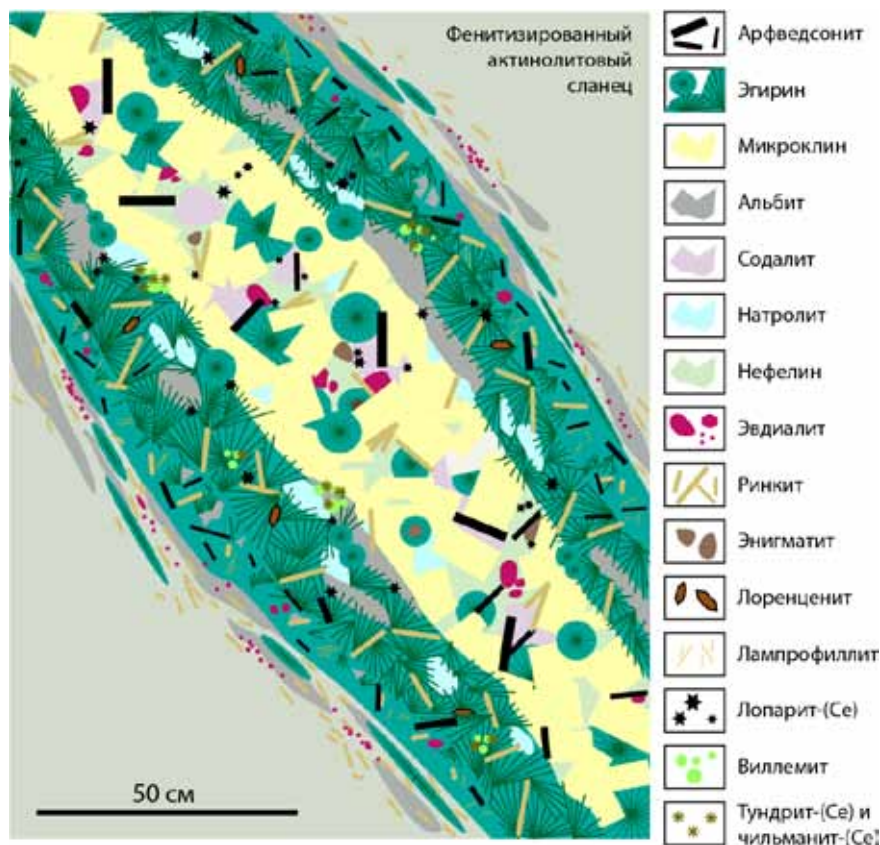


Рис. 1. Арфведсонит-эгирин-микроклиновый пегматит в фенитизированных актинолитовых сланцах г. Чильмана.



Рис. 2. Сrostки чильманита-(Ce) (1) и тундрита-(Ce) (2) в агрегате микроклина (3), арфведсонита (4), виллемита (5) и флюорита (6).

цах Имандра-Варзугского пояса. Его краевые зоны (до 25 см шириной) сложены шестоватыми агрегатами эгирина и арфведсонита с подчиненным количеством альбита, эвдиалита, лампрофиллита и астрофиллита. Промежуточные зоны (30-70 см) представлены агрегатами тонкозернистого альбита, черного игольчатого эгирина и охряно-коричневого волокнистого ринкита. Местами развиты зернистые сегрегации натролита и виллемита (до 2 см), правильные кристаллы фторапатита, лоренценита, иголки виноградита, изометричные выделения флюорита, зернышки анкилита-(Ce), характерные флюоритовые двойники лопарита-(Ce), а также радиально-лучистые сrostки игольчатых кристаллов коричнево-зеленого тундрита-(Ce) и темно-коричневого чильманита-(Ce) (рис. 2). Осевая зона жилы

(до 1.2 м шириной) сложена агрегатом крупных (до 12 см) таблитчатых кристаллов микроклина, интерстиции в котором заполнены содалитом, нефелином и развивающимся по ним натролитом с включениями радиально-лучистых агрегатов эгирина, уплощенно-призматических кристаллов арфведсонита и ринкита, двойников лопарита-(Ce), округлых зерен эвдиалита, энigmatита, сфалерита и галенита.

Таблица 1. Химический состав тундрита-(Ce) и чильманита-(Ce).

	Тундрит-(Ce)**	Чильманит-(Ce)		Тундрит-(Ce)**	Чильманит-(Ce)
CO ₂ *	13.91	15.00	La ₂ O ₃	16.16	12.95
Na ₂ O	9.44	0.13	Ce ₂ O ₃	27.03	27.33
Al ₂ O ₃	—	0.24	Pr ₂ O ₃	2.13	2.45
SiO ₂	9.32	9.91	Nd ₂ O ₃	6.17	8.12
CaO	0.34	1.50	Sm ₂ O ₃	0.39	1.67
TiO ₂	11.17	11.04	Gd ₂ O ₃	—	0.49
MnO	—	0.26	H ₂ O*	0.36	6.00
Fe ₂ O ₃	—	0.05			
Nb ₂ O ₅	2.31	2.79	Сумма	98.80	99.93

* Определено из отдельной навески; ** [4].

Состав обоих минералов (табл. 1) определяется изоморфизмом по схеме: $2\text{Na}^+ + \text{REE}^{3+} + \text{Ti}^{4+} \leftrightarrow \square(\text{Ca}, \text{Mn})^{2+} + (\text{Ca}, \text{Mn})^{2+} + \text{Nb}^{5+}$ (рис. 3). Однако такое замещение не может полностью компенсировать существенный недостаток или даже полное отсутствие Na в чильманите-(Ce), и происходит более или менее полная замена карбонатных групп в его структуре на гидрокарбонатные: $\text{Na}^+ + \text{CO}_3^{2-} \leftrightarrow \square + \text{HCO}_3^-$.

В основе кристаллической структуры тундрита-(Ce) лежат сложные слои $[\text{Ce}_2\text{TiO}_2(\text{SiO}_4)(\text{CO}_3)_2]^{2-}$, параллельные плоскости (001) [4]. В этих слоях зигзагообразные цепочки из рёберно-связанных TiO₆-октаэдров чередуются с цепочками из изолированных SiO₄-тетраэдров и NaO₆-октаэдров. Катионы Ce³⁺, располагающиеся по обеим сторонам титаносиликатного слоя, в свою очередь, присоединяют к нему анионные группы CO₃²⁻ и «межслоевые» катионы Na. Кристаллическая структура чильманита-(Ce) очень близка к структуре тундрита-(Ce) (рис. 4), но межслоевое пространство в чильманите-(Ce) шире на 1.4 Å (это более 10 %) вследствие замены катионов натрия на молекулы воды. Кроме того, соседние слои в чильманите-(Ce) сдвинуты относительно друг друга на 1.9 Å в направлении, перпендикулярном удлинению титанокислородных цепочек, что на те же 10 % больше, чем в тундрите-(Ce).

На первый взгляд, чильманит-(Ce) представляет собой результат протонирования тундрита-(Ce) по схеме: $\text{Na}_2\text{Ce}_2\text{TiO}_2(\text{SiO}_4)(\text{CO}_3)_2 + 3\text{H}_2\text{O} = \text{Ce}_2\text{TiO}_2(\text{SiO}_4)(\text{HCO}_3)_2(\text{H}_2\text{O}) + 2\text{Na}(\text{OH})$. Однако детальное (электронно-)микроскопическое изучение нескольких десятков образцов не выявило никаких признаков замещения тундрита-(Ce) чильманитом-(Ce). Поэтому можно полагать, что эти минералы образуются незави-

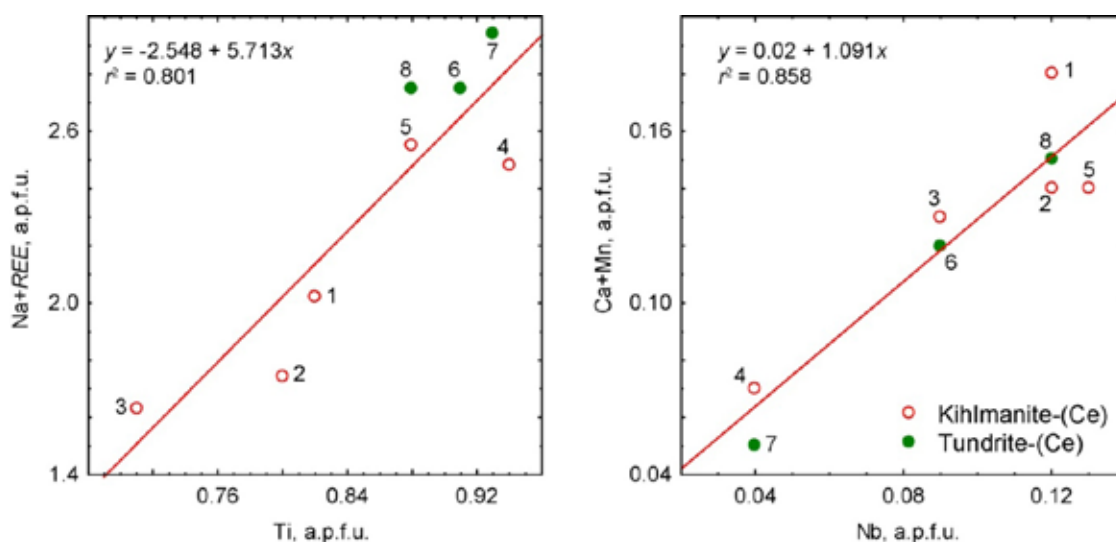


Рис. 3. Соотношение основных компонентов в составе минералов ряда тундрит-(Ce)–чильманит-(Ce).

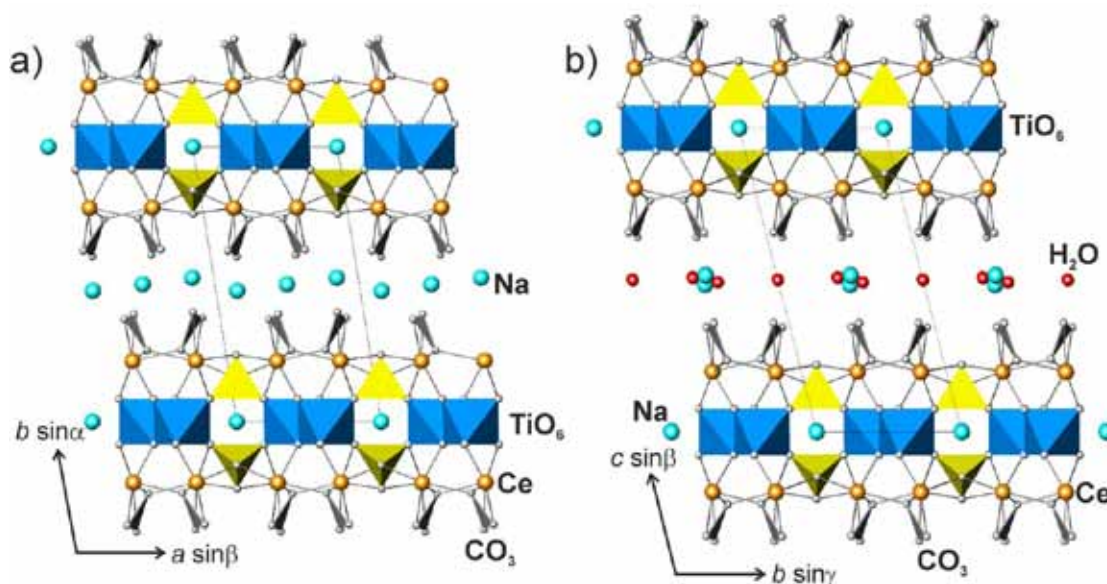


Рис. 4. Кристаллическая структура тундрита-(Ce) (а, [4]) и чильманита-(Ce) (б).

симо друг от друга: тундрит-(Ce) раньше, в условиях достаточно высокой щёлочности гидротермальных растворов, чильманит-(Ce) позже, по мере расходования Na при образовании тундрита-(Ce). Источником редкоземельных элементов и титана для образования обоих минералов, скорее всего, выступали более ранние ринкит и лопарит-(Ce).

Исследования проводились в рамках проекта 1.2.4 программы № 27 Президиума РАН при поддержке РФФИ (грант 12-05-98802-р_север_а).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Семенов Е.И. Минералогия редких земель. М.: Изд-во АН СССР, 1963. 412 с.
2. Шлюкова З.В., Власова Е.В., Казакова М.Е. и др. Новые данные о тундрите // Докл. АН СССР. 1973. Т. 211. № 2. С. 426-429.
3. Brotherus V.F., Kairamo A.O., Palmén J.A.F. *et al.* (1890/92-94) Wissenschaftliche Ergebnisse der Finnischen Expeditionen nach der Halbinsel Kola in den Jahren 1887-1892. Backmans druckerei, Kupio, Helsingfors.
4. Grice J.D., Rowe R., Poirier G. *et al.* Tundrite-(Ce) from Mont Saint-Hilaire, Quebec: crystal structure analysis and species characterization // Canad. Miner. 2008. V. 46. P. 413-422.
5. Ivanyuk G.Yu., Yakovenchuk V.N., Pakhomovsky Ya.A. Where Are New Minerals Hiding? The Main Features of Rare Mineral Localization Within Alkaline Massifs // Minerals as Advanced Materials II (Ed. S.V. Krivovichev). Berlin-Heidelberg: Springer-Verlag, 2012. P. 13-24.



ТЕХНОЛОГИЧЕСКАЯ И ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНАЯ МИНЕРАЛОГИЯ

ГАЗОТРАНСПОРТНЫЕ РЕАКЦИИ В ОБОГАЩЕНИИ РУД И КОНЦЕНТРАТОВ

Гришин Н.Н.

ИХТРЭМС КНЦ РАН, Апатиты, grishin@chemy.kolasc.net.ru

При обогащении руд чаще всего упоминаются такие традиционные методы как флотация, гравитация, магнитная и электромагнитная сепарация, химические методы [1]. Среди химических методов особое место занимают газотранспортные реакции, которые позволяют перевести отдельные компоненты системы в сильно различающиеся по своим физическим свойствам фазы: газовую и твердую или жидкую. При этом за счет газотранспортных реакций отдельные компоненты выводятся из реакционной зоны.

Этот метод широко используется в доменном производстве, где в газовую фазу переводятся кислород оксидов железа, сера, фосфор, а восстановленное железо в расплавленном виде стекает в нижнюю часть домны, над расплавом железа находятся более легкие невосстановленные оксиды в виде шлака и таким образом происходит разделение компонентов. Чугун, получаемый в доменном процессе, загрязнен фосфором, серой и другими примесями, поступающими из исходного сырья и кокса, поэтому требуются дополнительные затраты на их удаление. С целью преодоления этих трудностей были разработаны бездоменные процессы прямого восстановления железных руд, концентратов и железосодержащих отходов (DRI – Direct Reduction Iron).

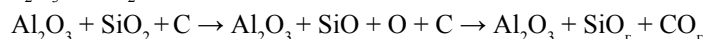
Нами изучены процессы окисления-восстановления в зерне природного минерала объемом 10^{-12} - 10^{-17} м³ и разработана патенточистая технология карботермического и газового восстановления железосодержащих концентратов с удалением примесей и получением порошка металлического железа высоких марок (97-98 % Fe) [2, 3]. Параллельно разрабатываются технологии, позволяющие с высокой эффективностью газифицировать твердые углеродсодержащие продукты с получением энергонасыщенного восстановительного газа. Соединение этих двух разработок позволяет создать установку, объединяющую в едином цикле восстановление природных оксидов с удалением примесей и генерированием энергонасыщенного газа для энергетики. При этом существенно снижаются требования к химическому составу газовой компоненты. Первичные энергоносители: некоксуемые угли, торф, отходы древесины и т.д.

Разрабатываемый нами подход состоит в проведении восстановительных процессов до состояния, необходимого и достаточного для выделения в самостоятельную газовую фазу мешающих примесей и удаление их через газотранспортные реакции из системы, а также в переводе целевых компонентов: железа и полезных оксидов (титана, магния, алюминия, ванадия и др.) в твердую фазу. Для наблюдения за превращениями исходных подсистем используются приемы технологической минералогии с привлечением как оптической микроскопии с визуализацией исходных и полученных структур с разрешением 1 мкм, так и сканирующей микроскопии с микрозондовым анализом с разрешением до 100 нм. Это позволяет фиксировать стартовые движения подсистем на наноуровне и сопровождать протекающие превращения до требуемой степени преобразования микрофаз.

Разработана базовая технология и частично аппаратура для получения порошка металлического железа высоких марок из железосодержащих концентратов различного происхождения. Из титаномагнетитового концентрата ОАО «Апатит» получен порошок железа с содержанием Fe 97-98 %. Выплавлен слиток с содержанием Fe 99.9 %, одновременно получен порошок титанооксидного концентрата с содержанием TiO₂ 85 % – прекурсор для лакокрасочной продукции и металлического титана. Из железорудного концентрата Ковдорского ГОКа с высоким содержанием серы (0.3 %) получен порошок железа с содержанием 96.7 % Fe, слиток с содержанием 99.8 % Fe и выходом более 95 %. Из частично окисленных руд Оленегорского месторождения получен порошок железа с содержанием Fe_{мет} 80 % и существенным увеличением выхода железа по сравнению с традиционными электромагнитными способами обогащения.

Технология ориентирована как на самостоятельное использование, так и на модернизацию существующего производства черных металлов, в том числе из окисленных руд без предварительного разделения на магнитную и немагнитную части, на организацию переработки отходов с высоким содержанием железа. Потребители продукции – все электроплавильное производство, производство специальных сталей, в том числе предприятия военно-промышленного комплекса, малообъемные плавильные агрегаты литейных участков и цехов. Основными конкурентами разработки являются западные компании, работающие в сфере прямого получения железа.

Дальнейшее развитие подхода, использующего газотранспортные реакции в обогатительных процессах, позволило из сырой кианитовой руды Кольского п-ова, содержащей 38 % Al₂O₃ и 55 % SiO₂ получить концентрат Al₂O₃ с содержанием 99 % и выходом 98 %. Предварительно была изучена термодинамика процессов восстановления в системе Al₂O₃ – SiO₂ – C [4]. Показано, что в стандартных условиях углерод не принимает непосредственного участия в восстановлении природных оксидов, а поглощает кислород, образующийся от разложения оксидов, сдвигая равновесие реакций их высокотемпературного разложения в сторону образования восстановленных форм. В случае системы Al₂O₃ – SiO₂ – C при 1700 °C имеет место газотранспортная реакция:



с удалением из системы газообразных продуктов SiO_g и CO_g и получением в остатке концентрата Al_2O_3 . Доводка концентрата может производиться с использованием газотранспортных реакций за счет образования летучих фторпроизводных примесей и гидротранспортных реакций [5, 6].

Газотранспортные реакции использованы нами также для удаления летучих компонентов (мышьяк, свинец) из пиритных огарков при получении из них металлического железа. Задача – максимально избавиться от мышьяка. Причем, как и в других случаях, обогатительная функция газотранспортных реакций целенаправленно изменялась путем создания условий для генерирования в системе летучих соединений и выхода газовой фазы из объема образцов. Исходный пиритный огарок содержал, масс. %: As – 0.3-1.0; Pb – 0.1-0.3; Cu – 0.1-0.3. После восстановительного обжига в токе восстановительного газа, обеспечивающего удаление образующихся летучих соединений получено, масс. %: As < 0.01; Pb < 0.03; Cu < 0.1. Медь и другие цветные металлы дополнительно извлекали сульфидирующим обжигом с последующей флотацией.

Газотранспортные реакции применяются также при обогащении карбонатных пород, в частности, магнезитов, доломитов, кальцитов или их смесей с силикатами, чаще всего после предварительного обогащения [7]. При обжиге карбонатов, они разлагаются с выделением газообразного CO_2 , который удаляется из системы. Условия обжига во многом зависят от целевого продукта. Так, если надо получить из магнезита MgO для огнеупоров, то процесс обжига надо вести так, чтобы образовывались кристаллы периклаза. В случае получения каустического магнезита для магнезиальных цементов следует учитывать, что пережог исходного магнезита с получением крупных кристаллов периклаза (> 60 мкм) приводит к медленной их гидратации в процессе эксплуатации и растрескиванию цементного камня. При недожоге растрескивание имеет место за счет слишком быстрой гидратации и перегреве цементной массы. При этом установлено, что за прочность образовавшейся цементной композиции отвечает соединение $3\text{MgO} \times \text{MgCl}_2 \times 11\text{H}_2\text{O}$, за водостойкость – $5\text{MgO} \times \text{MgCl}_2 \times 13\text{H}_2\text{O}$ [8].

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Остапенко П.Е. Обогащение железных руд. М.: Недра, 1977. 274 с.
2. Гришин Н.Н., Калинин В.Т., Ракитина Е.Ю. и др. Получение порошка железа путем прямого восстановления титаномagnetитов // Технология металлов. 2009. № 12. С. 28-45.
3. Пат. РФ № 2385962, МПК С 22 В 5/00. Способ переработки железотитанового концентрата / Гришин Н.Н., Касиков А.Г., Ракитина Е.Ю., Нерадовский Ю.Н.; заявитель ООО «Кольский инновационный центр», патентообладатель Учреждение Российской АН ИХТРЭМС КНЦ РАН № 2008134927/02; заявл. 26.08.2008 г.; опубл. 10.04.2010 г. Бюл. № 10.
4. Гришин Н.Н., Белогурова О.А., Иванова А.Г. Обогащение кианита путем карботермического восстановления // Новые огнеупоры: сырьевые материалы. 2010. № 5. С. 11-20.
5. Перспективы использования фторидной технологии для переработки небокситового сырья / Ю.П. Насекан, В.П. Коляда, Е.В. Мезенцева, Д.А. Листопад // URL: http://www.nbu.gov.ua/portal/natural/Metalurg/2010_22/pdf/METALURG_22_5.
6. Гришин Н.Н., Иванова А.Г. «Способ переработки кианитового концентрата», заявка на изобретение № 2012109300/02 от 12.03.2012.
7. Магнезиальные вяжущие вещества. А.Я. Вайвад. Рига: Изд-во Зинатне, 1971. С. 331.
8. Касиков А.Г., Тюкавкина В.В., Гуревич Б.И. и др. Водостойкие магнезиальные вяжущие на основе продуктов переработки шлака цветной металлургии // Строительные материалы. 2012. № 11. С. 70-73.

МЕТОДЫ ПЕРЕРАБОТКИ КИАНИТОВОЙ РУДЫ КЕЙВСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Гришин Н.Н.¹, Иванова А.Г.¹, Нерадовский Ю.Н.², Войтеховский Ю.Л.²

¹ ИХТРЭМС КНЦ РАН, Апатиты, office@chemy.kolasc.net.ru

² ГИ КНЦ РАН, Апатиты

В настоящее время Кейвы представляют собой крупнейшее в мире месторождение высокоглиноземистого сырья. В кейвских сланцах сосредоточено 90 % разведанных запасов кианитовых руд России. Запасы руды – 966 млн. т до глубины 100 м. ресурсы 11 млрд. т. Запасы кианита – 338 млн. т, ресурсы 2 млрд. т [6]. Благоприятные условия залегания рудных тел позволяют отрабатывать их открытым способом при высоких технико-экономических показателях [1]. Проблема промышленного использования кианитовой руды имеет большое народнохозяйственное значение.

Использование кианита представляет интерес для производства огнеупоров, силумина, алюминий-кремниевых сплавов и абразивов. Дополнительные возможности по использованию кианитов открываются после их обогащения по оксиду алюминия. С этой целью нами было изучено карботермическое восстановление сырого

(Al_2O_3 – 51.97 мас. %, SiO_2 – 40.94 мас. %) и обожженного (Al_2O_3 – 63.17 мас. %, SiO_2 – 31.85 мас. %) кианитового концентрата Хизоваарского месторождения. Были выявлены основные зависимости обогащения Al_2O_3 и получен высокоглиноземистый продукт с содержанием Al_2O_3 – 94.0 мас. %, SiO_2 – 1.05 мас. % [2, 3]. Для получения более чистого полупродукта использовали химическое дообогащение, получен продукт, мас. %: Al_2O_3 – 91-94, SiO_2 – 0.88-0.81, TiO_2 – 1.12-1.27, Fe_2O_3 – 0.99-1.78.

При согласовании основных факторов восстановительного обогащения (температура обжига, время выдержки при максимальной температуре и состав исходной шихты) получен концентрат оксида алюминия высокого качества, пригодный для использования в последующих технологиях его переработки на силимуниты и алюминий. Карботермический процесс восстановления привлекает внимание производителей новых керамических материалов, поскольку промежуточные и конечные продукты реакции находятся в твердом состоянии, а возможность прохождения процесса в замкнутом цикле позволяет полностью улавливать пылевидные, газообразные продукты и утилизировать CO_2 [8].

Термодинамический анализ поведения системы Al_2O_3 - SiO_2 -C в прогнозируемых технологических условиях показал, что возможно управление энтропией этой системы путем модифицирования составов и обеспечением псевдо-открытых и псевдо-закрытых условий проведения процессов. В первом случае создаются условия для почти свободного удаления одного из компонентов из системы, что обеспечивает возможность получения остающихся относительно чистых индивидуальных оксидов, пригодных для дальнейшего самостоятельного использования. Во втором случае осуществляется перенос одного из компонентов в поровом пространстве посредством газотранспортных реакций с последующим синтезом внутри керамической матрицы соединений, улучшающих потребительские свойства получаемого материала.

При создании условий, обеспечивающих преимущественное образование газотранспортных реакций с образованием летучего SiO и удалением его из объема образцов, получен высокоглиноземистый продукт с отношением Al_2O_3 : SiO_2 – 45.7. В результате проведенного исследования составлена схема карботермического восстановления кианита в псевдо открытой системе (рис. 1).

С целью разработки технологии получения практически важных полупродуктов из алюмосиликатных природных объектов на базе разработанных положений исследовалось карботермическое обогащение сырой кианитовой руды Кейвского месторождения со следующим составом основных компонентов, мас. %: Al_2O_3 – 38.0, SiO_2 – 55.0, C – 2.3 и примесей K_2O – 2.9, TiO_2 – 1.1, Fe_2O_3 – 1.4. Уголь был выбран как распространенный энергоноситель-восстановитель.

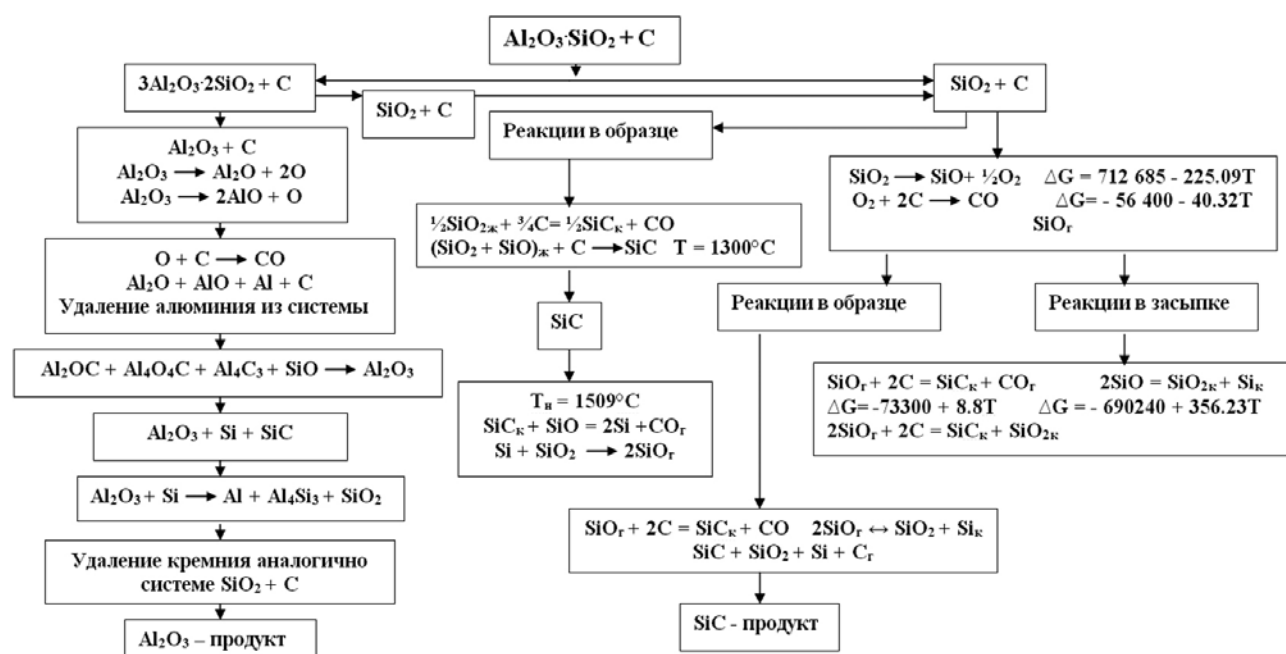


Рис. 1. Схема карботермического восстановления кианита в псевдо-открытой системе.

Использовался разработанный ранее метод переработки кианитового концентрата, включающий смешение концентрата, углеродистого восстановителя и поризующей добавки в виде сульфата аммония, окомкование полученной шихты, обжиг с выдержкой при максимальной температуре с восстановлением диоксида

кремния до газообразного монооксида, измельчение полученного спека, обработка его бифторидом аммония и прокаливания при 700-900 °С с получением алюминийсодержащего продукта. Для улучшения качества получаемого материала, перед фторидной обработкой полупродукт обрабатывали 20% раствором HCl.

Выбор температуры обжига 1700 °С обусловлен тем, что при ней уже происходит перераспределение Al_2O_3 и SiO_2 по отдельным фазам с удалением оксида кремния. При этом оксид алюминия в заданном температурном интервале остается в спеке, что способствует повышению степени извлечения оксида алюминия. Обжиг шихты ниже 1700 °С не обеспечивает полного восстановления диоксида кремния. Обжиг шихты выше 1750 °С приводит к частичному образованию и уносу газообразных соединений алюминия.

Использование сульфата аммония в количестве 20% по отношению к массе концентрата способствует увеличению пористости гранул, что ведет к более полному восстановлению диоксида кремния.

Выдержка шихты в течение 4-6 часов при максимальной температуре обжига обеспечивает преимущественное удаление кремния при сохранении высокого извлечения оксида алюминия, что приводит к увеличению его относительного содержания в получаемом продукте. Выдержка шихты менее 4 часов недостаточна для полного разложения термически устойчивого муллита. При выдержке более 6 часов совместно с монооксидом кремния образуются и удаляются газообразные соединения алюминия.

Наилучшие результаты карботермического восстановления кианитовой руды Кейвского месторождения были получены при обжиге 1700 °С с выдержкой при максимальной температуре 6 часов (табл. 1) [4].

Таблица 1. Карботермическое обогащение кианитовой руды Кейвского месторождения.

	Компонент		Выход Al_2O_3 , %
	Al_2O_3	SiO_2	
Кианитовая руда Кейвского месторождения, мас. %	38.1	55.02	–
Обжиг при 1700 °С с выдержкой 4 часа	86.43	9.62	–
Обжиг при 1700 °С с выдержкой 6 часов	95.5	1.6	93
После химического дообогащения	97.68	0.13	92

Рентгеноспектральный анализ глиноземистого продукта показал, что составы всех полупродуктов близки, богаты алюминием и имеют лишь остаточное содержание кремния, которое можно удалить, используя химическое дообогащение. На основании полученных результатов можно сделать вывод, что данная технология способствует получению высокоглиноземистых материалов не только из концентрата, но из богатой руды, которую можно рассматривать как перспективное сырье для производства огнеупоров и силуминов.

В полученном высокоглиноземистом материале, несмотря на высокое содержание Al_2O_3 – 96.5-98 мас. %, содержание SiO_2 – 0.2 мас. % не соответствует требованиям ГОСТа 30559-98 по химическому составу глинозема (не более 0.08 мас. %) [5]. Поэтому задачей нашего исследования стала проверка возможности применения элементов фторидной технологии для переработки кианитовой руды Кейвского месторождения (табл. 2).

Таблица 2. Химический состав полученных алюминийсодержащих продуктов после фторидной обработки кианитовой руды.

Компоненты	Прокаливание в 3 этапа 200, 600, 800 °С				Прокаливание в 2 этапа – 250 °С и 800 °С
	Кианитовая руда		Обезжелезненная руда		Обезжелезненная руда
	1:3	1:4	1:3	1:4	
Al_2O_3	93.47	94.77	98.7	99.05	98.94
SiO_2	0.134	0.0001	0.10	–	–
K_2O	0.13	0.08	0.06	0.04	0.05
TiO_2	1.40	1.04	1.09	0.27	0.46
Fe_2O_3	4.24	3.38	0.41	0.42	0.34
Al_2O_3 : SiO_2	697		798		
Выход Al_2O_3 , %	91	90	90	89	98

Таким образом, комплексная переработка кианитовых руд с применением элементов фторидной технологии позволит получать высокоглиноземистый материал, аморфный кремнезем и другие полезные компоненты, что будет способствовать созданию безотходных процессов по переработке алюмосиликатов [7].

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Бельков И.В., Истомин А.В., Матвеев Б.А. Теория и практика работы карьеров Заполярья. Апатиты: Изд-во КФАН СССР, 1974. С. 14-18.
2. Гришин Н.Н., Иванова А.Г., Белогурова О.А. и др. Карботермическое восстановление кианита // Технология металлов. 2010. № 2. С. 37-42.
3. Гришин Н.Н., Белогурова О.А., Иванова А.Г. Обогащение кианита путем карботермического восстановления // Новые огнеупоры: сырьевые материалы. 2010. № 5. С. 11-20.
4. Гришин Н.Н., Белогурова О.А., Иванова А.Г. и др. Особенности поведения кианита в псевдо закрытой и псевдо открытой системе Al_2O_3 - SiO_2 -C // Цветные металлы: Аллюминий, глинозем, углеродные материалы. 2011. № 11. С. 9-13.
5. ГОСТ 30559-98. Глинозем неметаллургический. Технические условия. Введ. БЗ 3-98/422. Минск.: Изд-во Межгосударственный совет по стандартизации, метрологии и сертификации, 1999. 9 с.
6. Коровкин В.А., Турылева Л.В., Руденко Д.Г. и др. Недрa СЗ Росс. фед.. СПб.: Изд-во СПб. картографической фабрики ВСЕГЕИ, 2003. 500 с.
7. Перспективы использования фторидной технологии для переработки небокситового сырья / Ю.П. Насекан, В.П. Коляда, Е.В. Мезенцева, Д.А. Листопад // URL:http://www.nbu.gov.ua/portal/natural/Metalurg/2010_22/pdf/METALURG_22_5.
8. Швейкин Г.П., Переляев В.А. Обзоры. Переработка минерального и техногенного сырья карботермическим восстановлением // Изв. АН. Сер. хим. 1997. № 2. С. 233-245.

К ВОПРОСУ ОБ ИСПОЛЬЗОВАНИИ ТИТАНОМАГНЕТИТА ХИБИНСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Гришин Н.Н.¹, Ракитина Е.Ю.¹, Касиков А.Г.¹, Нерадовский Ю.Н.², Калинин В.Т.¹, Войтеховский Ю.Л.²

¹ ИХТРЭМС КНЦ РАН, Апатиты, grishin@chemy.kolasc.net.ru

² ГИ КНЦ РАН, Апатиты, nerad@geoksc.apatity.ru

Комплексное использование минерального сырья является важнейшим требованием разработки месторождений полезных ископаемых. На Кольском п-ове расположено крупнейшее Хибинское месторождение апатит-нефелиновых руд, которое более 70 лет эксплуатируется ОАО «Апатит». Научными исследованиями установлен уникальный минеральный и химический состав апатитовых руд Хибинских месторождений [6] и широкие возможности их комплексной переработки с получением апатитового, нефелинового, титанитового и титаномagnetитового концентратов [1], а также выделения редких и редкоземельных элементов [4]. Однако, в настоящее время разработки ученых не используются, ОАО «Апатит» извлекает только апатитовый концентрат и частично перерабатывает нефелиновые хвосты.

Одним из наименее разработанных вопросов по комплексному использованию руд Хибин является применение титаномagnetитового концентрата. В настоящее время он не получается, а титаномagnetит после переработки апатито-нефелиновой руды выводится в отвал. Основной причиной низкого интереса к титаномagnetитовому концентрату является отсутствие технологии его переработки. Эта проблема является основной и для всех месторождений коренных титаномagnetитовых руд, огромные ресурсы которых как сырья для получения титана, ванадия и железа, не могут быть использованы в настоящее время.

Оценка потенциальных ресурсов хибинского титаномagnetита показывает следующее. Среднее содержание TiO_2 в породах Хибинского массива 0.77 (фойяиты) – 3.16% (ийолиты), в апатито-нефелиновых рудах – 2.1%. После извлечения из апатито-нефелиновой руды апатитового концентрата в остатке остается продукт, состав которого соответствует составу нормального лейкократового ийолита: нефелина 60%, гидрослюдистого шпреуштейна – 3%, содалита – 1.4%, натролита – 1.2%, пироксена – 22.5%, амфибола – 0.5%, полевого шпата – 5%, апатита – 2%, титанита – 3%, титаномagnetита – 1.5% (средняя квартальная проба хвостов апатитовой флотации) [6]. При комплексном обогащении хибинских апатито-нефелиновых руд можно получать ежегодно до 0.5-1 млн. т титанитового (TiO_2 – 37-40%) и титаномagnetитового (TiO_2 – 13.5, V_2O_5 – 0.60%) концентратов [2]. Учитывая соотношение объемов титанита и титаномagnetита, можно предполагать, что производство чистого титаномagnetита составит всего около 0.2-0.6 млн. т в год. Таким образом, рассчитывать на значительное количество титаномagnetита от текущей добычи руд не приходится. Поэтому для крупного производства интерес могут представлять только накопленные в отвалах запасы титаномagnetита, а также титанита, объемы которого значительно больше титаномagnetита. Запасы TiO_2 в титанит-титаномagnetитовых рудах только в трех месторождениях апатито-нефелиновых руд Хибин (Партомчорское, Юкспорское и Кукисвумчорское) составляют 1895.9 млн. т [5].

Традиционные технологии выделения титановых продуктов (сернокислотная технология) встречают трудности по утилизации многотоннажных железосодержащих отходов. В последние годы в КНЦ РАН ведутся целенаправленные исследования использования титаномагнетита для получения железа. С целью создания и расширения рынка для высокотемпературных теплоизолирующих материалов разрабатывается технология бездоменного получения железа прямым восстановлением железосодержащего сырья. Температура металлургического процесса снижается при этом с 1700 до 900-1300 °С, что существенно уменьшает энергозатраты и выбросы CO₂ в атмосферу.

Новая технология является альтернативной традиционным технологиям получения железа. Передельный чугун, получаемый в доменном процессе, загрязнен фосфором, серой и другими примесями, поступающими из исходного сырья и кокса, поэтому требуются дополнительные затраты на их удаление. К тому же, дальнейшее развитие доменного производства сдерживается ограничениями в добыче коксующихся углей и получении кокса. С целью преодоления этих трудностей были разработаны различные бездоменные процессы прямого восстановления железных руд, концентратов и железосодержащих отходов.

В настоящее время на примере титаномагнетита из хибинских руд разработана патенточистая технология карботермического и газового восстановления железосодержащих концентратов с получением порошка металлического железа [7, 3] (рис. 1-8). Из титаномагнетитового концентрата ОАО «Апатит» получен порошок железа с содержанием Fe_{мет} 98 %, из которого выплавлен слиток с содержанием Fe_{мет} 99,9 %. Параллельно получен порошок титанооксидного концентрата с содержанием TiO₂ 85 % – прекурсор для лакокрасочной продукции и металлического титана.

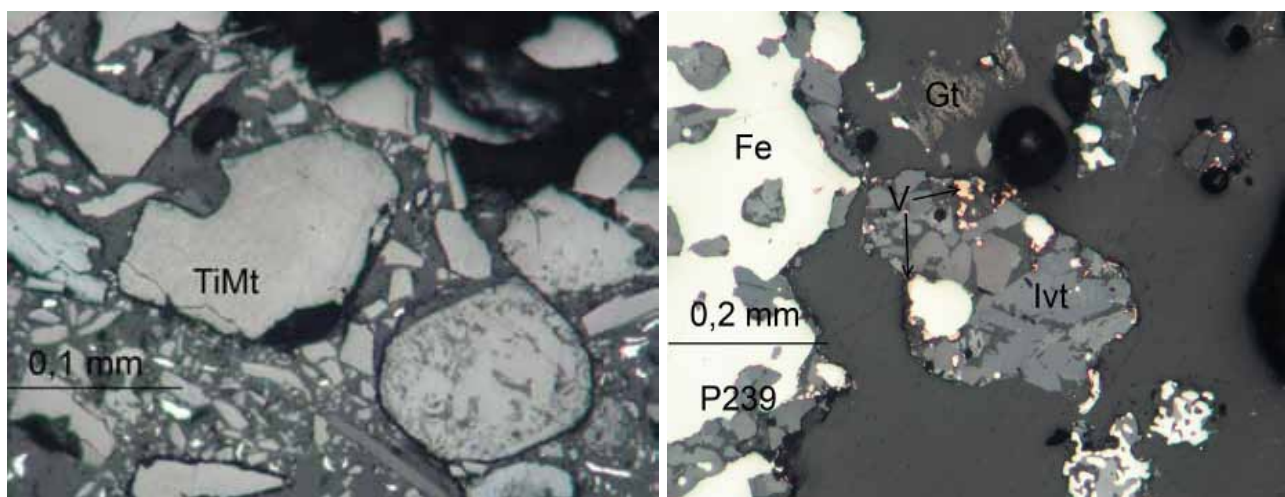


Рис. 1, 2. Морфология зерен и структура исходного титаномагнетита: преобладает гомогенная (паркетная) структура распада твердого раствора ульвошпинели в магнетите.

Настоящая разработка направлена на уменьшение энерго- и трудозатрат при подготовке спека к разделению на металлическую и оксидную фазы, восстановление железосодержащей компоненты, измельчение спека и разделение компонентов спека на металлическое железо и оксидную фазу с сохранением высокого качества целевого продукта – порошка металлического железа. Технология повышает конкурентоспособность титаномагнетита, поскольку дает возможность наряду с получением титана получать чистое железо. Технология карботермического восстановления титаномагнетитовых концентратов позволяет, минуя доменный процесс, получать порошок металлического железа (97 % Fe) и выплавлять из него железо высокочистых марок с содержанием Fe более 99 % [7].

Разрабатываемый вариант Direct Reduction Iron процесса, будет превосходить по основным показателям известные аналогичные технологии (Midrex, Corex, FINEX, HYL, Hotlink, ITmk3, Fastmet и др.), например, будет иметь в 2-3 раза меньшую материалоемкость. Срок окупаемости затрат на организацию производства, рассчитанный на примере переработки 500 тыс. т в год титаномагнетита ООО «Апатит», составит около 2 лет. Использование метода в переработке титаномагнетита других месторождений позволит существенно расширить сырьевую базу по железу за счет вовлечения коренных месторождений титаномагнетитовых руд, ресурсы которых только в Мурманской обл. составляют порядка 30-40 млрд. т.

Параллельно разрабатываются технологии, позволяющие с высокой эффективностью газифицировать твердые углеродсодержащие продукты с получением энергонасыщенного восстановительного газа. Соединение этих двух разработок позволяет создать установку, объединяющую в едином цикле восстановление природных оксидов железа с генерированием энергонасыщенного газа для энергетики. При этом существенно снижают-

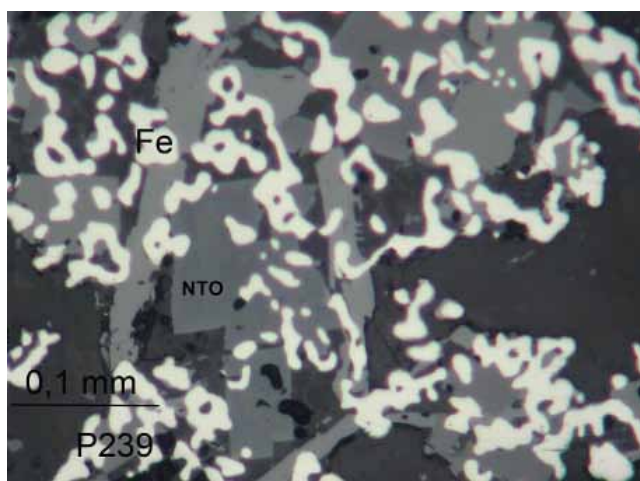


Рис. 3. Разновидность первичной структуры выделения железа – ранняя тонкозернистая «мирмекитовая» форма Fe_{mct} в сростании с титаносодержащим компонентом сложного состава $NTO - Na_2Ti_8O_{16}$.

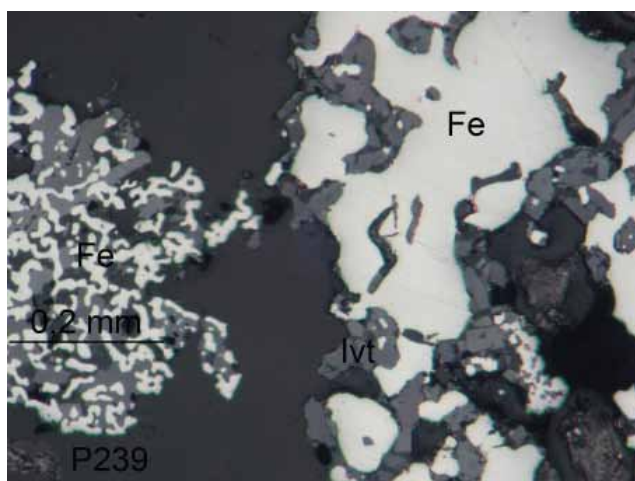


Рис. 4. Сочетание разных морфологических форм железа (тонкозернистой и крупнозернистой), образующихся в процессе восстановления.

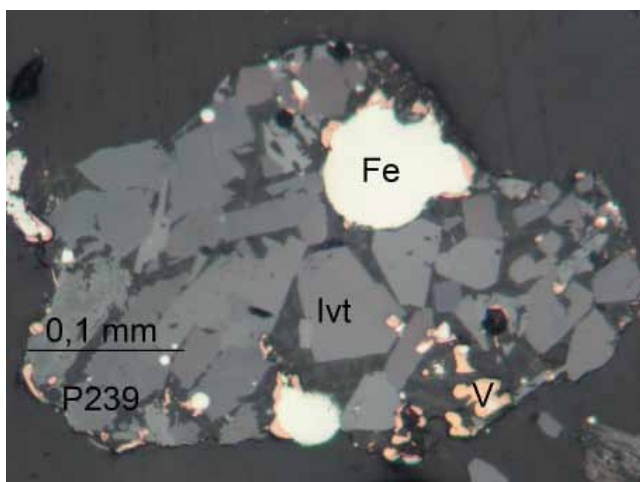


Рис. 5. Характер сростания Fe_{mct} и титанованадиевосодержащих фаз (lvt – ильваит, V – ванадий): все продукты разделены.

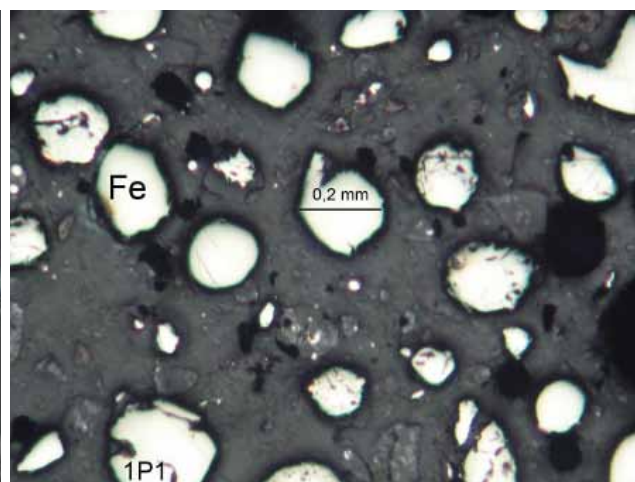


Рис. 6. Формы гомогенизации и укрупнения частиц Fe_{mct} .

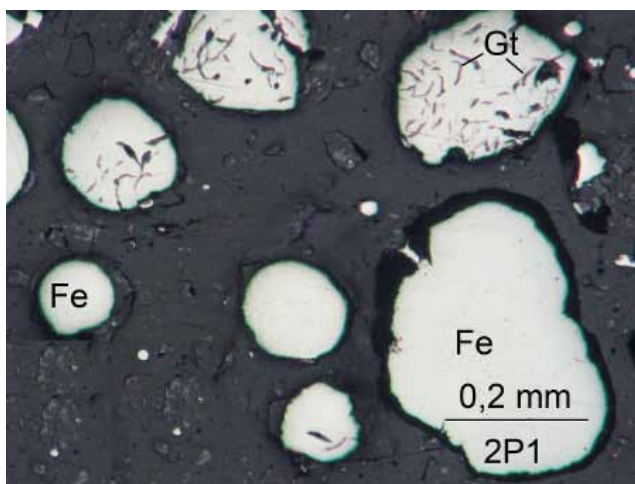
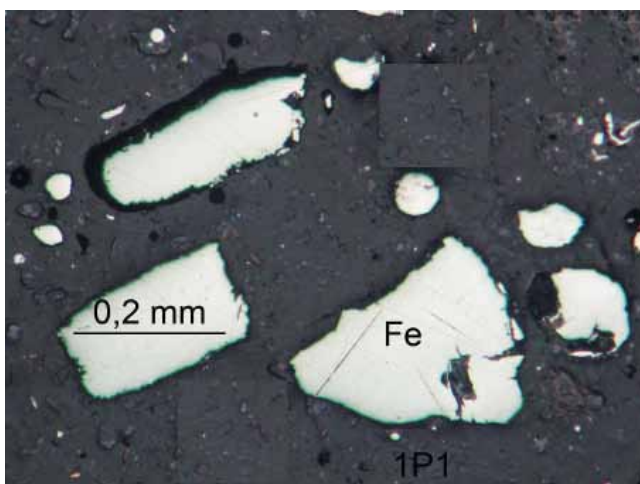


Рис. 7, 8. То же.

ся требования к химическому составу газовой компоненты. Первичный энергоноситель: некоксующийся уголь, торф, отходы древесины и т.д.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Герасимова Л.Г. Пигменты и наполнители из природного титаносодержащего сырья и техногенных отходов. Апатиты: Изд-во КНЦ РАН, 2001. 96 с.
2. Горбунов Г.И., Бельков И.В., Макиевский С.И. и др. Минеральные месторождения Кольского п-ова. Л.: Наука, 1981. 272 с.
3. Гришин Н.Н., Калинин В.Т., Ракитина Е.Ю. и др. Получение порошка железа путем прямого восстановления титаномагнетитов // Технология металлов. 2009. № 12. С. 28-45.
4. Захаров В.И., Матвеев В.А., Кислых В.В. О комплексной переработке хвостов апатитовой флотации объединения «Апатит» // Химическая технология минерального сырья. Апатиты: Изд-во КФ АН СССР, 1981. С. 100-103.
5. Коровкин В.А., Турылева Л.В., Руденко Д.Г. и др. Недра СЗ Росс. федер.. СПб.: Изд-во Санкт-Петербургской картографической фабрики ВСЕГЕИ, 2003. 500 с.
6. Костылева-Лабунцова Е.Е., Боруцкий Б.Е., Соколова М.Н. и др. Минералогия Хибинского массива. М.: Наука, 1978. Т. 1. 228 с.
7. Пат. РФ № 2385962, МПК С 22 В 5/00. Способ переработки железотитанового концентрата / Гришин Н.Н., Касиков А.Г., Ракитина Е.Ю., Нерадовский Ю.Н.; заявитель ООО «Кольский инновационный центр», патентообладатель Учреждение РАН ИХТРЭМС КНЦ РАН - № 2008134927/02; заявл. 26.08.2008 г.; опубл. 10.04.2010 г. Бюл. № 10.

ВЛИЯНИЕ СОСТАВА МЕХАНОАКТИВИРОВАННОЙ КОМПОЗИЦИИ ПОРТЛАНДЦЕМЕНТ – НЕФЕЛИН НА ЕЕ ВЯЖУЩИЕ СВОЙСТВА

Гуревич Б.И., Калинин А.М., Калинин Е.В., Тюкавкина В.В., Серова Е.С.

ИХТРЭМС КНЦ РАН, Апатиты, kalinkin@chemy.kolasc.net.ru

Введение. При получении комплексных вяжущих на основе портландцемента (ПЦ) компонентами, замещающими ПЦ, могут служить хвосты обогатительных фабрик, вскрышные породы, отходы металлургии и топливно-энергетического комплекса (золы, шлаки) и другие промышленные отходы. На территории Мурманской обл. накоплены огромные количества нефелинсодержащих отходов, являющихся хвостами обогащения апатито-нефелиновых руд. Эти хвосты, на 55-65 % состоящие из нефелина, рассматриваются как один из компонентов композиционных вяжущих, входящих в состав твердеющих смесей для возведения закладочных массивов. Содержание ПЦ в таких композициях составляет около 50 % и в ряде случаев может быть снижено до 10-20 % [2].

Нефелин принадлежит к классу каркасных силикатов и имеет химическую формулу $(\text{Na,K})_2\text{O} \cdot \text{Al}_2\text{O}_3 \cdot 2\text{SiO}_2$ [3]. Кристаллическая структура нефелина аналогична структуре β -тридимита, в которой половина ионов Si^{4+} замещена на Al^{3+} . Катионы Na^+ , нейтрализующие отрицательный остаточный заряд, располагаются в полостях каркаса из тетраэдров $(\text{Si,Al})\text{O}_4$. Кристаллы нефелина имеют призматический, короткостолбчатый или толстотаблитчатый облик, нередко представляющие двойниковые сростки [4]. Роль нефелина в составе вяжущей композиции с ПЦ изучена недостаточно. Одним из способов повышения марочности цементов и увеличения активности компонентов при твердении вяжущих является механическая активация (МА) [1]. В частности, применение МА к легалому цементу позволяет повысить его марочность в 1.5-2 раза [1].

Цель настоящего исследования – с использованием метода дифференциально-термического анализа выявить влияние добавок нефелина на процессы твердения смешанного вяжущего на основе ПЦ и прочность получающегося цементного камня с применением совместной предварительной МА компонентов.

Экспериментальная часть. В качестве исходных компонентов вяжущих композиций использовали портландцементный клинкер Савинского завода с добавкой 5 % природного гипса (ПЦ) и нефелиновый концентрат (НК) производства ОАО «Апатит», источником получения которого являются хвосты флотации апатито-нефелиновых руд Хибинского массива. Химические составы компонентов приведены в табл. 1.

Минеральный состав НК включает (мас. %): 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, сфен – 0.5-1.

Для изучения процессов твердения использовали смеси ПЦ–НК, в которых содержание НК варьировали от 1 до 80 мас. %. При изготовлении образцов использовали предварительную совместную МА ПЦ и НК, стремясь

достигнуть максимальной удельной поверхности ($S_{уд}$) смеси, что обеспечило бы наилучшее проявление гидравлических свойств. МА смеси проводили в центробежно-планетарной мельнице АГО-2 [1] при центробежном факторе 40 g. В качестве мелющих тел использовали стальные шары диаметром 8 мм, соотношение массы шаров к массе загрузки составляло 6:1. Продолжительность МА составила 150 с. Измерение удельной поверхности производили методом воздухопроницаемости.

Таблица 1. Химический состав портландцементного клинкера, нефелинового концентрата и гипса, мас. %.

Компонент	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	CaO	MgO	Na ₂ O	K ₂ O	TiO ₂	P ₂ O ₅	SO ₃	п.п.п.	Прочие
Клинкер	22.65	4.96	3.27	63.35	2.12	1.0	0.67	–	0.30	1.14	1.65	–
НК	43.37	29.48	2.90	0.84	0.27	12.7	9.01	0.27	0.03	–	1.13	–
Гипс	–	–	–	25.25	–	–	–	–	–	36.41	15.69	22.65

С целью оценить уровень вяжущих свойств механоактивированных смесей ПЦ и нефелина измеряли прочность при сжатии образцов затвердевшего цементного камня. Для этого из теста пластичной консистенции изготавливались кубики размером 1.41×1.41×1.41 см, которые твердели во влажных условиях при температуре 20-22 °С. Термический анализ затвердевших образцов проводили на дериватографе системы Паулик, Паулик и Эрдеи (Венгрия). Навеска вещества составляла 0.5 г, скорость нагрева – 10 °С/мин. Чувствительность ТГ равнялась 200 мг, ДТА – 1/5, ДТГ – 1/10.

Результаты и обсуждение. На рисунке приведены термограммы образцов исходного ПЦ и ПЦ, «разбавленного» нефелиновым концентратом вплоть до 80 мас. %, затворенных водой и твердевших в течение 7 и 360 сут.

На кривых ДТА наблюдаются эндотермические эффекты в интервале 100-180 °С, соответствующие удалению адсорбированной воды и воды, выделяющейся при дегидратации геля гидросиликатов и гидроалюмосиликатов. По мере увеличения количества НК в исходных смесях в затвердевшем цементном те-

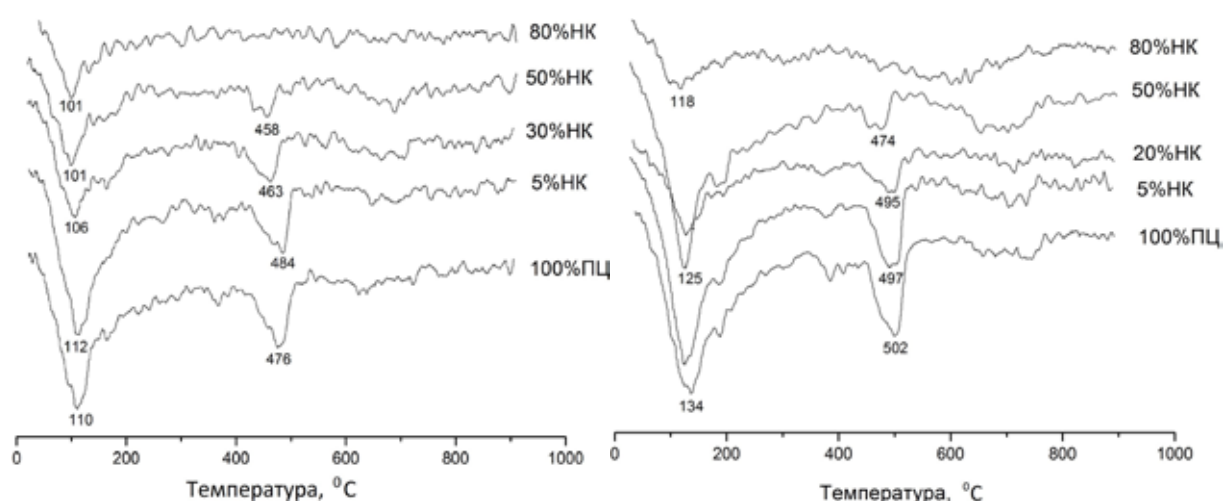


Рис. Кривые ДТА образцов на основе механоактивированных смесей ПЦ и НК, твердевших в течение: слева – 7 сут., справа – 360 сут.

сте максимумы эндотермических эффектов сдвигаются в сторону меньших температур. В интервале температур 450-490 °С происходит удаление воды, обусловленное преимущественно дегидратацией Ca(OH)₂ и, вероятно, неустойчивых гидроалюмосиликатов. Кривые ДТА образцов, твердевших в течение 7 сут. и в течение года подобны, хотя эндотермические максимумы во втором случае смещаются в сторону больших температур в сравнении с 7-суточными образцами.

Результаты обработки данных термического анализа приведены в табл. 2. Для каждого образца рассчитана потеря массы при нагревании в интервале 450-490 °С ($\Delta m(\text{Ca(OH)}_2)$). Эта величина условно отнесена к дегидратации Ca(OH)₂ и пересчитана на содержание свободного оксида кальция (CaO (своб) по ТГ) в полностью прокаленном веществе.

Таблица 2. Результаты обработки данных термического анализа образцов с различными сроками твердения на основе механоактивированных смесей ПЦ-НК.

№ состава	Добав- ка НК, мас. %	Δm _{общ} , мас. %	Δm Ca(OH) ₂	CaO _{своб}		Δm _±	Δm _{общ} , мас. %	Δm Ca(OH) ₂	CaO _{своб}		Δm _±
				По ТГ	По расч				По ТГ	По расч	
7 сут							28 сут				
98	—	21.7	2.8	11.1	11.1	—	23.3	2.6	8.3	8.3	—
99	1	20.3	2.9	11.1	10.9	+0.1	22.1	2.3	9.3	8.2	+1.1
104	3	19.9	2.6	11.1	10.8	+0.3	20.6	2.6	10.4	8.1	+23
100	5	20.8	2.9	11.5	10.5	+1.0	21.6	2.8	11.2	7.9	+3.4
101	10	18.9	2.9	11.0	10.0	+1.0	22.0	2.9	11.5	7.4	+4.1
102	20	18.0	2.6	10.0	8.9	+1.1	20.1	3.1	12.0	6.6	+5.4
103	30	18.7	2.2	8.4	7.8	+0.6	20.2	2.0	7.7	5.8	+1.9
105	50	17.6	1.7	6.3	5.16	+0.7	17.6	1.5	5.5	4.1	+1.4
106	70	15.6	0.9	3.4	3.3	+0.1	16.6	1.2	4.3	2.5	+1.8
107	80	11.2	1.2	4.2	2.2	+2.0	13.2	следы		1.7	—
270 сут							360 сут				
98	—	25.7	3.1	13.2	—	—	23.3	2.8	11.8	11.8	—
99	1	26.1	3.2	13.5	13.0	+0.5	Не определяли				
104	3	24.5	3.4	13.8	12.7	+1.1	24.5	3.8	15.5	11.4	+4.1
100	5	25.4	3.8	15.7	12.5	+3.2	23.9	3.5	14.2	11.2	+3.0
101	10	24.4	3.4	13.8	11.8	+2.0	24.5	3.5	14.3	10.6	+3.7
102	20	24.7	3.3	13.5	10.5	+3.0	23.4	3.1	12.7	9.2	+3.5
103	30	24.8	2.6	10.8	9.2	+1.6	23.2	2.4	10.0	8.3	+1.7
105	50	22.3	1.7	6.9	6.6	+0.3	20.9	1.9	7.4	5.9	+1.5
106	70	16.9	1.6	5.9	4.0	+1.9	19.3	следы		3.3	—
107	80	16.1	следы		2.6	—	12.9	следы		2.3	—

Согласно данным РФА (не приведены) при МА смесей ПЦ-НК в течение 150 сут. аморфизации нефелина практически не происходит. Как отмечено выше, кристаллический нефелин гидратируется при нормальных условиях очень медленно. Если считать, что нефелин в наших экспериментах является инертной добавкой, то потери массы в интервале температур 450-490 °С должны быть пропорциональны содержанию ПЦ в исходных смесях. Эти потери массы, рассчитанные с учетом состава смесей и пересчитанные на содержание свободного оксида кальция в полностью прокаленном веществе (CaO – своб. по расч.), приведены в табл. 2. Можно видеть, что рассчитанные и определенные по данным ТГ содержания свободного оксида кальция не совпадают. Разница между ними составляет величину $\Delta m_{\pm}$. Если предположить, что нефелин в составе твердеющих композиций не влияет на процесс гидратации портландцемента, то величина $\Delta m_{\pm}$ должна быть близка к нулю. Если $\Delta m_{\pm}$ отрицательна, по-видимому, в силу каких-то причин ход процесса твердения отклоняется в сторону превалирования гидратации ПЦ над гидратацией ПЦ, находящегося в контакте с зернами нефелина. Если $\Delta m_{\pm}$ положительна, то это указывает на наличие факторов, ускоряющих процессы твердения смеси ПЦ-НК (то есть процессы, происходящие вблизи поверхности зерен нефелина). Этими факторами могут быть дефектность структуры, минералогический состав композиции, дисперсность и др. Повышенная дефектность ПЦ при МА в смеси с НК маловероятна. Определяющую роль в росте прочности играет, вероятно, гетерогенное зародышеобразование гидратов, протекающее на поверхности зерен нефелина и обусловленное кристаллохимическими особенностями его структуры. Аналогичное явление увеличения прочности было отмечено при твердении композиции ПЦ-бадделейт [5].

Из данных табл. 3 видно, что добавка НК в количестве от 1 до 30 % в первые 28 суток твердения повышает прочность при сжатии до 130 % по сравнению с портландцементом, изготовленным на том же клинкере, но без добавок нефелина. Дальнейшее добавление НК (от 50 до 80 %) приводит к снижению прочности. Однако, если рассматривать нефелин как инертный материал, то разбавление им смеси долж-

но было бы давать прочность образцов меньшую, чем фактически определена. Данные табл. 3 указывают, что нефелин ускоряет процессы твердения для всех сроков. В 7- и 28-суточном возрасте прирост прочности больше, но и в возрасте 270 и 360 суток он сохраняется. Наибольший прирост прочности композиций ПЦ-НК по сравнению с чистым ПЦ наблюдается для составов, содержащих 20-30% НК, и эта закономерность имеет место для всех сроков твердения. Факт ускорения процессов твердения ПЦ клинкера добавками нефелина коррелирует с положительными значениями Δm_+ для всех составов смесей при всех сроках твердения (табл. 2), а также с данными РФА (не приведены), согласно которым интенсивности основного пика $\text{Ca}(\text{OH})_2$ для затвердевших образцов, по которым косвенно можно судить о степени гидратации, растут не пропорционально содержанию ПЦ клинкера в образцах, а быстрее.

Таблица 3. Влияние добавок НК к ПЦ на прочность образцов.

№ состава	Состав, мас. %		Суд, $\text{м}^2/\text{кг}$	В/Ц	Рсж, МПа, через ... сут				Рсж, %			
	НК	ПЦ			7	28	270	360	7	28	270	360
б/н	100	—	1062	0.31	1.1	1.1	0.9	1.2	—	—	—	—
98	—	100	710	0.31	48.3	58.3	69.5	70.6	100	100	100	100
99	1	99	742	0.31	63.9	68.0	72.2	—	139	117	104	—
104	3	97	825	0.31	57.9	72.4	73.9	74.8	120	124	105	106
100	5	95	844	0.31	55.3	71.3	72.5	73.9	114	122	104	105
101	10	90	834	0.31	52.1	73.0	75.7	76.3	108	125	109	108
102	20	80	848	0.32	54.3	76.6	80.4	80.9	112	131	116	115
103	30	70	919	0.33	59.5	70.8	77.2	77.8	123	121	111	110
105	50	50	832	0.33	39.6	44.4	53.1	54.0	82	76	76	76
106	70	30	761	0.34	24.6	26.0	31.0	31.8	51	44	45	45
107	80	20	780	0.33	21.0	24.7	27.9	28.7	43	42	40	41

Выводы. Проведенные исследования выявили ускоряющую роль нефелина на процессы твердения образцов на основе механоактивированных смесей ПЦ-НК, которая более выражена в начальный период.

Установлено, что добавки нефелинового концентрата к ПЦ в количестве от 1 до 30% в ранние сроки твердения повышают прочность при сжатии вплоть до 130% по сравнению с ПЦ, изготовленным на том же клинкере, но без добавок нефелина. Ускорение процессов твердения происходит, вероятно, в результате гетерогенного зародышеобразования, протекающего на поверхности зерен нефелина и обусловленного кристаллохимическими особенностями его структуры.

Авторы выражают благодарность Т.Т. Усачевой за проведение термографических исследований.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Аввакумов Е.Г., Гусев А.А. Механические методы активации в переработке природного и техногенного сырья. Новосибирск: Изд-во Гео, 2009. 155 с.
2. Бессонов И.И., Леонтьев А.А., Конохов В.П. и др. Закладочные материалы из отходов производства. Апатиты: Изд-во КФ АН СССР, 1988. 72 с.
3. Равич Б.М., Окладников В.П., Лыгач В.Н. и др. Комплексное использование сырья и отходов. М.: Химия, 1988. 171 с.
4. Бетехтин А.Г. Минералогия. М.: Гос. изд. геол. лит., 1950. 956 с.
5. Гуревич Б.И., Калинин А.М., Тюкавкина В.В. и др. Влияние механоактивации бадделеитового концентрата на его вяжущие свойства в составе смешанных цементов // ЖПХ. 2011. Т. 84. № 5. С. 736-742.

ОПЫТ ПРИМЕНЕНИЯ МАСС-СПЕКТРОМЕТРИИ С ИНДУКТИВНО-СВЯЗАННОЙ ПЛАЗМОЙ ДЛЯ АНАЛИЗА ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ОБЪЕКТОВ

Дрогобужская С.В.

ИХТРЭМС КНЦ РАН, Апатиты, Drogo_sv@chemy.kolasc.net.ru

Масс-спектрометрия с индуктивно связанной плазмой (МС ИСП) – эффективный метод анализа элементного и изотопного состава, который всё шире внедряется в практику аналитических лабораторий. Относительное удешевление квадрупольных масс-спектрометров низкого разрешения делает их более доступными и удобными для рутинной аналитической практики. Благодаря низким пределам обнаружения, экспрессности при определении большого числа элементов, существенно упрощается анализ объектов. Возможности метода позволяют его использовать для решения различных задач, в том числе для анализа геологических и экологических объектов. Масс-спектрометрия предоставляет уникальные возможности, так как анализ 20-40 элементов на уровне до $10^{-7}\%$ нескольких десятков проб может быть выполнен в течение одного дня (рис. 1).

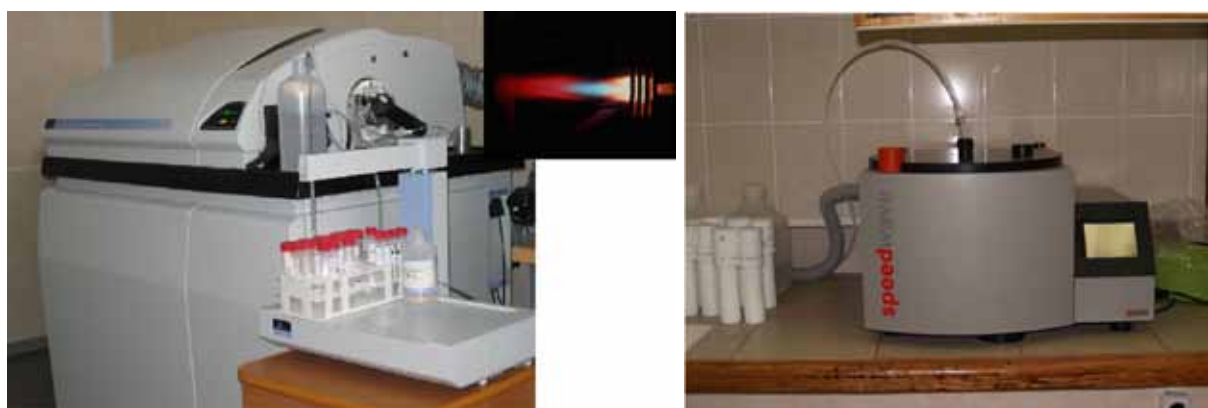


Рис. 1. Масс-спектрометр с индуктивно связанной плазмой ELAN 9000 DRC-e (ф. *Perkin Elmer*), система микроволнового автоклавного разложения BERGHOF MWS-3+, автоклавы DAC-100 из материала TFM (ф. *BERGHOF*).

Метод масс-спектрометрии с индуктивно-связанной плазмой является наиболее подходящим для определения благородных металлов (БМ). Но, несмотря на большое число публикаций в мировой практике, применение масс-спектрометрии для определения металлов платиновой группы (МППГ), золота и серебра осуществляют после сорбционного концентрирования или коллектирования, которое часто проводят на селен, теллур, известна практика плавления на свинец и никелевый штейн. Эти процедуры весьма трудоемки, не дают полного извлечения БМ, предполагают работу с токсичными веществами. Поэтому продолжается поиск новых способов коллектирования и определения благородных металлов.

Сложность задачи прямого определения БМ на квадрупольных масс-спектрометрах низкого разрешения связана не только с ультрамалыми концентрациями и неомогенным распределением в природных объектах, но и матричным влиянием макрокомпонентов. Общеизвестно, что в рудах МППГ находятся в виде многочисленных минералов. Главным образом, это интерметаллические соединения Pd и Pt с Bi, Sn, Te, As, Pb, Sb, твёрдые растворы Sn и Pb в Pd и Pt, а также Fe в Pt, арсениды и сульфиды Pd и Pt с разной стехиометрией. При этом основными рудными минералами являются пирротин, халькопирит, пентландит, кубанит. МППГ находятся в рудах в виде ничтожно малой примеси, заключённой в кристаллической решётке рудных (от десятых долей до сотен г/т) и породообразующих (от тысячных долей до единиц г/т) минералов [1]. Наибольшее влияние на определение благородных металлов, особенно палладия, родия и рутения, оказывают никель и медь из-за возникновения интерференций – аргидов меди и никеля. Следует отметить, что именно эти элементы являются основными спутниками платиновых металлов, чаще всего присутствующие в геологических и промышленных объектах в больших избытках по отношению к МППГ.

Нами разработан прямой анализ благородных металлов в геологических и технологических объектах методом масс-спектрометрии. В сочетании с автоклавным разложением, он заметно сокращает время анализа, обеспечивая необходимые пределы обнаружения благородных металлов (рис. 1). Разработан перечень методик открытого кислотного и автоклавного микроволнового вскрытия геологических образцов и технологических продуктов. Для разложения использовали плавиковую, соляную и азотную кисло-

ты. Разложение проводили в одну или две стадии. Реализация аналитических возможностей микроволнового излучения в сочетании с преимуществами закрытых систем обеспечивает быстроту протекания процессов, обуславливающую резкое сокращение времени подготовки, большую полноту разложения, совмещение во времени аналитических операций и отсутствие потерь элементов вследствие образования летучих соединений.

Проблемы, связанные с определением родия и рутения, решены нами путем разработки алгоритма учета масс-спектральных помех при их определении. Наложения аргидов никеля и меди на аналитический сигнал учитываются с помощью математической коррекции.

Особое внимание уделено определению осмия. Автоклавное микроволновое разложение позволяет предотвратить потери элемента на стадии разложения. Для предотвращения потерь на стадии определения, введение осмия в масс-спектрометр проводили в виде комплексных соединений. Комплексообразователь не оказывает отрицательного действия на определение остальных МПГ, что позволяет проводить анализ всех благородных металлов из одной навески. В ряде случаев вместе с благородными металлами проводили определение рения.

Правильность разработанных методик проверена путем анализа стандартных образцов состава смеси пирротиновых руд (РПТ-7), руды сульфидной медно-никелевой медистой (РМК-4) и др. и межлабораторных сличительных испытаний (МСИ).

Если концентрации ПМГ, Au и Re в платиновых рудах составляют 10^{-6} - $10^{-4}\%$, концентрации попутных компонентов варьируют ещё в большей степени, составляя в среднем: для Ag, Se, Te, In, Tl, Ga, Ge – 10^{-4} - $10^{-3}\%$; для Mo, Bi, Cd, Co – 10^{-3} - $10^{-2}\%$; для Zn, Pb, Ti, V – 10^{-1} - n%. В качестве вредных примесей в рудах часто встречаются мышьяк и сурьма (10^{-3} - $10^{-2}\%$), иногда ртуть ($10^{-4}\%$) и таллий [2].

Проблемы определения сурьмы, мышьяка, селена, теллура и ртути связаны не только с их конечным определением, но и с возможными потерями на стадии вскрытия. Разложение таких образцов требует особых условий. Введение соляной кислоты может привести к потере перечисленных элементов в виде легколетучих хлоридов, поэтому для вскрытия образцов, содержащих As, Se, Te, Sb, Hg и Bi, Cd, Tl, использовали автоклавное микроволновое разложение. Определение перечисленных элементов можно проводить вместе с МПГ из одной навески.

При определении мышьяка из солянокислых растворов на масс-спектрометрах низкого разрешения возникают проблемы за счет присутствия в плазме $^{40}\text{Ar}^{35}\text{Cl}^+$ и $^{40}\text{Ca}^{35}\text{Cl}^+$, масса которых совпадает с массой изотопа. Ионы ArAr^+ , CaAr^+ и Kr^+ создают проблемы при определении селена практически на всех изотопах, а сигнал ^{82}Se будет сильно зависеть от концентрации Kr_2 в аргоне. Вопросы определения данных элементов было предложено решать с привлечением системы DRC, которой оснащен данный прибор. Устранение полиатомных наложений осуществляли в результате реакций взаимодействия с молекулами реакционного газа, напускаемого в ячейку (метан) и перевода аналита на другую массу. Это позволило улучшить предел обнаружения за счет снижения уровня фона и фокусировки ионов в дополнительном газонаполненном квадруполе, расположенном перед квадруполем масс-анализатора, разработать методики и распространить их на разные типы руд (медно-цинковые, цинковые, медно-кобальтовые, медные, сульфидные медно-никелевые, железные, марганцевые, сурьмяные и т. д.). Разработанные методики были использованы для аттестации семи стандартных образцов руды сурьмяной в рамках межлабораторного эксперимента. Для определения Hg в рудах и концентратах после автоклавного микроволнового разложения и предотвращения потерь на стадии определения, ртуть в масс-спектрометр вводили вместе с золотом. Правильность методик проверена путем анализа стандартных образцов состава.

Метод масс-спектрометрии с индуктивно связанной плазмой эффективен при определении редкоземельных элементов (РЗЭ) в геологических объектах. Однако анализ на приборах низкого разрешения сопровождается появлением интерференций – оксидов «легких» элементов (Ce, La, Nd, Sm, Gd, Dy), которые создают проблемы при определении «тяжелых» элементов. Предложенный нами алгоритм математической коррекции, позволяющий учесть молекулярные наложения, лёг в основу разработанных методик. Методики отработаны на кианитах, апатито-нифелиновых и других рудах. Правильность методик проверена посредством анализа государственных стандартных образцов апатитовой руды, руды тантало-ниобиевой, нефелинового сиенита, апатитового концентрата, горной породы «ТРАПП» и др.

Одним из достоинств метода МС ИСП является возможность определять почти все элементы периодической системы, от лития до урана. Мы располагаем опытом определения «легких», редких и рассеянных элементов – Li, Be, B, Nb, Ta, Mo, W, Bi, Th U и др. в минералах, рудах, породах и концентратах.

Таким образом, метод масс-спектрометрии с индуктивно связанной плазмой позволяет проводить элементный анализ широкого спектра геологических образцов. Несмотря на использование прибора низкого разрешения, применяя разные приёмы, позволяющие учесть матричное влияние и возникающие интерференции, существует реальная возможность проводить анализ минералов, руд и пород.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Платиновые руды и их добыча //www.refsr.ru.com. (обращение 27.11.2012 г.)
2. Чернышов Н.М. Платиновые металлы // Соровский образовательный журнал. 1998. № 5. С. 72-76.

МАСС-СПЕКТРОМЕТРИЧЕСКИЙ АНАЛИЗ С ИНДУКТИВНО-СВЯЗАННОЙ ПЛАЗМОЙ (ELAN 9000 DRC-e) СУЛЬФИДНЫХ МИНЕРАЛОВ И ЖЕЛЕЗНЫХ РУД

Елизарова И.Р.¹, Баянова Т.Б.², Екимова Н.А.², Серов П.А.², Горьковец В.Я.³

¹ ИХТРЭМС КНЦ РАН, Апатиты, elizarir@chemy.kolasc.net.ru

² ГИ КНЦ РАН, Апатиты, tamara@geoksc.apatity.ru, nordgirl@list.ru, serov@geoksc.apatity.ru

³ Институт геологии КНЦ РАН, Петрозаводск

Масс-спектрометрический анализ геологических проб, содержащих редкоземельные элементы (REE), сложен из-за низких содержаний REE на фоне концентрированной полиметалльной основы пробы. Если в матрице пробы преобладает какой-либо из элементов, то он может создать помехи ICP-MS анализу. Целью данной работы является определение условий и метрологических параметров ICP-MS анализа в пробах геологических образцов при содержании REE до уровня ppb, основными компонентами которых является железо и медь.

Халькопирит, пирит, пирротин, сульфидная валовая порода. Редкоземельные элементы практически не накапливаются в сульфидных рудах и минералах в большом количестве, поэтому их определение является сложной задачей, ввиду их низких содержаний, по ряду элементов значительно ниже 0.1 ppm. Немногочисленные попытки определения REE в сульфидных геологических пробах [6] не дают четкого представления о содержании и составе REE в сульфидных минералах. При анализе природных геологических объектов пределы обнаружения ICP-MS оцениваются [5] как 0.1-1.0 ppm.

Известны работы по анализу сульфидных минералов геотермальных источников срединно-океанических хребтов и халькопирита месторождений Талнах, Норильск [5, 2, 1]. Авторы приводят многоступенчатую последовательность процедур пробоподготовки ICP-MS анализа. При определении легких REE их концентрацию не контролировали методом добавок (в отличие от анализа тяжелых REE), а внутренние стандарты позволяли ввести поправку только на дрейф прибора. Данные по относительному стандартному отклонению результатов анализа показывают, что оно было для легких REE больше, чем для тяжелых. Сведения по концентрации REE в холостой пробе дают основание полагать, что для легких элементов уровень холостого загрязнения был выше, чем для тяжелых REE. Поэтому анализ легких REE в халькопирите месторождения Талнах требует дополнительных исследований и уточнения. Сульфидных стандартных образцов состава REE не существует. Проба халькопирита Талнаха была единственным доступным образцом сравнения при анализе других сульфидных проб.

Вскрытие осуществляли дистиллированными HF, HNO₃, HCl (ос.ч.). В переведенные в раствор пробы (концентрация пробы 1-1.5 г·дм⁻³) добавляли H₂O₂ медицинский. Была проведена проверка стабильности аналитического сигнала REE на фоне изменения концентрации ионов железа и меди. Для этого проведен анализ растворов, содержащих 0.2 ppm Ln с добавкой 0.5-50 ppm в первой партии – ионов железа (III), во второй – ионов меди (рис. 1).

Градуировочные характеристики строили из нуля координат интенсивность аналитического сигнала – концентрация (0.05-1.0 ppm), используя растворы для ICP-MS Std № 2 с концентрацией REE 10 мг·дм⁻³ и Std № 3 с концентрацией 10 мг·дм⁻³ Al, Ca, Cu, Fe, Mg, и ряда других элементов. Проверены два способа построения градуировочного графика. В первом случае ионы железа и/или меди с конечной суммарной концентрацией добавки 0.05 г·дм⁻³ вводились в градуировочные растворы и холостую пробу растворов градуирования. Для разбавления растворов вскрытых проб использовали 2% раствор HNO₃, его учи-

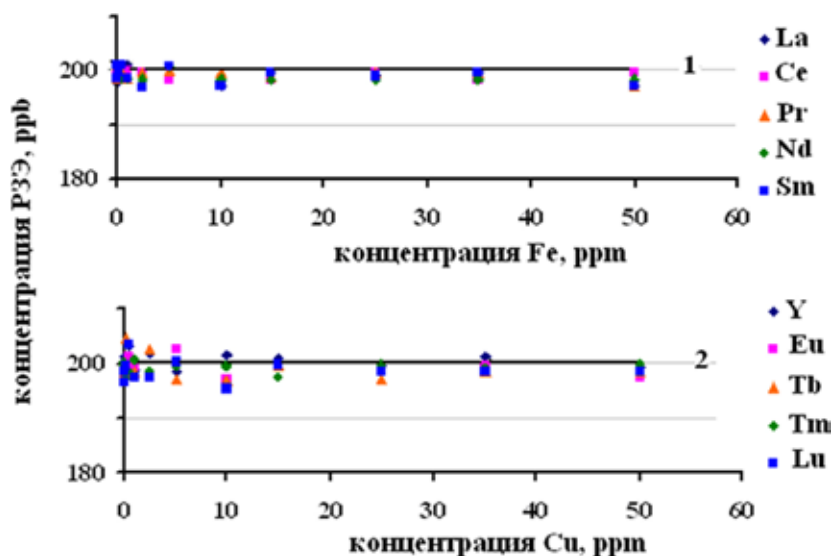


Рис. 1. Стабильность аналитического сигнала REE при изменении концентрации в пробе: 1 – железа (III), ГСО 8032-94, 2 – меди, ГСО 7998-93.

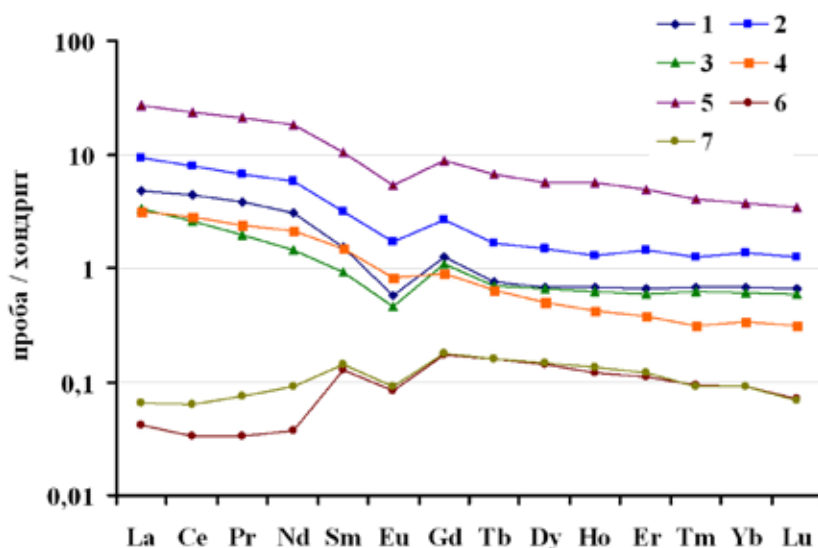


Рис. 2. Распределение REE в рудных минералах и валовой породе. Расслоенная интрузия Пенникат (Финляндия): 1 – пирит электромагнитный, 2 – пирит неэлектромагнитный, 3 – халькопирит, 4 – пирротин, 5 – порода [3]. Стандарт – халькопирит Талнах: 6 – [1, 5], 7 – ELAN 9000 DRC-е, ИХТРЭМС КНЦ РАН.

тивали в качестве холостого и проводили соответствующий математический пересчет градуировочной характеристики. Во втором случае добавок меди и железа в холостой раствор градуировки не делали и в качестве холостой пробы анализа использовали 2 % раствор HNO_3 . Сличение результатов анализа показало их сходимость на 95 % и более.

Впервые возможность анализа проб рудных минералов без отделения основы пробы и концентрирования REE отмечена в работах [4, 7, 8, 3]. Анализ проводили на квадрупольном масс-спектрометре ELAN 9000 DRC-е. Результаты анализа ICP-MS методом приведены в табл. 1 и на рис. 2. Разница в определениях на легких элементах может быть объяснена различными условиями пробоподготовки. Результаты анализа сульфидов расслоенной интрузии Пенникат (Финляндия) представлены в табл. 1 и в виде распределения проба/хондрит на рис. 2.

Определены некоторые метрологические параметры ICP-MS анализа халькопирита. Дисперсия воспроизводимости 0.009-0.075, прецизионность ICP-MS (PlasmaQuad PQ2STE фирмы «VG Fisons Instruments») и ICP-MS (ELAN 9000 DRC-е) в ряду Eu – Lu от

92.80 до 98.67 %. Пределы обнаружения (ПО) определяли по 3 σ -критерию. ПО по раствору холостой изменялся от 0.26 до 1.54 ppt. Для пересчета на твердый образец полученный ПО необходимо умножить на фактор разбавления пробы.

Магнетит, магнетитовый кварцит, железорудный метасоматит Костомукшского железорудного месторождения. Основная часть проб имела концентрации легких REE от сотен – до десятых долей ppm, а тяжелых REE – от единиц ppm до ppb. Стандартных образцов состава REE таких объектов нет. Правильность ICP-MS анализа рассчитывали с использованием стандартного образца гранита SARM AC-E. По этому стандартному образцу проводили оперативный контроль анализа. Полноту вскрытия проб оценивали по результатам анализа Fe, Ca, Mg, Al в ГСО 2057-87П концентрата железорудного. Результаты анализа представлены в табл. 2 и на рис. 3.

Таким образом, результаты исследования показали, что ICP-MS (ELAN 9000 DRC-е) REE можно проводить из растворов вскрытых проб без дополнительных процедур пробоподготовки отделения основы пробы и концентрирования REE, с сохранением таких метрологических параметров как правильность, прецизионность, дисперсия воспроизводимости и пределы обнаружения. Железо и медь в растворе проб,

Таблица 1. Результаты анализа REE в рудных минералах и породе.

REE	ПО*, ppt	Концентрация, ppm						
		Расслоенной интрузии Пенникат					Халькопирита Талнах, Норильск	
		Пирит э/магн	Пирит не э/магн	Халькопирит	Пирротин	Порода	[5] PlasmaQuad	[8] ELAN-9000 DRC-е
La	0.81	1.49	2.93	1.03	0.974	8.31	0.013	0.020
Ce	1.54	3.58	6.37	2.08	2.24	19.2	0.027	0.050
Pr	0.65	0.464	0.82	0.240	0.290	2.53	0.0040	0.0092
Nd	1.23	1.84	3.52	0.863	1.26	11.0	0.022	0.054
Sm	1.15	0.295	0.62	0.180	0.290	2.02	0.0244	0.0279
Eu	0.60	0.042	0.124	0.034	0.060	0.396	0.0062	0.0066
Gd	1.21	0.323	0.687	0.279	0.230	2.31	0.0445	0.0458
Tb	0.46	0.036	0.078	0.033	0.030	0.320	0.0075	0.0076
Dy	1.45	0.220	0.482	0.210	0.160	1.83	0.0460	0.0473
Ho	0.26	0.048	0.092	0.045	0.030	0.401	0.0087	0.0095
Er	0.8	0.138	0.300	0.123	0.080	1.03	0.0230	0.0250
Tm	0.30	0.022	0.040	0.020	0.010	0.131	0.0030	0.0029
Yb	0.62	0.140	0.282	0.127	0.070	0.770	0.0187	0.0191
Lu	0.37	0.021	0.040	0.019	0.010	0.110	0.0023	0.0022

*при пересчете на твердый образец необходимо учитывать фактор разбавления пробы.

Таблица 2. REE в железосодержащих пробах железорудного месторождения Костомукши.

REE	Концентрация, ppm			
	Железистые кварциты	Магнетитовый кварцит	Магнетит	Рудный метасоматит
La	3.2	8.32	0.333	3.20
Ce	6.1	16.6	0.580	8.39
Pr	0.94	1.96	0.062	1.37
Nd	3.6	7.62	0.245	6.59
Sm	1.05	1.64	0.068	1.55
Eu	0.39	0.553	0.0207	0.530
Gd	1.1	1.60	0.0663	1.95
Tb	0.18	0.249	0.0105	0.439
Dy	1.06	1.26	0.0641	1.82
Ho	0.25	0.256	0.0143	0.643
Er	0.7	0.668	0.0412	1.98
Tm	–	0.096	0.00693	0.310
Yb	0.63	0.614	0.0501	1.96
Lu	–	0.112	0.0101	0.345
Y	6.9	8.33	0.318	18.87
	Концентрация, %			
Fe		39.04	63.78	33.25
CaO		0.526	0.0448	0.512
MgO		1.76	0.0623	6.79
Al ₂ O ₃		2.01	0.0576	5.21

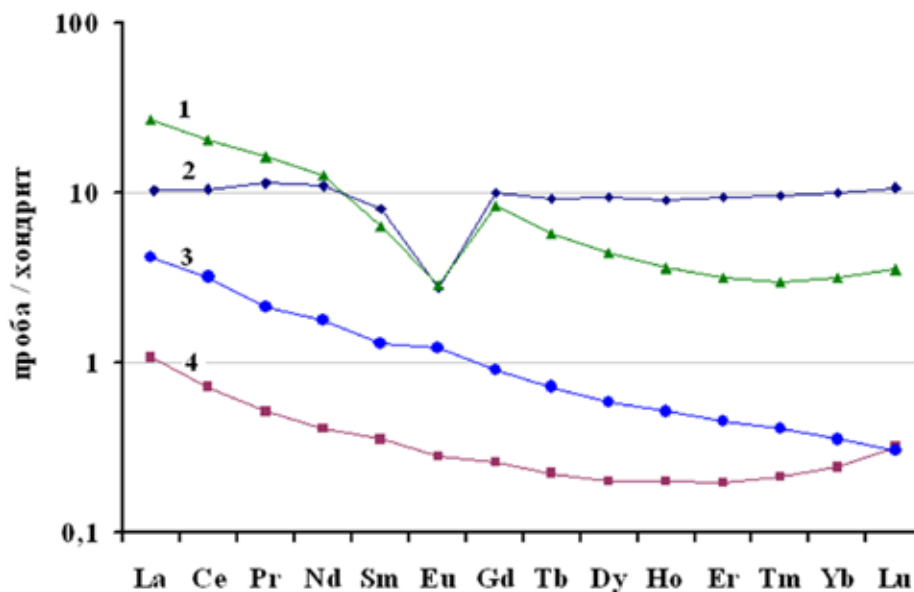


Рис. 3. Распределение REE в минералах и рудах Костомукшского железорудного месторождения: 1 – магнетитовый кварцит, 2 – рудный метасоматит, 3 – ГСО 2057 концентрат железорудный, 4 – магнетит.

поступающих в измерительную систему масс-спектрометра, при концентрации до $50 \text{ мг} \cdot \text{дм}^{-3}$ не оказывают влияния на интенсивность аналитического сигнала REE. Дисперсия воспроизводимости ICP-MS (ELAN 9000 DRC-e) составила 0.00075-0.046, а правильность анализа 97.4-99.8 %.

Работа выполнена при финансовой поддержке гранта РФФИ 11-05-00570.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Дубинин А.В. Геохимия редкоземельных элементов. М.: Наука, 2006. 360 с.
2. Дубинин А.В. Масс-спектрометрия с индуктивно связанной плазмой: Определение редкоземельных элементов в стандартных образцах донных отложений океанского генезиса // Геохимия. 1993. № 11. С. 1605-1619.
3. Екимова Н.А., Серов П.А., Баянова Т.Б. и др. Распределение РЗМ в сульфидных минералах и Sm-Nd-датирование рудогенеза расслоенных базитовых интрузий // Докл. АН. 2011. Т. 436. № 1. С. 75-78.
4. Елизарова И.Р., Баянова Т.Б., Митрофанов Ф.П. и др. Методические аспекты масс-спектрометрического (ELAN 9000) определения редкоземельных элементов в стандартных геологических образцах // Матер. III всеросс. конф. с междунар. участием «Масс-спектрометрия и ее прикладные проблемы». 18-22 мая 2009. Москва. 110 с.
5. Римская-Корсакова М.Н., Дубинин А.В. и др. Определение редкоземельных элементов в сульфидных минералах методом масс-спектрометрии с индуктивно связанной плазмой после ионообменного концентрирования // ЖАХ. 2003. Т. 58. № 9. С. 975-979.
6. Mills R.A., Elderfield H. Rare earth element geochemistry of hydrothermal deposits from the active TAG Mound, 26°N Mid-Atlantic Ridge // Geochim. Cosmochim. Acta. 1995. V. 59. P. 3511-3524.
7. Елизарова И.Р., Баянова Т.Б. Возможности масс-спектрометрического ICP-MS метода (ELAN 9000) при исследовании пород и минералов щелочного и базитового магматизма // Матер. XXVIII междунар. конф. «Рудный потенциал щелочного, кимберлитового карбонатитового магматизма». Школа «Щелочной магматизм Земли». Беларусь, Минск. Изд-во: Право и экономика, 2011. С. 67-69.
8. Elizarova I.R., Bayanova T.B. Mass-spectrometric REE analysis in sulphide minerals // Journal of Biology and Earth Sciences. 2012. V. 2. Issue 1. E45-E49.

НОВЫЙ КАРКАСНЫЙ ТИТАНОСИЛИКАТ СЕРЕБРА НА ОСНОВЕ ПРОТОНИРОВАННОГО КУКИСВУМИТА И ПЕРСПЕКТИВЫ ЕГО ИСПОЛЬЗОВАНИЯ В РАДИОХИМИЧЕСКИХ ТЕХНОЛОГИЯХ

Калашникова Г.О.¹, Селеванова Е.А.^{1,2}, Чернятьева А.П.³, Кривовичев С.В.^{1,3}, Яковенчук В.Н.^{1,2},
Пахомовский Я.А.^{1,2}, Иванюк Г.Ю.^{1,2}

¹ ЦНМ КНЦ РАН, Апатиты; ² ГИ КНЦ РАН, Апатиты

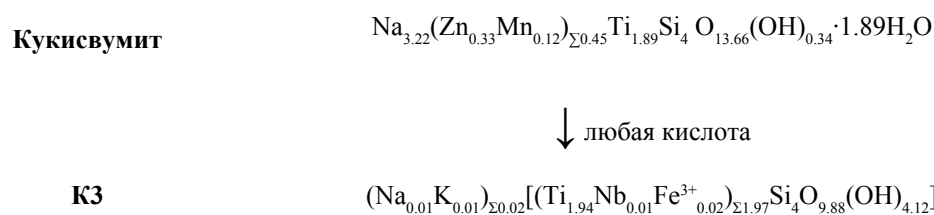
³ СПбГУ, Санкт-Петербург, galka27_89@mail.ru

Иод и иодсодержащие соединения находят широкое применение в медицине, аналитической химии, катализе, синтезе органических соединений, фото- и кинотехнике. Однако не меньшее внимание к этому элементу проявляют экологи и радиохимики, поскольку радиоактивные изотопы иода образуются в процессе деления компонентов ядерного топлива. Актуальность проблемы локализации иода, обусловленная острой необходимостью снижения концентрации радиоактивных веществ в окружающей среде из-за регулярных выбросов и сбросов радиоактивных отходов АЭС, становится особенно актуальной в случае техногенных катастроф, подобных Чернобыльской или Фукусимской.

В водной среде радиоактивный иод может присутствовать в виде I_2 и HOI , а также в виде ионных форм – I^- , IO^- и IO_3^- , I_3^- [1]. На данный момент для улавливания его радионуклидов применяют разнообразные ионообменные смолы, макропористые полимеры и молекулярные сита, однако лучшими сорбентами являются материалы, инкорпорированные серебром [5]. Главным преимуществом используемых серебряно-содержащих сорбентов иода является их невоспламеняемость, продолжительный срок службы, отсутствие десорбции, меньшая склонность к загрязнению другими веществами, а также устойчивость к постоянно-му радиоактивному γ -излучению [1]. Среди недостатков отмечается высокая первоначальная стоимость и нерегенерируемость таких сорбентов. Поэтому одной из важных задач радиохимии является разработка и создание новых возобновляемых матриц для иммобилизации и трансмутации радионуклидов иода, в особенности ^{129}I . Последний не только является одним из наиболее долгоживущих изотопов иода с периодом полураспада $1.57 \cdot 10^7$ лет, но и обладает целым «букетом» других неприятных особенностей [5]:

1. Высоким суммарным выходом при делении ядер на осколки (около 1 %);
2. Способностью физиологически концентрироваться в щитовидной железе;
3. Исключительной миграционной подвижностью;
4. Возможностью локального и глобального накопления в биосфере;
5. Сложностью обнаружения и измерения концентрации из-за малой энергии испускаемых β -частиц ($E_\beta = 0.049$ МэВ).

Одним из перспективных материалов для создания регенерируемого микропористого серебряно-содержащего сорбента для ионов иода является кристаллическое соединение КЗ, $Ti_2Si_4O_{10}(OH)_4$, получаемое в результате трансформации каркасных титаносиликатов семейства линтисита-кукисвумита, $Na_{0.3}(Zn_{0.5}Li)Ti_2Si_4(O,OH)_{14} \cdot nH_2O$, по схеме «монокристалл в монокристалл» [2]:



Кристаллическая структура КЗ, как и структура исходных минералов группы линтисита-кукисвумита, основана на пятиэтажном титаносиликатном блоке $T-O-T-O-T$ (рис. 1). Его T -слои сформированы пироксеноподобными Si_2O_6 цепочками кремнекислородных тетраэдров, чередующимися в шахматном порядке с брукитоподобными цепочками TiO_6 -октаэдров O -слоя. В исходных минералах эти титаносиликатные наноблоки объединены в микропористый каркас посредством изолированных «сшивающих» тетраэдров ZnO_4 или LiO_4 . В КЗ титаносиликатные наноблоки смещены друг относительно друга примерно на половину толщины брукитоподобной цепочки, более плотно упакованы и удерживаются посредством водородных связей. В отличие от минералов группы линтисита-кукисвумита, в структуре КЗ полностью отсутствуют ионы Na^+ и молекулы воды, изначально располагавшиеся в каналах, обозначенных как Na1 и Na2

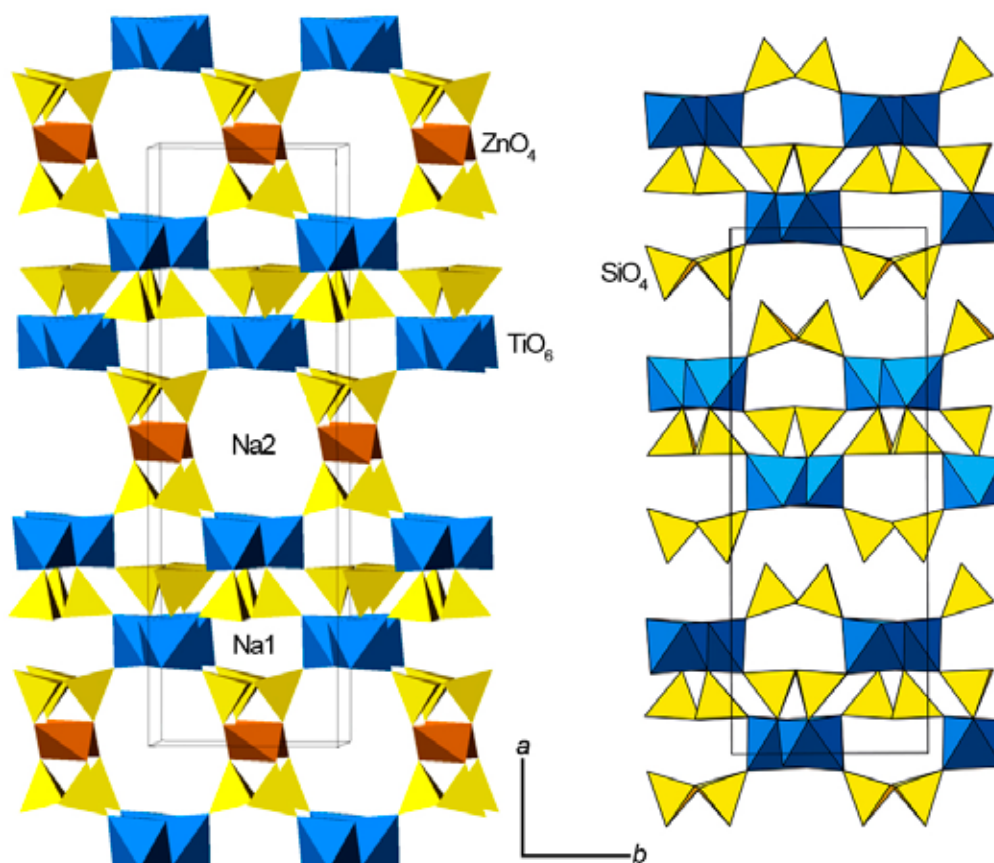
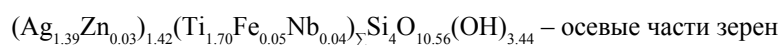
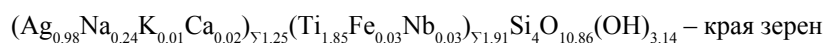


Рис. 1. Каркас кристаллической структуры кукисвумита (слева) и КЗ (справа).

(рис. 1). Важно, что трансформация «кукисвумит (линтисит, пункаруайвит и т.д.) – КЗ» обратима, т.е. мы можем получить новые каркасные соединения, интеркалируя в межблоковое пространство КЗ подходящие катионы, в частности Li^+ , Na^+ , K^+ , Ca^{2+} , Cs^+ , Ti^+ , Ag^+ [3].

Так, при взаимодействии КЗ с водным раствором AgNO_3 кристаллы КЗ трансформируются в новый каркасный титаносиликат K3:Ag , – причем опять же по схеме «монокристалл в монокристалл». Эксперименты проводились при следующих (оптимальных [3]) условиях: $T : Ж = 0.001 \text{ г} : 5 \text{ мл}$; $T = 35 \div 40 \text{ }^\circ\text{C}$; $C(\text{AgNO}_3) = 0.001 \text{ М}$; $\text{pH} = 6.25$, – в течение 6, 10 и 31 суток при периодическом перемешивании и отсутствии влияния УФ-лучей. После обработки образцы были промыты дистиллированной водой и просушены на воздухе при комнатной температуре. Кристаллы K3:Ag , так и не изменившие форму исходных кристаллов кукисвумита, имеют дымчато-серый цвет, обусловленный восстановлением части ионов серебра до металла под действием УФ-лучей в ходе промывки и сушки, – в отличие от бесцветных кристаллов КЗ, K3:NaCa , K3:Cs и других полученных нами модификаций этого соединения..

Рентгенофазовый анализ порошка K3:Ag зафиксировал близость его кристаллической структуры к структуре исходного КЗ, при заметном увеличении параметра a (рис. 2). Изучение срезов кристаллов модифицированного КЗ при помощи сканирующего электронного микроскопа LEO-1450 и электроннозондового микроанализатора MS-46 Самеса (ГИ КНЦ РАН) показало, что серебро концентрируется в объеме кристалла неоднородно (рис. 3а), достигая в краевой зоне кристаллов 10-29 мас.% Ag_2O , в осевой зоне – 3-6 мас.% и постепенно выравниваясь с увеличением продолжительности эксперимента. С учетом полученных рентгеноструктурных данных, кристаллохимическая формула K3:Ag может быть записана в следующем виде:



Следует отметить, что линии на дебаграммах K3:Ag оказались заметно слабее отражений КЗ, что говорит о разупорядочении структуры при интеркаливании атомов серебра между титаносиликатными блоками. Причина такого разупорядочения, скорее всего, кроется в неравномерности распределения ионов серебра как в пределах отдельно взятого «межслоя», так и между соседними «межслоями». Этот вы-

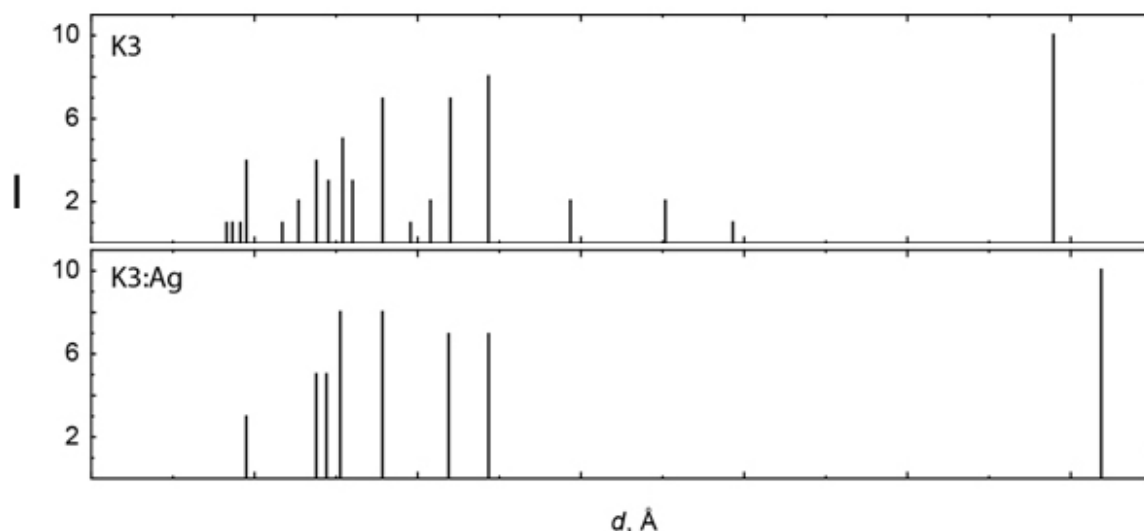


Рис. 2. Порошковые дифрактограммы K3 и K3:Ag.

вод подтвердили результаты монокристалльного рентгеноструктурного анализа K3:Ag на дифрактометре Bruker APEX II CCD (СПбГУ), показавшего диффузные, состоящие из размытых полукольцевых отражений дифракционные картины по всем направлениям, тогда как для K3 такая ситуация имела место только по плоскостям (010). В результате такого разупорядочения структуры не удастся точно определить параметры её элементарной ячейки даже в условиях заморозки, заметно стабилизовавшей тепловые колебания в родственном соединении K3:Cs и позволившей провести измерения ячейки.

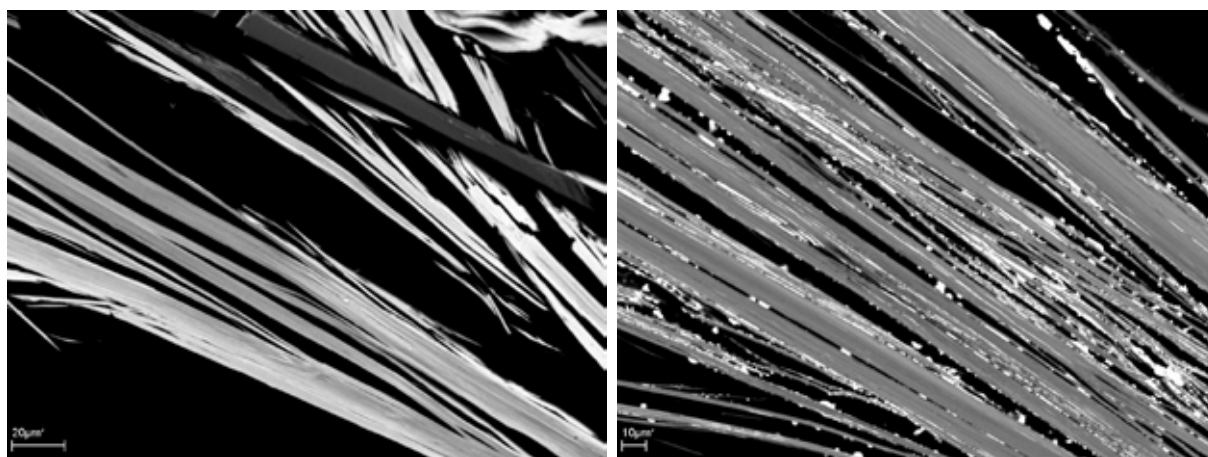


Рис. 3. BSE-изображения среза пучка кристаллов K3:Ag до (а) и после обработки 0.001 М раствором KI в течение 10 суток.

По данным [4], сорбция радионуклида ^{131}I наиболее эффективна на сорбентах, содержащих 8-12 мас. % Ag_2O . В этой связи имелись все основания для тестирования K3:Ag в качестве материала для локализации ионов иода. Эксперименты по взаимодействию K3:Ag с водным раствором KI проводились в течение 3 суток без доступа УФ лучей при следующих условиях: $C(\text{KI})=0.001 \text{ M}$; $\text{pH}=7.15$; $T=35\div 40^\circ\text{C}$. После обработки образцы были промыты дистиллированной водой и просушены на воздухе при комнатной температуре. Дымчато-серые кристаллы K3:Ag приобрели в ходе эксперимента матовый белый цвет, по-прежнему не изменив своей формы. Изучение срезов полученных кристаллов на электронном микроскопе показало, что ионы I активно локализуются на их поверхности и по трещинкам спайности в форме устойчивого соединения AgI, «вытягивая» при этом серебро из изначально существенно им обогащенных краевых участков кристаллов K3:Ag (рис. 3 б).

Полученные результаты позволяют сделать следующие выводы:

- Основным достижением проведенного исследования является экспериментальное подтверждение обратимой трансформации каркасных титаносиликатов по схеме «монокристалл в монокристалл» и возможности создания с её помощью новых функциональных материалов.

- Ввиду устойчивости исходной матрицы КЗ в кислой среде необходимо провести эксперименты по регенерации продукта $K_3:Ag+AgI$ в водных растворах в присутствии анионов CN^- , OH^- , $S_2O_3^{2-}$.
- Полученные результаты экспериментов планируется использовать для проведения подобных исследований на основе синтетического аналога кукисвумита, АМ-4, с целью определения механизма сорбции данного материала не только по отношению к иону I^- , но и к остальным ионным и молекулярным формам радиоактивного йода, в виде которых он существует в природных и технических водах: IO^- , IO_3^- , I_3^- , I_2 , HOI , CH_3I .
- Исключительная светочувствительность AgI может позволить значительно расширить предполагаемые области применения полученного соединения, – в частности, как материала для производства фотокатализаторов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Clement B., Cantrel L., Ducros G. *et al.* State of the Art Report on the iodine chemistry: Rep. NEA / CSNI. 2007. N. R. 1. 60 p.
2. Yakovenchuk V.N., Krivovichev S.V., Pakhomovsky Ya.A. *et al.* Microporous titanosilicates of the lintsite-kukisvumite group and their transformation in acidic solutions // Minerals as Advanced Materials II (Ed. S.V.Krivovichev). Springer-Verlag, Berlin-Heidelberg, 2012. P. 229-238.
3. Кулакова Г.О., Селеванова Е.А., Чернятьева А.П., и др. Титаносиликатный наноконструктор на основе протонированного кукисвумита // Тр. IX Всерос. Фермоновской научной сессии. Апатиты, 1-4 апреля 2012 г. Апатиты: Изд-во К & М, 2012. С. 340-343.
4. Кулюхин С.А., Мизина Л.В., Занина Е.В. и др. Синтез сорбентов на основе крупнодисперсного силикагеля, содержащих нанометровые частицы соединений Ag, для локализации летучих соединений радиоактивного йода из паровоздушной среды // Радиохимия. 2012. Т. 54. № 4. С. 338-347.
5. Стыро Б.И., Недвецкайте Т.Н., Филистович В.И. Изотопы йода и радиационная безопасность. СПб.: «Гидрометеиздат», 1992. 130 с.

ВЛИЯНИЕ АТМОСФЕРЫ МЕХАНОАКТИВАЦИИ И ДОБАВКИ КАЛЬЦИТА НА ВЯЖУЩИЕ СВОЙСТВА МАГНЕЗИАЛЬНО-ЖЕЛЕЗИСТОГО ШЛАКА: ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНОЕ И ТЕРМОДИНАМИЧЕСКОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ

Калинкин А.М.¹, Гуревич Б.И.¹, Мазухина С.И.², Калинкина Е.В.¹, Тюкавкина В.В.¹

¹ ИХТРЭМС КНЦ РАН, Апатиты, e-mail: kalinkin@chemy.kolasc.net.ru

² ИППЭС, Апатиты, mazukhina@inep.ksc.ru

Введение. Одной из основных задач технологической минералогии является повышение комплексности использования руд направленным изменением свойств исходных минералов, а также отходов их переработки путём различных физико-химических воздействий. На территории Мурманской обл. накоплено около 80 млн. т магнезиально-железистых шлаков, которые являются отходами комбинатов «Североникель» и «Печенганикель». Исследованиями, выполненными в ИХТРЭМС КНЦ РАН, показана возможность получения из гранулированных магнезиально-железистых шлаков шлакопортландцемента, известково-шлакового цемента и геополимерных материалов (шлакощелочных вяжущих) [2]. Активизаторами твердения шлака в указанных материалах являются портландцемент, известь и жидкое стекло. Актуальным является поиск альтернативных активизаторов твердения шлака на основе доступных реагентов и минералов в составе отходов горнорудных предприятий.

Одним из способов повышения реакционной способности магнезиально-железистых шлаков в реакциях гидратации является механоактивация (МА). Ранее нами показано, что предварительная МА шлака в атмосфере углекислого газа способствует увеличению его способности к гидравлическому твердению по сравнению со шлаком, механоактивированным в воздушной среде [4, 6]. Установлено также, что прочность образцов на основе композиций шлак-нефелин с содержанием нефелина до 30 мас. % после МА в атмосфере CO_2 с последующим затворением водой выше, чем прочность образцов на основе чистого шлака [3]. В этих условиях углекислый газ и нефелин, по-видимому, являются активизаторами твердения шлака. В данной работе методом экспериментального и термодинамического моделирования проведено сравни-

тельное изучение влияния добавок кальцита и CO_2 как среды МА магнезиально-железистого шлака на его вяжущие свойства при использовании воды в качестве затворителя.

Экспериментальная часть. Исходными компонентами вяжущих композиций были гранулированный шлак комбината «Печенганикель» и синтетический кальцит (CaCO_3 «чда»). Химический состав шлака, мас. % : SiO_2 – 40.88, Al_2O_3 – 6.90, FeO – 35.40, CaO – 2.65, MgO – 10.71, Na_2O – 1.18, K_2O – 0.92. Минеральный состав шлака, мас. %: магнезиально-железистое стекло 95-98, кристаллическая фаза (скелетные кристаллы оливина) 2-5, рудные минералы 1-3.

Механоактивацию шлака и смеси шлака и кальцита проводили в лабораторной центробежно-планетарной мельнице АГО-2 при центробежном факторе 40 g. В качестве мелющих тел использовали стальные шары диаметром 8 мм. Отношение массы шаров к массе измельчаемого образца составляло 6:1. При измельчении шлака в атмосфере CO_2 барабаны мельницы заполняли углекислым газом из баллона, вытесняя воздух, плотность которого в 1.5 раза меньше плотности CO_2 . Продолжительность МА шлака в CO_2 и смесей шлака и кальцита в воздушной среде составила 330 с. Время МА было выбрано с учетом достижения максимальной удельной поверхности обрабатываемого вещества, измеренной методом воздухопроницаемости. Удельная поверхность шлака после МА в CO_2 равнялась $650 \text{ м}^2/\text{кг}$. Аналогичная величина для шлака и композиций шлак–кальцит после МА в воздушной среде составила $615 \text{ м}^2/\text{кг}$.

Содержание CO_2 в образцах определяли с помощью анализатора ELTRA CS-2000. ИК спектры снимались на Фурье ИК спектрометре Nicolet 6700 FTIR в таблетках бромида калия.

Для определения вяжущих свойств механоактивированных смесей шлака и нефелина изготавливались кубики размером $1.41 \times 1.41 \times 1.41$ см из теста жесткой консистенции, которые твердели во влажных условиях при температуре $20-22^\circ \text{C}$. В качестве затворителя использовали воду.

Результаты и обсуждение. По результатам анализа содержание CO_2 в исходном шлаке и шлаке после механоактивации в углекислом газе составило 0.02 ± 0.01 и 0.50 ± 0.05 мас. % . С учетом этих данных были выбраны добавки кальцита к шлаку таким образом, чтобы содержание CO_2 в добавленном CaCO_3 по отношению к шлаку составило 0.25-3.0 мас. % (табл.).

Данные по прочности при сжатии образцов, приготовленных из механоактивированных шлака и его смесей с различным содержанием кальцита для образцов в 7- и 28-сут возрасте приведены в таблице. В согласии с полученными ранее данными [4, 6] шлак после МА в воздушной среде (№ 2) по сравнению с МА в углекислом газе (№ 1) проявляет очень слабую способность к гидравлическому твердению. Прочность образцов на основе чистого шлака, механоактивированного в CO_2 , к 7- и 28-суточному возрасту достигает 13.0 и 15.6 МПа. Для двух сроков твердения прочность образцов на основе шлака, механоактивированного в CO_2 , на порядок выше, чем для чистого шлака после МА в воздушной среде (табл.).

Таблица. Влияние атмосферы механоактивации и состава композиций шлак-кальцит на прочность при сжатии (затворитель – вода).

№ состава	Кальцит (CO_2), мас. % по отн. к шлаку	Атмосфера МА	В/Т	Предел прочности при сжатии, МПа через..., сут	
				7	28
1	–	CO_2	0.24	13.0	15.6
2	–	воздух	0.23	0.6	1.0
3	0.57 (0.25)	воздух	0.21	1.4	8.0
4	1.12 (0.5)	воздух	0.21	10.9	23.8
5	2.22 (1.0)	воздух	0.21	2.2	2.2
6	4.35 (2.0)	воздух	0.21	1.5	2.8
7	6.39 (3.0)	воздух	0.21	1.7	3.6

Интересная тенденция выявлена для зависимости прочности образцов на основе механоактивированных смесей шлак–кальцит от содержания CaCO_3 в исходной композиции (№ 2-7). Данные, полученные для образцов двух сроков твердения, говорят о том, что, по-видимому, существует оптимальное количество добавленного к шлаку кальцита, соответствующее содержанию в нем CO_2 0.5 мас. % (№ 4), которое обеспечивает после совместной МА в воздушной среде ощутимый прирост прочности. Прочность образцов состава № 4 в 7- и 28-суточном возрасте составила 10.9 и 23.8 МПа, что сопоставимо с аналогичными значениями для образца на основе чистого шлака после МА в углекислом газе (№ 1). По сравнению с образцами состава №4 как снижение количества добавленного к шлаку кальцита (№ 2 и 3),

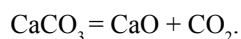
так и его повышение (№ 5-7) приводит к падению прочности. Следовательно, при условии применения МА кальцит, добавленный в оптимальном соотношении, можно рассматривать в качестве активизатора твердения магнезиально-железистого шлака.

В предыдущих работах [4, 6] установлено, что повышение реакционной способности шлака после предварительной МА в CO_2 связано с поглощением им диоксида углерода при обработке в мельнице вследствие действия эффекта глубокой механосорбции углекислого газа силикатами [7]. Под влиянием механических воздействий CO_2 поглощается наружными слоями частиц шлака с образованием искаженных карбонатных групп, имеющих характерную расщепленную полосу антисимметричных валентных колебаний в ИК спектре в области $1550\text{--}1400\text{ см}^{-1}$ [6]. Механохимически карбонизированная поверхность шлака более активно реагирует как с жидким стеклом, так и с водой с образованием гидросиликатов по сравнению со шлаком после МА в воздушной среде. В упрощенном виде механохимическую реакцию взаимодействия CO_2 со шлаком, основу которого составляет оливин, можно представить в виде:



Строго говоря, механически стимулированное поглощение углекислого газа не приводит к образованию индивидуальных карбонатов и кремнезема, а сопровождается формированием аморфной карбонатно-силикатной фазы [7], которая обладает повышенной реакционной способностью.

В случае механоактивированной смеси шлака и кальцита причины, приводящие к ускорению реакций гидратации, по-видимому, иные. Для выяснения изменений, происходящих в этой композиции под влиянием МА, были сняты ИК спектры механоактивированных смесей шлак-кальцит и для сравнения – ИК спектры исходных смесей до обработки в мельнице (не приведены). МА приводит к ощутимому снижению интенсивности полосы валентных колебаний CO_3^{2-} иона кальцита в области 1420 см^{-1} , что свидетельствует о разложении кальцита по реакции:



Наиболее заметное снижение интенсивности пика карбонатного иона в ИК спектре в результате МА наблюдалось для смесей, содержащих 0.25 и 0.5 мас. % CO_2 (№ 3 и 4). Образование CaO фактически означает, что в результате МА получено известково-шлаковое вяжущее, свойства которого изучены ранее [2]. Для состава № 3 количество образовавшегося оксида Ca мало, а для составов № 5-7 в МА-смесь остается значительная доля неразложившегося кальцита, который, вероятно, в меньшей степени способствует образованию цементного камня.

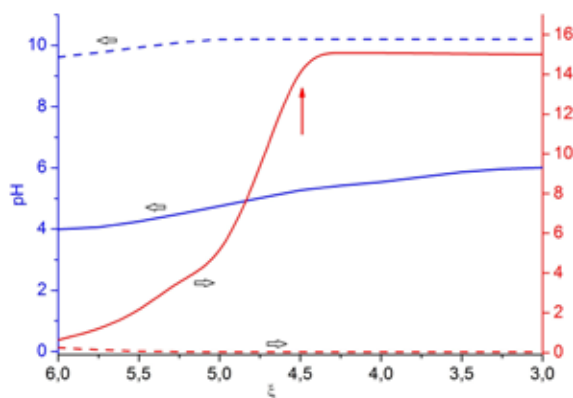


Рис. 1. Рассчитанные значения pH и концентрации Si в жидкой фазе в композициях оливин–вода (пунктир) и оливин–вода– CO_2 (сплошные линии) в зависимости от степени протекания реакции (ξ). Вертикальной стрелкой показано начало выпадения аморфного SiO_2 .

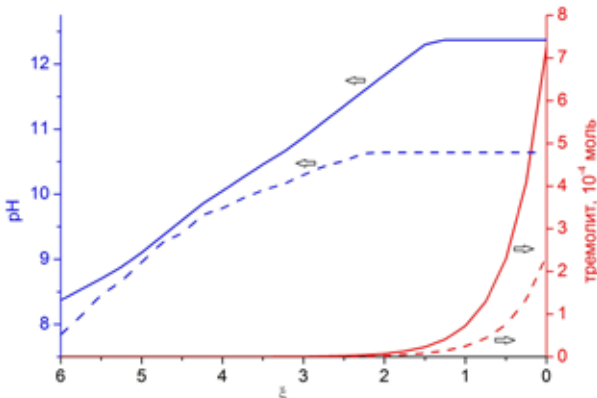


Рис. 2. Рассчитанные значения pH и количества образовавшегося тремолита в композициях оливин–кальцит–вода (пунктир) и оливин–портландит–вода (сплошные линии) в зависимости от степени протекания реакции относительно кальцита и портландита (ξ).

С целью лучшего понимания процессов, протекающих при твердении исследованных образцов, было проведено термодинамическое моделирование взаимодействия компонентов изученных композиций с водой при 25°C и стандартном давлении с использованием программного комплекса «Селектор» методом минимизации потенциала Гиббса [5]. При этом использован алгоритм расчета необратимой эволюции геохимических систем, а в качестве независимой координаты взята величина $\xi = -\lg v$, где v – доля прореагировавшего (растворившегося) минерала или минералов, т.е. степень протекания реакции в системе.

В первом приближении принято, что магнезиально-железистый шлак представлен оливином. При моделировании содержания компонентов в системе соответствовали таковым в твердеющих образцах.

Сравнительное моделирование процессов для составов оливин–вода и оливин–вода–CO₂ показало, что при введении в первую композицию менее 1% диоксида углерода взаимодействие минерала и воды существенно интенсифицируется. Степень выщелачивания кремния (рис. 1) и других компонентов оливина в водную фазу на фоне ее подкисления возрастает на 2-3 порядка. Следует отметить, что в системе без уголекислоты аморфный кремнезем, играющий важную положительную роль в процессах гидратационного твердения, не образуется во всем изученном интервале степени протекания взаимодействия. В присутствии CO₂, напротив, уже при $\xi = 4.5$ (рис. 1) создаются условия для формирования кремнегеля, количество которого с увеличением доли прореагировавшего шлака нарастает. Это согласуется с тем фактом, что для всех сроков твердения прочность образцов на основе шлака, механоактивированного в CO₂, примерно на порядок выше, чем для шлака после МА на воздухе (табл.).

Моделирование процессов, происходящих при твердении механоактивированных смесей шлака и кальцита, проводилось с учетом того, что при МА кальцит разлагается до CO₂ и оксида кальция, который при контакте с водой практически сразу образует портландит Ca(OH)₂. Согласно расчету, в композициях оливин-кальцит-вода и оливин-портландит-вода образуется гидросиликат Ca и Mg тремолит – Ca₂Mg₃Si₈O₂₂(OH)₂, применяемый в составе магнезиальных цементов и, вероятно, обладающий вяжущими свойствами [1]. На рис. 2 приведены результаты расчета pH и количества образовавшегося тремолита в композициях оливин-кальцит-вода и оливин-портландит-вода для состава № 4 (табл.) в зависимости от степени протекания реакции (исходное количество оливина – 100 г). Первая композиция отвечает исходной смеси без МА, вторая – механоактивированной смеси, в которой весь кальцит разложился под влиянием механических воздействий. В вычислениях предполагалось, что оливин реагирует с водой на два порядка медленнее, чем более реакционно способный портландит и кальцит. Полученные данные говорят о том, что портландит как продукт механохимического разложения кальцита создает условия повышенной щелочности среды и ускоряет образование вяжущего компонента – тремолита (рис. 2).

Таким образом, при условии применения МА кальцит и уголекислый газ являются активизаторами твердения магнезиально-железистого шлака, хотя механизмы их влияния различны. Представляет интерес исследовать вяжущие свойства механоактивированных композиций шлака и карбонатсодержащих отходов горно-рудных предприятий.

Авторы благодарят Е.С. Серову за помощь в проведении экспериментов и О.А. Залкинда за съемку ИК спектров.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Верещагин В.И., Филина С.В., Зырянова В.Н. А.с. 1807026 А1 СССР, МПК С 04 В 9/00. Вяжущее. № 4866154/33; заявл.19.06.90; опубл.07.04.93. Бюл. № 13.
2. Гуревич Б.И. Вяжущие вещества из техногенного сырья Кольского полуострова. Апатиты: Изд-во КНЦ РАН, 1996. 179 с.
3. Гуревич Б.И., Калинин А.М., Калинкина Е.В. и др. Геополимерные материалы на основе механоактивированных шлаков цветной металлургии и нефелина / Тр. IX Всеросс. Ферсмановской науч. сессии. Апатиты: Изд-во КНЦ РАН. 2012. С. 329-331.
4. Калинин А.М., Гуревич Б.И., Пахомовский Я.А. и др. Механохимическая активация магнезиально-железистых шлаков в среде уголекислого газа и их свойства // Журн. прикл. химии. 2009. Т. 82. № 8. С. 1251-1255.
5. Чудненко К.В. Теория и программное обеспечение метода минимизации термодинамических потенциалов для решения геохимических задач. Автореферат дисс. д.г.-м.н. Иркутск. 2007. 54 с.
6. Kalinkin A.M., Kumar S., Gurevich B.I. *et al.* Geopolymerisation behavior of Cu-Ni slag mechanically activated in air and in CO₂ atmosphere // Int. J. Miner. Process. 2012. V.112-113. P. 101-106.
7. Kalinkina E.V., Kalinkin A.M., Forsling W. *et al.* Sorption of Atmospheric Carbon Dioxide and Structural Changes of Ca and Mg Silicate Minerals During Grinding. I. Diopside // Int. J. Miner. Process. 2001. V. 61. № 4. P. 273-288.

ПРИМЕНЕНИЕ МИНЕРАЛОГИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ ПРИ РАЗРАБОТКЕ СХЕМ УТИЛИЗАЦИИ ПРОМЕЖУТОЧНЫХ ПРОДУКТОВ И ОТХОДОВ ГАЗООЧИСТКИ МЕДНОГО ПРОИЗВОДСТВА

Касиков А.Г.¹, Арешина Н.С.¹, Нерадовский Ю.Н.²

¹ ИХТРЭМС КНЦ РАН, Апатиты, areshina@chemistry.kolasc.net.ru; ² ГИ КНЦ РАН, Апатиты

Образующиеся в схемах производства катодной меди промежуточные продукты и отходы оказывают негативное влияние на параметры основных технологических процессов в случае их переработки в обороте, а также являются источниками загрязнения окружающей среды при выводе из технологического цикла. Недостаточно эффективная их утилизация сопровождается потерями ценных компонентов минерального сырья, что определяет необходимость усовершенствования процессов переработки, в то время как известные в литературе и производственной практике схемы вследствие специфичности химического состава пылей различных предприятий не являются универсальными [1, 6]

На комбинате «Североникель» ОАО «Кольская ГМК» при получении катодной меди в системе газоочистки осаждаются медьсодержащие пыли, которые направляют в голову процесса. Кроме того, очистка газов пирометаллургических процессов сопровождается образованием сернокислых растворов, основные объемы которых до недавнего времени поступали на нейтрализацию и сброс. В связи с этим целью исследований была разработка эффективных схем утилизации промежуточных продуктов и отходов газоочистки медного производства. Для определения химического состава продуктов применяли атомно-эмиссионный и атомно-абсорбционный методы анализа, для идентификации фазового состава продуктов – рентгенофазовый метод. С целью уточнения фазового состава проводили исследования минераграфическим методом. Минеральный состав пылей определялся в искусственных аншлифах, которые изготавливались на основе смеси эпоксидной смолы с порошками проб и приполировывались. Исследования выполнены в отраженном свете на микроскопах Ultraphot -3(Opton), «Labor mikroskopes» и ПОЛАМ Р-312(ЛОМО), увеличение до 1500^x, разрешение до 0.2 мкм. Диагностика продуктов основана на применении оптических и других физических свойств, сопоставлении с эталонными минералами [2, 5]. Измерение размеров зерен выполнено насадкой МОВ-1-15^x к оптическим микроскопам и на микроскопе «Labor mikroskopes», минимальный размер измеряемого зерна составлял 0.0001 мм. Измерение количества минералов проведено по методу Вахромеева С.А., на основе стандартных таблиц. Фотографирование выполнено фотокамерой Canon PowerShot A520 с последующей компьютерной обработкой изображений.

Установлено, что фазовый состав пылей конвертирования медных штейнов (КВК) характеризуется наличием значительного количества водорастворимых сульфатов меди, никеля и железа. Пыли отражательной плавки медного концентрата (ОП) отличаются повышенным содержанием меди, водорастворимая часть (в.ч.) которой, однако, не превышает пятой части от общего содержания (табл. 1).

Таблица 1. Содержание элементов в пылях медного производства комбината «Североникель».

Вид пыли	Содержание элементов, масс. %						
	Cu _{общ}	Cu _(в.ч.)	Ni	Fe	Zn	Pb	Ag
КВК	21.1-31.7	18.6-24.6	0.40-0.70	1.5-4.5	0.33-0.50	0.41-0.58	0.009-0.012
ОП	44.0-52.0	11.0-21.4	2.8-3.0	3.0-4.0	0.01-0.02	0.03-0.09	0.013-0.017

Химический состав, кислотность растворов, а также процентное содержание твердофазной взвеси в пульпах газоочистки варьируется в широких пределах (табл. 2) и определяется спецификой их образования.

Таблица 2. Содержание серной кислоты и основных элементов в жидкой фазе пульп газоочистки медного производства.

Вид пульпы	Содержание, г/л			
	H ₂ SO ₄	Cu	Ni	Fe
Пульпа гидросмыва пылевых отложений	7.5-45.0	12.0-58.0	0.4-6.8	0.005-2.1
Пульпа конденсата газохода печей обжига	1260-1340	2.8-3.4	0.2-0.4	0.3-0.5

Эксперименты показали, что водное выщелачивание пылей КВК и сернокислотное выщелачивание пылей ОП позволяют перевести основное количество меди в раствор, после чего отделение меди от из-

быточного количества железа проводили путем кристаллизации медного купороса и методом жидкостной экстракции. В качестве сернокислого раствора для выщелачивания в условиях комбината «Североникель» предложено использовать газоходные пульпы медного производства после предварительного отделения твердофазной взвеси. Определены условия процессов выщелачивания и кристаллизации, обеспечивающие оптимальное соотношение между выходом и качеством медного купороса, что позволило при дальнейшем растворении соли получать растворы, по химическому составу соответствующие электролиту производства катодной меди в основном процессе электроэкстракции [3].

Предложена принципиальная технологическая схема утилизации промежуточных продуктов и отходов газоочистки медного производства (рис. 1), проведены укрупненные промышленные испытания, в результате чего ряд технологических решений в настоящее время внедрены в производство.



Рис. 1. Принципиальная технологическая схема переработки тонких пылей и газоходных пульп медного производства ОАО «Кольская ГМК».

Проведенные минералогические исследования твердофазных остатков переработки промежуточных продуктов и отходов позволили дополнить сведения, необходимые для определения наиболее рациональных путей их дальнейшей утилизации. Как показал химический анализ остатков выщелачивания пылей КВК, они в значительной степени обогащены свинцом (до 33 %) и серебром (до 1 %) по отношению к исходному продукту, в то время как остатки выщелачивания пылей ОП более, чем на 60 % состоят из меди, а содержание свинца и серебра в них значительно ниже. Согласно данным рентгенофазового и минералогического анализа, в пылях КВК свинец присутствует в виде сульфата свинца (II), вероятно в форме свинцового купороса, а никель и медь – в сульфидной форме (рис. 2).

Для отделения серебра от свинецсодержащей фазы рекомендован флотационный способ [1], при этом в условиях комбината «Североникель» концентрирование серебра рационально было бы совместить с флотацией остатков выщелачивания медных огарков, которая позволяет извлечь в пенный продукт основную часть этого элемента [4].

Установлено, что в остатках выщелачивания пылей ОП металлическая медь и ее сульфидные соединения – ковеллин, халькозин, борнит, являются основными трудновскрываемыми составляющими (рис. 3). Наблюдаются также включения халькопиритового твердого раствора в виде самостоятельных фаз, кото-

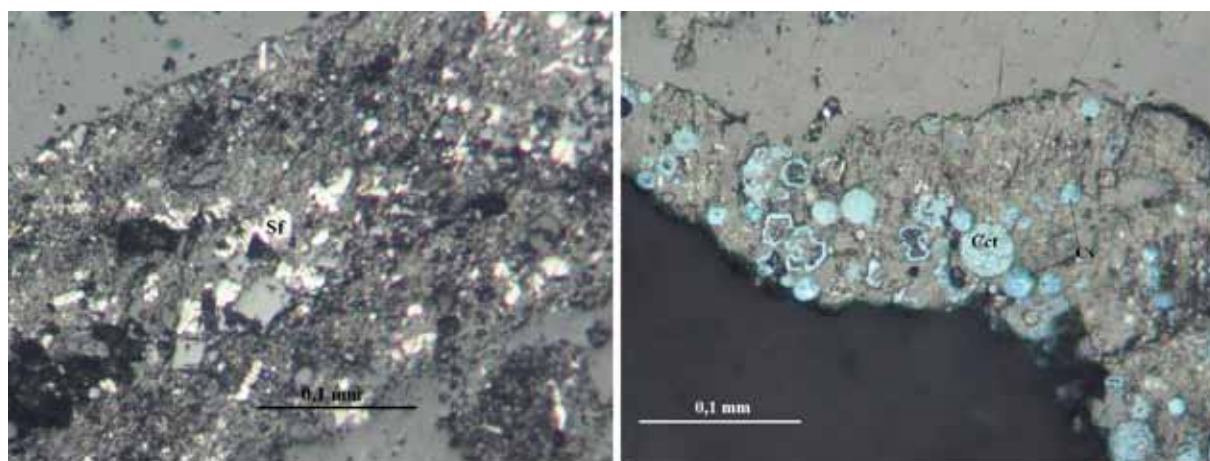


Рис. 2. Морфология частиц минеральных фаз в остатках выщелачивания пылей КВК: сульфидные фазы никеля и железа (Sf), ковеллин (Cv) и халькозин (Cct).

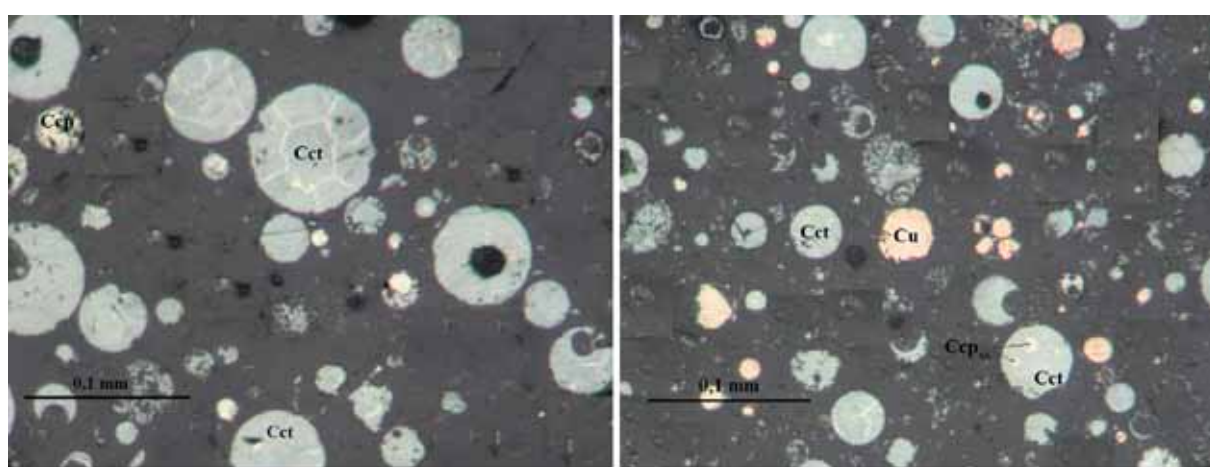


Рис. 3. Морфология остатков выщелачивания пылей ОП: шарики меди (Cu) и халькозина (Cct) с включениями халькопиритового твердого раствора (Ccp_{ss}).

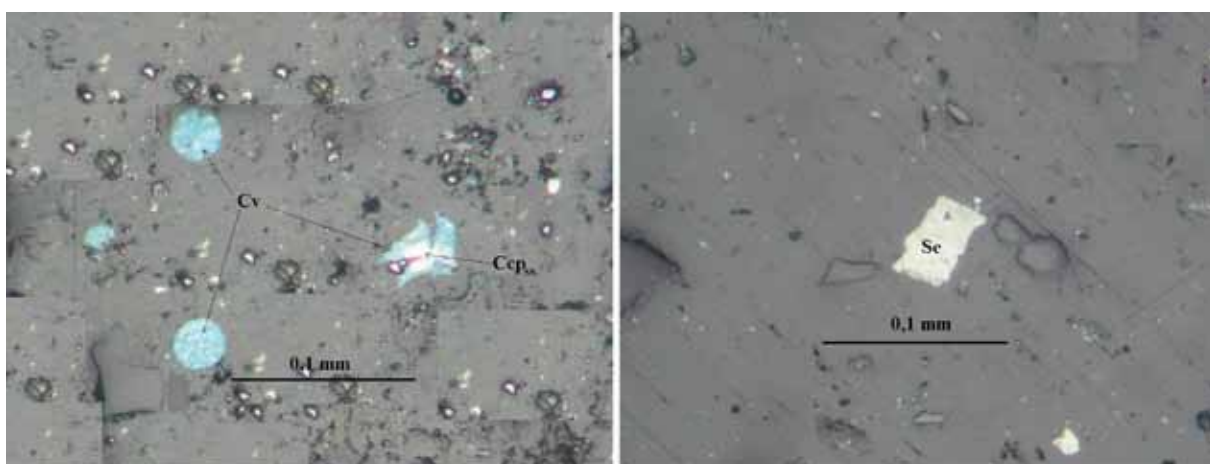


Рис. 4. Морфология частиц ковеллина (Cv) с включениями халькопиритового твердого раствора (Ccp_{ss}) и селена (Se) в осадке фильтрования пульпы газоочистки.

рые в некоторых случаях обрамлены металлической медью или борнитом. В связи с этим предложено направлять остатки в оборот на пирометаллургическую переработку.

Фильтрация пульпы газоочистки при использовании их в качестве реагента выщелачивания приводит к образованию осадков различного химического состава, содержание селена в котором может со-

ставлять 5-45 %. Рентгенофазовый анализ показал наличие в остатках значительного количества сульфата свинца и оксида никеля, что согласуется с химическим анализом данного продукта, а растворение $PbSO_4$ в кипящем растворе NaCl позволило идентифицировать фазу элементарного селена. По данным минералогического анализа, твердая фаза представляет собой бедный по меди минеральный остаток, в котором присутствует незначительное количество частиц ковеллин-халькозин-халькопиритового твердого раствора, борнит и частицы графита (рис. 4). Дальнейшая утилизация осадка фильтрования определяется его химическим составом, в частности, целесообразностью рассмотрения его в качестве первичного селенового концентрата.

Таким образом, в результате проведенных исследований предложена схема утилизации промежуточных продуктов и отходов газоочистки медного производства комбината «Североникель», позволяющая исключить переработку в обороте мелкодисперсных пылей и минимизировать объемы сброса сернокислых пульп на шлакоотвал; обеспечить получение пригодных для производства дополнительной продукции серебросодержащего и селенового концентратов, медного купороса и чистого медьсодержащего электролита. Минералогические исследования позволили существенно дополнить информативность применявшихся в работе методов анализа исходных продуктов и полученных концентратов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Богачева Л.М., Исмаев Х.Р. Гидрометаллургическая переработка медьсодержащих материалов // Ташкент: Изд-во ФАН Узбекской ССР, 1989. 116 с.
2. Диагностические свойства рудных минералов. М.: Недра, 1975. 285 с.
3. Касиков А.Г., Арешина Н.С., Мальц И.Э. Гидрометаллургическая переработка тонких пылей медно-никелевого производства ОАО «Кольская ГМК» // Химическая технология. 2010. № 2. С. 110-117.
4. Касиков А.Г., Нерадовский Ю.Н., Максимов В.И. и др. Извлечение серебра из остатков сернокислотного выщелачивания медных огарков обогатительными способами // Сб. матер. V конгресса обогатителей стран СНГ. М., 2005. Т. 3. С. 18-19.
5. Методы минералогических исследований. М.: Недра, 1985. 480 с.
6. Снурников А.П. Комплексное использование сырья в цветной металлургии. М.: Металлургия, 1977. 272 с.

ВЛИЯНИЕ ГЕОМОРФОЛОГИИ ОБЪЕКТОВ ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКОЙ СИСТЕМЫ МОНЧЕГОРСКОЙ ТЕХНОГЕННОЙ ПУСТОШИ НА ФОРМИРОВАНИЕ «МИНЕРАЛОВ» ПРИРОДНОЙ ВОДЫ

Кременецкая И.П.¹, Кубачина Э.Е.², Слуковская М.В.², Дрогобужская С.В.¹, Лашук В.В.¹

¹ ИХТРЭМС КНЦ РАН, Апатиты, kremen@chemy.kolasc.net.ru

² ПГУ, Петрозаводск

Введение. В.И. Вернадский в работе «Научная мысль как планетное явление» писал: «В геологической истории биосферы перед человеком открывается огромное будущее, если он поймет это и не будет употреблять свой разум и свой труд на самоистребление». Бурное развитие ноосферы привело не только к положительным изменениям в жизни человечества, но и к отрицательным. Одновременно с достижениями значительных успехов человек интенсивно загрязнял окружающую природу, появились экологические проблемы, о возможности которых в начале 20-го в. никто не задумывался [6]. Наследие В.И. Вернадского дает возможность не только осмыслить происходящие изменения, но и помогает найти способы преодоления проблем, в том числе связанных с деградацией природной среды, в частности с загрязнением гидросферы.

В современной минералогии к минералам принято относить воду в твердом состоянии – лед. В.И. Вернадский считал, что природная вода отвечает большой группе «минералов воды», находящихся в нескольких физических состояниях [1]. Классификация природных вод Вернадского – единственный в мировой практике опыт геохимической систематики вод Земли, построенный на основе учета их химического состава, при этом существенным классификационным признаком являются геологические условия нахождения воды [2].

Результаты изучения динамики химического состава водных объектов Мончегорской техногенной пустоши (МТП) в течение весенне-осеннего периода, предпринятое для исследования возможности снижения поступления тяжелых металлов (ТМ) с данной территории в оз. Имандра, показали целесообразность группировки водных объектов не по степени загрязнения токсичными соединениями, а по геоморфологическим признакам [1].

Характеристика водных объектов, включенных в систему мониторинга.

Группа I – Река *Монча*, вытекает из крупного оз. Мончезеро, которое является источником питьевого водоснабжения г. Мончегорска. В работе использована как эталонный водный источник, обладающий наибольшей буферной емкостью в силу низкой степени загрязнения прилегающей территории и большого объема озера, из которого вытекает река.

Группа II – Объекты, приуроченные к экспериментальной торфяной площадке, расположенной на расстоянии 700 м от источника выбросов. Берега оз. *Опытное* сложены почвоподобным торфяным грунтом, химический состав указанного объекта формируется в результате установления локальных равновесий при взаимодействии торфяного загрязненного грунта с водой, поступающей с прилегающей территории. Оз. *Почвенное* – небольшой водный объект в понижении торфоподобного грунта. Мы полагаем, что химический состав воды в нем близок к составу почвенного раствора.

Группа III – Водотоки – коллекторы химического загрязнения. Река *Кумужья* принимает сток из системы оз. Сопчъявр – Тростниковое, а также поверхностный сток с территории, занятой преимущественно промышленной застройкой с малой долей измененного торфоподобного грунта. Река *Травяная* протекает частично по заболоченной территории и по территории с торфоподобным загрязненным грунтом. Река *Нюдуй* вытекает из с.ч. оз. Нюдъявр и испытывает воздействие как комплекса всех факторов, влияющих на химический состав перечисленных выше объектов, так и процессов трансформации техногенных донных отложений указанного озера.

Для водных объектов выполнен анализ совокупности данных по кислотности проб, содержанию макрокомпонентов (натрий, калий, кальций, магний), тяжелых металлов, в том числе приоритетных экотоксикантов (медь, никель), микрокомпонентов (кобальт, цинк), петрогенных элементов (железо, алюминий) и марганца. В настоящей работе представлены данные по меди и никелю.

Закономерности миграции меди и никеля в водных объектах МТП. Наименее загрязненной является р. Монча, содержание меди и никеля в ней близко к природному уровню за исключением пробы, отобранной в период половодья.

В наибольшей степени загрязнены объекты второй группы. Взаимосвязь химического состава почвенного раствора и воды оз. «Опытное» отражена на графиках изменения концентрации компонентов во времени (рис. 1). В конце зимней межени C_{Ni} и C_{Cu} в оз. «Опытное» существенно выше по сравнению с весенне-осенним периодом. Во время половодья концентрации ТМ в данных объектах резко уменьшаются, очевидно, за счет разбавления талыми водами, вместе с которыми накопившиеся за зимний период соединения ТМ выносятся из оз. «Опытное» в р. Кумужья и далее в оз. Нюдъявр. В летне-осенний период значения концентраций в оз. «Опытное» стабилизируются на уровне 450-550 мкг/л (Ni) и 350-420 мкг/л (Cu), и вновь повышаются к началу зимней межени, что может быть связано с естественным концентрированием за счет уменьшения к этому времени года количества атмосферных осадков. В то же время в октябре концен-

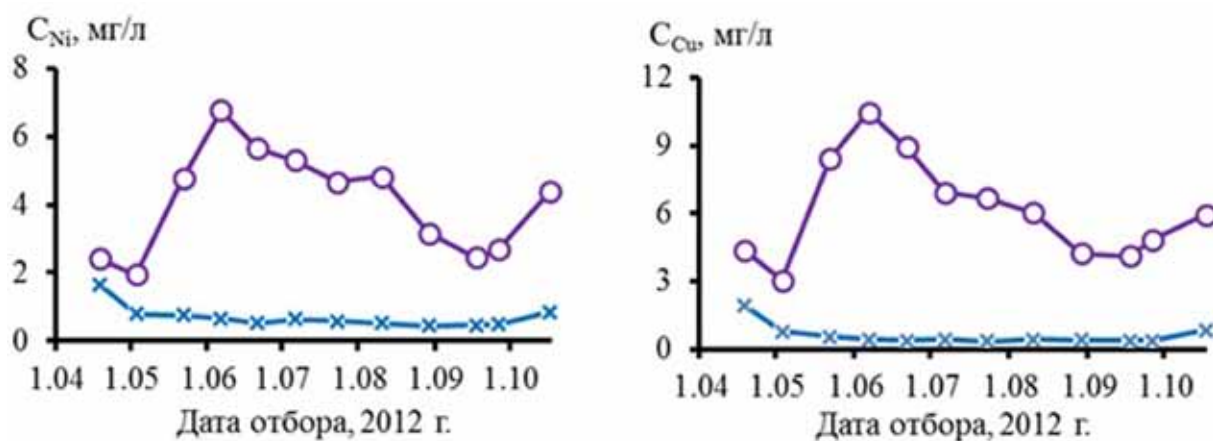


Рис. 1. Изменение содержания компонентов в оз. «Почвенное» (х) и «Опытное» (о)

трации в два и более раза меньше, чем в апреле, что свидетельствует о протекании в зимний период поступления соединений ТМ из почвенного раствора торфяной площадки в прилегающий водоем.

Наиболее вероятной представляется схема, согласно которой легкорастворимые соединения, образующиеся в весенне-осенний период, как при окислении минеральных частиц, так и в результате вытеснения ТМ из почвенного поглощающего комплекса торфоподобного грунта, поступают в почвенный раствор и затем из-за наличия градиента концентраций – в прилегающий к грунту водный объект.

Наибольший интерес с точки зрения снижения выноса ТМ с территории Мончегорской техногенной пустоши в оз. Имандра представляет анализ процессов, влияющих на формирование химического состава р. Нюдуай. Во всех водотоках, включенных в схему мониторинга, зафиксировано согласованное повышение концентрации ТМ в период половодья (рис. 2). Общепринято, что данный процесс обусловлен накоплением загрязняющих веществ снежным покровом. Как показано выше, увеличение концентрации связано и с поступлением в гидросферу экотоксикантов, накопленных в загрязненном грунте. Кроме того, авторами [3] установлена особенность обмена растворимыми химическими компонентами между приконтактным слоем снега и субстратом, на котором снег залегает. Предложена схема, согласно которой снег обогащается химическими веществами в период начала повышения температуры и появления тонких пленок активной воды на поверхности кристаллов льда, что способствует усилению процесса «экстракции» растворимых компонентов из загрязненного грунта. Рекультивация токсичного грунта будет уменьшать вынос ТМ с загрязненной территории, в том числе и за счет создания барьера на пути миграции экотоксикантов из грунта в снег.

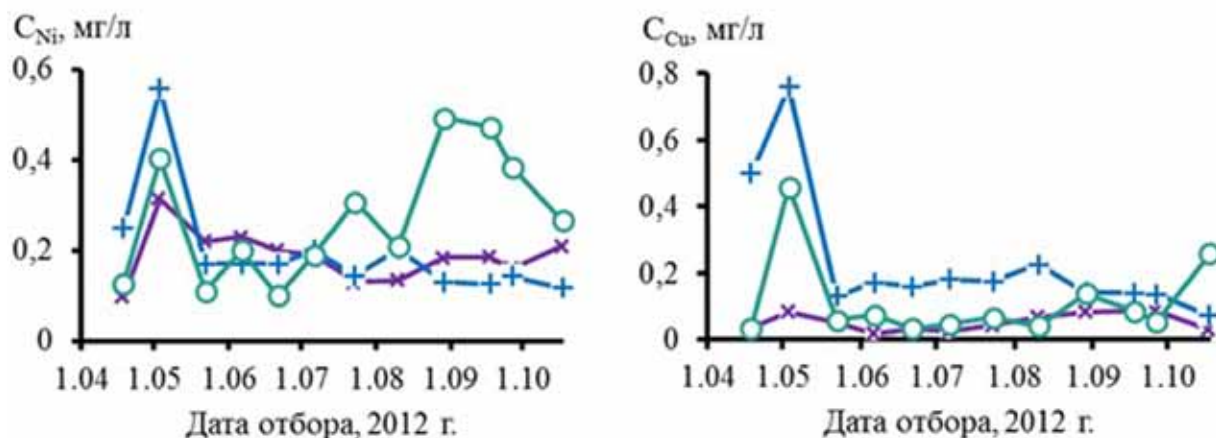


Рис. 2. Изменение содержания компонентов в р. Нюдуай (о), Кумужья (х) и Травяная (+)

В летне-осенний период уровень концентрации меди и никеля в водотоках стабилизируется. Исключением является содержание никеля в р. Нюдуай, значение которого подвержено резким колебаниям, что свидетельствует о влиянии процессов взаимодействия водных потоков с донными отложениями с.ч. оз. Нюдъявр. Результаты исследования донных отложений говорят о протекании в них диагенетических процессов, характерных для природных водоемов. Существенным отличием техногенного озера является участие в диагенезе соединений никеля, который образует аморфный реакционноспособный α -NiS, способный растворяться при изменении физико-химических условий, что проявляется в виде резких колебаний концентрации никеля в р. Нюдуай в весенне-летний период.

Способы ремедиации объектов МТП. В.И. Вернадский относил воду рек, измененных городской и заводской культурой, к «культурным» водам, отмечая, что их значение очень велико в изменении биосферы. Для МТП можно выделить несколько типов таких «культурных» (по современной терминологии – природно-антропогенных) вод. Выбор способа ремедиации будет зависеть, прежде всего, от геологических условий формирования состава воды.

Например, представленные выше данные показали необходимость восстановления растительности на торфоподобном токсичном грунте. Растительный покров помимо выполнения роли своеобразного геохимического барьера способен оказать положительное влияние и на микроциркуляцию воды в системе почва – атмосфера, что, по мнению В.И. Вернадского, является важным стабилизирующим фактором.

В настоящее время разрабатывается технология восстановления растительного покрова на участке техногенной пустоши, непосредственно прилегающем к водному объекту оз. «Опытное». Верхний слой

грунта в исходном состоянии имел низкое содержание макроэлементов (P, K, Ca, Mg), концентрации Cu и Ni в доступных для растений формах составляли 4.6 и 0.5 мг/кг, что соответствует 40 % от валового содержания Cu и 8 % – Ni; pH водной вытяжки грунта составляла 3.6–4.0. На поверхность грунта наносился слой мелиоранта из различных видов горнопромышленных отходов, содержащих карбонаты и силикаты Ca и Mg. Поверх слоя мелиоранта осуществлялся высев семян злаковых растений с применением гидропонной технологии [4]. Также семена были посеяны непосредственно на техногенный грунт, но растения взошли лишь на 5 % площади и погибли в течение первого вегетационного сезона. За 2 года эксперимента на мелиорантах сформировался густой высокий травостой с проективным покрытием около 100 %, а все виды злаков, входящие в него, вступили в генеративную фазу развития, т.е. образовали колосья. Мощность дернины в большой степени определялась наличием слоя мелиоранта и в среднем составляла 7 см. Также в 2012 г. наблюдалось проникновение отдельных корней в техногенный грунт на глубину 1–2.5 см. Таким образом, благодаря применению мелиорантов из горнопромышленных отходов на участке техногенной пустоши осуществлен начальный этап восстановления растительного покрова.

В.И. Вернадский говорил о важности учета биологических факторов («отсутствие или присутствие жизни, ее чрезвычайное развитие или, наоборот, чрезвычайное угнетение» [1]) при классификации измененных человеком, «загрязненных» вод. Биотестирование проб воды выявило корреляцию между суммарным загрязнением и токсичностью. В качестве меры, снижающей уровень загрязнения природно-антропогенной воды, разрабатывается технология иммобилизации ТМ магнезиально-силикатным реагентом на основе серпентиновых минералов [5]. Эксперименты по биотестированию показали, что после обработки реагентом происходит значительное уменьшение токсичности проб воды, в результате внесения реагента происходит не только связывание ТМ в малорастворимые силикаты, но и увеличивается концентрация магния и кремния, присутствие которых снижает токсичность растворенных форм никеля. Установленные факты являются принципиально важными для принятия решений, связанных с применением того или иного способа детоксикации природно-антропогенных водных источников предложенным реагентом. Полученные результаты показывают, что для снижения подвижности тяжелых металлов можно использовать наиболее простую технологию реабилитации, предусматривающую распределение реагента непосредственно в толще воды без последующего удаления отработанного реагента.

Таким образом, в настоящей работе показана целесообразность привлечения классификации природных вод В.И. Вернадского для разработки методологии исследования таких объектов, как гидрологические системы техногенных пустошей, сформировавшихся в импактных зонах металлургических предприятий. Кроме того, при разработке способов противодействия процессам разрушения природной среды необходимо учитывать условия устойчивого функционирования объектов биосферы, сформулированные В.И. Вернадским.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Вернадский В.И. История минералов земной коры. Т. 2. История природных вод. 1933–1936. Вып. 1–3.
2. Геологический словарь: в 2-х томах (под ред. К.Н. Паффенгольца и др.). М.: Недра, 1978. Т. 1.
3. Макаров В.Н., Федосеев Н.Ф., Федосеева В.И. Геохимия снежного покрова Якутии. Якутск: Ин-т мерзлотоведения СО АН СССР, 1990. 152 с.
4. Патент РФ № 2393665, 20.01.2009. Иванова Л.А., Котельников В.А. Способ создания экологически чистого покрытия и питательная среда для его выращивания // Патент России № 2393665. 2009. Бюл. № 2.
5. Применение магнезиально-силикатного реагента для очистки от тяжелых металлов природно-антропогенных водных источников, расположенных в зоне воздействия ОАО «Кольская ГМК» (площадка Мончегорск) / Кременецкая И.П., Лашук В.В., Волочковская Е.Ю., Дрогобужская С.В., Морозова Т.А. // Цветные металлы. 2012. № 7. С. 35–40.
6. URL: <http://www.tstu.ru/win/kultur/nauka/vernad.htm>(дата обращения 01.03.2013).

ИНСТРУМЕНТАРИЙ ДЛЯ СОХРАНЕНИЯ ОПИСАТЕЛЬНОЙ ИНФОРМАЦИИ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО КОЛЛЕКЦИОННОГО МАТЕРИАЛА

Кувшинова Л.А.¹, Куприянова И.И.², Кувшинова К.А.¹, Клименцова Н.И.¹

¹ Московское отделение РМО; ² ФГУП ВИМС, Москва, kaelmo@yandex.ru

Современный этап развития информационных технологий позволяет решить одну из главных задач геологии – создание единой информационной системы (ЕИС) геологических коллекционных материалов.

Геологические коллекционные материалы, включающие образцы каменного материала, керн, пробы нефти, воды, газа, геологические коллекции различного назначения, дубликаты проб, шлифы и т.п. являются единственным источником объективных и достоверных сведений о составе геологических тел, а также единственным предметом идентификации природных геологических объектов с информацией, полученной в ходе их изучения.

Информационная ценность геологических материалов обусловлена, помимо возрастания роли информации в современном обществе, удорожанием и сокращением объемов полевых работ, трудностью и дороговизной сбора каменного материала, утратой доступа ко многим объектам. Более того, в связи со сменой экономических условий происходит уничтожение каменного материала, содержание которого не обеспечено ни нормативными документами, ни средствами финансирования. При сборе информации особое значение придается обеспечению полноты сбора первичной геологической информации. ЕИС позволит не только сохранить уникальный каменный и связанный с ним информационный материалы, значительно расширить круг пользователей, но и обеспечить максимальную эффективность анализа накопленных данных.

Вместе с тем, геологическая информация, содержащаяся в накопленном материале, в значительной части не востребована из-за низкой степени систематизации, разрозненности хранилищ каменных и архивных материалов, отсутствия доступного аппарата поиска и получения информации. Многочисленные попытки сбора и хранения информационного материала, несмотря на широкую компьютеризацию в последние годы, не являются достаточно эффективными и не приводят к качественно новому результату – созданию ЕИС. Более того, стихийная систематизация накопленной информации, породила дополнительную проблему – проблему доступа к оцифрованной информации. Оцифровка информации с использованием разнообразных программных средств, препятствует объединению информационных массивов.

Отсутствие перспективных решений проблемы сбора и хранения информации по каменному материалу связано не только с особенностями информационной инфраструктуры накопленного материала: высокая степень рассеянности первичного материала, описательный характер геологической информации и т.д.; но и с особенностями современного этапа развития информационных технологий, связанного с появлением персонального компьютера. Учитывая вышесказанное, нами разработана технология территориально распределенной информационной системы кластерного типа (ТРИСкт), основанная на принципе первичности информации и предназначенная для отдельного специалиста, владеющего эксклюзивным объемом информации («источник информации»). Именно подход, основанный на первичности информации, позволяет навести мосты между информацией, оцифрованной в различных форматах.

Сбор материала осуществляется «кластерами» на местах, максимально приближенных к «источнику информации», с образованием клиентского рабочего места (КРМ), на стандартном аппаратном и программном обеспечении. Предлагаемая технология, основанная на выделении «источников информации», позволяет выстраивать определенный объем информации (кластер) в локальную базу данных (ЛБД). ЕИС представляет собой сумму кластеров. Информационная система, созданная на основе первичности информации может включать информацию разного характера: от геологической до космической, от исторической до современной. Как следствие, открывается путь к созданию комплексной информационной системы по всем областям знаний.

Реализацию обеспечивает разработанные в рамках технологии ТРИСкт два программных приложения, опробованных в виде пилотных проектов и разработанный инструментарий. Приложение «Администратор» – управляющий блок, создающий общую структуру для информационной системы и различные модели клиентских рабочих мест – КРМ. Приложение «КРМ» – проводит обработку исходной информации с помощью инструментария, формируя ЛБД. Инструментарий включает:

- построение кластера,
- построение мостов между форматом исходной информации и стандартами технологии ТРИСкт,

- создание справочников из описательной информации,
- увязка справочников с текстом,
- унификация терминов,
- построение запросной системы,
- дополнительные возможности (ввод информации, коррекция, работа над ошибками и защита информации).

Использование разработанного инструментария для обработки исходной информации приводит к ЛБД, которая позволяет проводить поиск и выборку требуемой информации. Обработанную информацию, через соответствующий интерфейс, можно добавить в другие базы данных. В рамках ТРИСкт возможно объединение различных ЛБД в ЕИС. Апробация инструментария проводилась на текстовом материале, оцифрованном на основе различного программного обеспечения (*.txt, *.doc, *.xls, *.dbf).

Практическое использование разработанного инструментария в рамках ТРИСкт было проведено при формировании кластера информации бериллиевых месторождений на базе описательной информации каменного материала из фонда ВИМСа (Россия и ближнее зарубежье) [1]. В качестве «источника информации» был использован электронный каталог, сформированный И.И. Куприяновой на основе каменного материала, собранного и описанного сотрудниками ВИМСа, изучавшими с 1956 г. месторождения бериллия под руководством А.И. Гинзбурга и Н.П. Заболотной.

Процесс обработки исходной описательной информации с использованием разработанного инструментария варьирует в зависимости от предоставленного оцифрованного материала, но всегда начинается с анализа исходного материала для приведения исходной информации к стандартам технологии ТРИСкт. Анализ исходного оцифрованного материала отводится особая роль, т.к. принцип первичности информации является фундаментальной особенностью разработанной технологии. Информационный материал, как правило, характеризуется большим структурно-терминологическим разнообразием, и дальнейшая обработка информации проводится в стандартах технологии ТРИСкт с использованием разработанного инструментария.

Построение кластера. Анализ информации, проведенный автоматизировано, с использованием этого инструмента позволяет выделить разнотипность исходной информации и при желании распределить весь материал по нескольким кластерам.

Построение мостов между форматом исходной информации и стандартами технологии ТРИСкт. Разработка этого инструмента была продиктована сегодняшним состоянием первичной информации. В настоящее время существует большое количество оцифрованной описательной текстовой информации, накопленной в виде информационных файлов в отдельных областях знаний разного объема, назначения и расширения (*.txt, *.doc, *.xls, *.dbf, *.tab и др.), и представленной, как правило, в табличной форме с разнообразной структурой оцифровки и часто имеющей вид псевдотаблицы. Наведение мостов между разнообразными форматами и разной структурой оцифровки возможно при преобразовании исходной оцифрованной информации в простую таблицу. Такое преобразование возможно в ручном режиме. Однако для больших объемов информации этот процесс очень трудоемкий, сложный и, главное, чреват накоплением ошибок. Анализ доступной нам текстовой информации в виде информационных файлов привел к созданию интерфейса для преобразования текстов первичной информации, оцифрованной в несовместимых форматах и разнообразных структурах оцифровки, в правильную таблицу. Этот процесс является итерационным и заключается в накоплении операций преобразования над оцифрованным текстом.

После проведения автоматизированной формальной проверки содержания информационных файлов, которая позволяет исключить дублирующие и пустые файлы, составляется полный список рубрикаций собранных таблиц, которые зачастую имеют один смысл, но отличаются написанием. Неоднозначность, повторы, избыточность исходной информации особенно ярко проявляется при увеличении объема оцифрованной информации и является следствием неформализованности терминологии и невозможности в фиксированном формате собрать наиболее полно, достоверно и доступно описательную информацию. С другой стороны, многие отклонения от стандартов диктуются визуальным удобством. Проведенный анализ позволяет объединить различные рубрикации по смыслу и сформировать объединенный файл, где рубрикации однозначны и в столбцах находится информация в соответствии с рубрикацией. Получение простой таблицы из оцифрованной информации позволяет реализовать технологию структурирования информации.

Создание справочников из описательной информации. С использованием этого инструмента проводится реализация технологии структурирования информации, содержащейся в объединенном фай-

ле. Она основана на использовании понятийных списков, создаваемых формально из исходного текста с помощью различных механизмов автоматизации: учета наличия или отсутствия разделителей в записях, наличия ключевых слов или понятий в тексте. Прием фрагментации позволяет создать справочники четырех типов.

1. Справочник групп, включающий разнообразные понятия, формируется как из рубрикации структурированной части, так и из текстовой описательной информации файла.
2. Иерархический справочник формируется автоматизировано, используя справочник групп и исходный текст. Он представляет собой систему ссылочных отношений один ко многим. Здесь роль одного играет ключевое слово или понятие, а многих – название данного понятия.
3. Простой справочник представляет собой список названий, формально несвязанных с понятием. Формируется из смысловой части оставшейся информации.
4. Для оптимизации алгоритма формализации обеспечена возможность создания вспомогательных справочников.

Увязка справочников с текстом. Созданные справочники, используя этот инструмент, увязываем с соответствующими записями объединенного файла, и фактически получаем локальную базу данных.

Унификация терминов. Унификация терминологии выполняется на разных этапах создания кластера информации, начиная с упорядочивания рубрикации при формировании объединенного файла и заканчивая формированием справочников, ввиду огромного текстового многообразия в исходном материале.

Построение запросной системы. Предложенный подход к построению кластера информации, основанный на первичности информации с использованием инструментария, дает возможность создавать глубокую многоуровневую поисковую систему.

Дополнительные возможности (ввод информации, коррекция, работа над ошибками и защита информации). В результате проведенного структурирования выяснилось, что оцифрованная текстовая информация зачастую содержит неоднозначную рубрикацию понятий, грамматические, символные и технические ошибки. Разработанный инструментарий на разных этапах создания кластера информации позволяет оптимально решать многие вопросы, связанные с временными изменениями, с человеческим фактором при оцифровке информации и защитой эксклюзивной информации. Используя функциональные возможности нашей технологии, можно расширять и углублять обработку исходной информации. Помимо унификации проводить коррекцию и создание тематических и внутренних справочников, работу над ошибками и защиту информации. Разработанная технология создания единой информационной системы позволяет работать не только с уже оцифрованной в различных компьютерных технологиях текстовой информацией, но также осуществлять ввод первоначальной информации в табличный формат ТРИСкт.

В заключении отметим, что разработанный инструментарий является актуальным, он позволяет объединить уже оцифрованную разрозненную информацию в единый распределенный банк каменного материала, не требуя унификации понятийной базы при первоначальной оцифровке информации для разнородных объектов, описываемых несопоставимыми между собой классификаторами.

Созданный с использованием разработанного инструментария кластер информации представляет собой автономный локальный банк, что дает возможность, используя первичную информацию, создавать производную информацию для решения необходимых задач.

На основе предложенного инструментария построения кластера информации по каменному материалу бериллиевых месторождений России и ближнего зарубежья можно формировать любые кластеры из оцифрованной описательной информации, формируя ЛБД и добавлять в ТРИСкт без ограничений, превращая ее в ЕИС.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Кувшинова Л.А., Куприянова И.И., Кувшинова К.А. и др. Создание информационного кластера бериллиевых месторождений на базе описательной информации каменного материала из фонда ВИМСа (Россия и ближнее зарубежье) // Матер. Годичного собрания РМО и Федоровской сессии 2012. СПб. 2012. С. 368-370.

ОБРАЗОВАНИЕ СРОСТКОВ СУЛЬФИДНЫХ МИНЕРАЛОВ ВО ВКРАПЛЕННЫХ РУДАХ ПЕЧЕНГИ И ИХ ВЛИЯНИЕ НА ТЕХНОЛОГИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА

Нерадовский Ю.Н.¹, Лихачева С.В.²

¹ГИ КНЦ РАН, Апатиты, nerad@geoksc.apatity.ru

²Кольская ГМК, LikhachevaSV@kolagmk.ru

Вкрапленные руды в серпентинитах являются сырьем обогатительной фабрики ГМК «Печенгани-кель». В настоящее время основной объем вкрапленных руд поступает со Ждановского месторождения, которое связано с крупным габбро-верлитовым массивом. Вкрапленные руды слагают мощные залежи в серпентинизированных перидотитах. Главными породообразующими минералами руд являются: серпентин, оливин, хлорит, пироксен и амфибол. Рудные минералы представлены пирротинном, пентландитом, халькопиритом и магнетитом. Сульфидная вкрапленность имеет размеры менее 1 мм. Преобладающая текстура руд – вкрапленная, реже пятнисто-вкрапленная. По содержанию сульфидов вкрапленности руды разделяют на два типа – рассеянно-вкрапленные (5-15 %) и густо-вкрапленные (более 20 %). Первый тип составляет более 90 % руд.

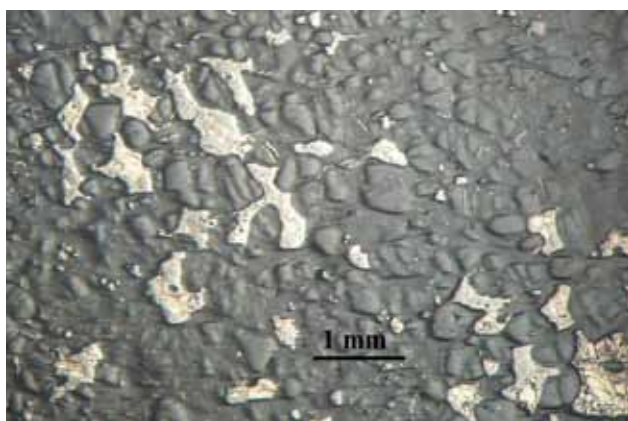


Рис. 1. Первичная сидеронитовая текстура вкрапленной руды в слабо серпентинизированном перидотите. Видны реликты оливина, частично замещенного серпентином.

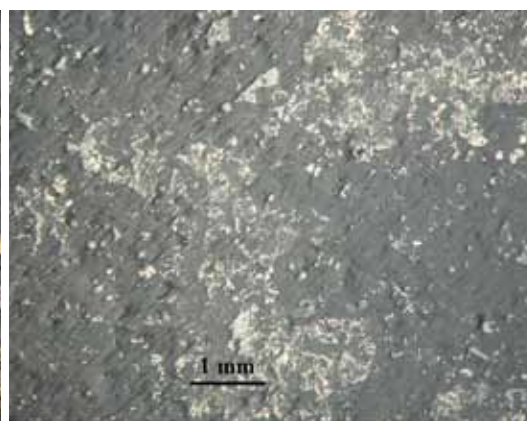


Рис. 2. Вторичная «тканевая» текстура вкрапленных руд в сильно серпентинизированном перидотите.

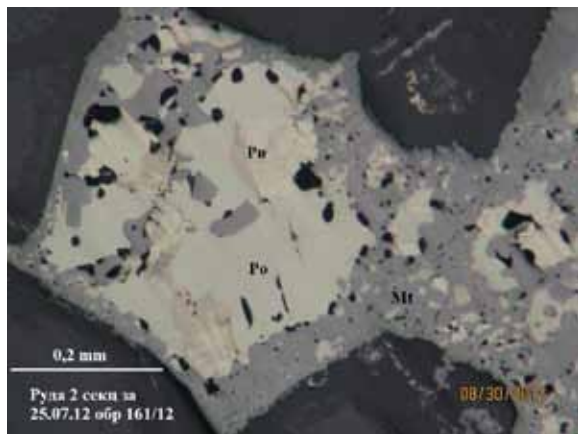


Рис. 3. Первая стадия замещения первичной вкрапленности: выделение магнетита (Mt) по пирротину (Po) и пентландиту (Pn) в виде кайм и прожилков.

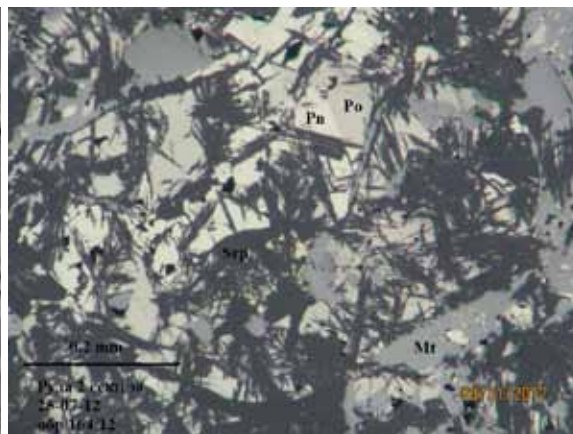


Рис. 4. Вторая стадия замещения первичной вкрапленности: серпентин (Srp) образовал сетчатые вроски в пирротине (Po) и пентландите (Pn).

Согласно классификации руд [2] и морфологических разновидностей вкрапленности [1] выделяется сингенетическая и эпигенетическая вкрапленность. В процессе метаморфических изменений ультраосновных пород и вкрапленных руд в условиях зеленосланцевой фации происходила серпентинизация оливина и метасоматическое замещение первичных сульфидов метаморфическими минералами – серпентином и магнетитом, а также переотложение сульфидов и формирование вторичной эпигенетической вкрапленности (рис. 1, 2).

Характер метаморфических изменений играл большую роль в формировании минерального состава и структур вкрапленных руд, влияющих на технологические свойства. В связи с этим важно рассмотреть

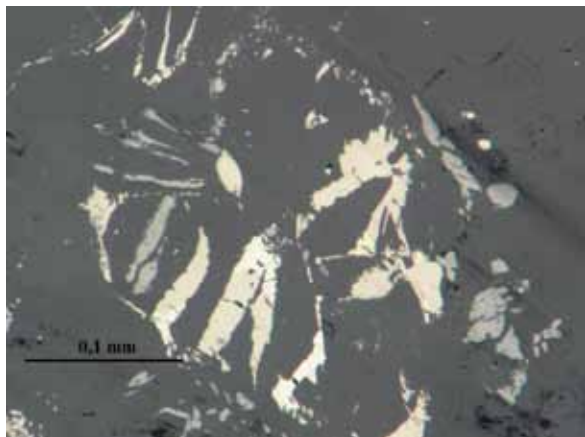


Рис. 5. Вторичная переотложенная вкрапленность сульфидов (белое) в серпентините.

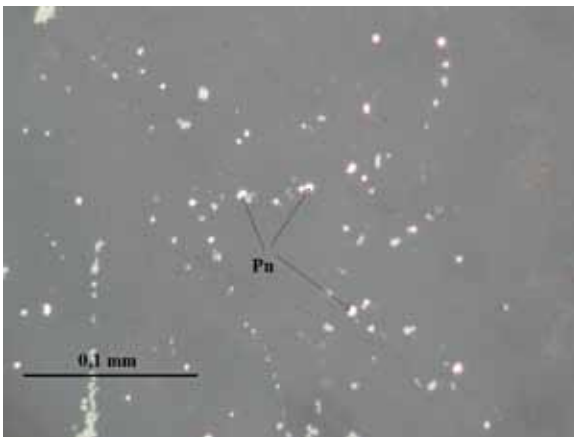


Рис. 6. Вторичная эмульсионная вкрапленность пентландита (Pn) в серпентините.

типы сростаний сульфидных минералов с силикатами и магнетитом. По нашим данным, изменение первичной сульфидной вкрапленности происходило в две стадии: на первой стадии сульфиды метасоматически замещались магнетитом (рис. 3), на второй стадии – серпентином и хлоритом (рис. 4). Вторая стадия замещения сопровождалась интенсивным переотложением сульфидов и образованием вторичной вкрапленности (рис. 5), в том числе тонкой вкрапленности пентландита в серпентине (рис. 6).

Таким образом, во вкрапленных рудах можно выделить четыре основных типа сростков, ухудшающих технологические свойства.

Сростки сульфидов с магнетитом. Это хорошо выраженный тип сростков, постоянно присутствующий в сингенетической вкрапленности, образованный вследствие замещения первичной вкрапленности в перидотитах магнетитом. Он характеризует степень изменения вкрапленных руд. В составе сростков могут присутствовать все сульфиды, но преимущественно находятся пирротин и пентландит, нередко отмечается самородная медь. Количество сульфидов в магнетите сильно варьирует. Включения сульфидов в магнетите изолированы и качество руды пониженное.

Сетчатые сростки сульфидов с серпентином и хлоритом. Сетчатые сростания характерны для стадии замещения сингенетической вкрапленности серпентином или хлоритом таблитчатой (или пластинчатой) формы. Соотношение серпентина и хлорита с сульфидами в сростках широко варьирует. Интерстициальная масса сульфидов в этих сростках обычно соответствует среднему составу первичной вкрапленности, но нередко представлена только халькопиритом. Преимущественно сростки сульфидно-силикатные, но может присутствовать в небольшом количестве магнетит. Сетчатые сростки характеризуют усложнение структуры сульфидной вкрапленности и ухудшение обогатимости руд.

Сростки сульфидов с тонкозернистыми разностями серпентина представляют вторичную (переотложенную) вкрапленность сульфидов. Пространственно эта вкрапленность ассоциирует с сетчатыми сростками. Морфология сульфидов в сростках сложная, но границы ровные, ступенчатые. Внутреннее строение характеризуется незакономерной разнообразной вкрапленностью и прожилками сульфидов в серпентине, нередко присутствует магнетит. Сульфидная часть сильно варьирует по составу, может состоять из пирротина, пентландита или халькопирита и сростков из них. Сульфидные минералы не содержат включений. Серпентин представлен преимущественно тонкокристаллическими разновидностями типа хризотила или офита. Вторичная вкрапленность имеет более мелкие размеры, чем первичная, поэтому качество руд ухудшается.

Сростки пентландита с серпентином офитовой структуры возникают на месте оливина, при замещении его серпентином. Размеры пентландита около 1-2 мкм, распределение равномерное, группами или цепочками вдоль прожилков серпентина по оливину. В составе включений могут присутствовать халькопирит и пирротин, а также магнетит, но преимущественно наиболее тонкие включения образует пентландит. Развитие тонковкрапленного пентландита ухудшает качество руды.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Горбунов Г.И., Яковлев Ю.Н., Астафьев Ю.А. и др. Атлас текстур и структур сульфидных медно-никелевых руд Кольского п-ова. Л.: Наука, 1973. 177 с.
2. Горбунов Г.И., Гончаров Ю.В., Корчагин А.У. и др. Медно-никелевые месторождения Печенги. М.: ГЕОС, 1999. 236 с.



фоторепортаж











Содержание

От редактора	3
------------------------	---

ИСТОРИЯ НАУКИ

Войтеховский Ю.Л. Вернадский В.И. и Юшкин Н.П.: два взгляда на проблему жизни	5-7
Петров В.П., Макарова Е.И., Токарев А.Д. Академик А.Е. Ферсман и создание горно-химической промышленности на Кольском п-ове: к 130-летию со дня рождения А.Е. Ферсмана	7-12
Асхабов А.М., Иевлев А.А. Кольский и Коми: академические взаимодействия	13-16
Борисова В.В., Волошин А.В. Новые поступления в коллекцию Музея геологии и минералогии им. И.В. Белькова Геологического института КНЦ РАН в 2012 г.	16-20
Даувальтер В.А. В.И. Вернадский о роли воды в истории Земли и жизни	21-23
Иевлев А.А. Закономерности освоения недр Европейского Севера России: уроки истории	24-29
Магидов С.Х. Социальные аспекты естественнонаучного мировоззрения и эволюция представлений о возрасте Земли	30-33
Подгорбунская Т.И. Архивные документы о геологоразведочных работах в Ловозерских тундрах в 1930-х годах	33-38
Сушкин Л.Б. К 20-летию открытия крупнейших платиновых самородков Тихоокеанского региона	38-42
Черненко В.В., Кандинов М.Н. В.И. Вернадский в Московском императорском университете (1889-1911)	42-46

ГЕОЛОГИЯ И ГЕОФИЗИКА

Акименко М.И., Когарко Л.Н., Сорохтина Н.В. Первые данные по петрологии, геохимии и минералогии недавно открытого проявления щелочного магматизма Кандалакшского района.	48-50
Ветрин В.Р., Ковалевский М.В., Серов П.А. Геохимические и изотопно-геохимические критерии корреляции архейского комплекса Кольской сверхглубокой скважины СГ-3 с породами окружения	51-55
Егоров К.Н., Иванов А.В. Новые данные по $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ возрасту лампроитов Ингашинского поля и докембрийской россыпной алмазности Восточного Присяня	56-58
Егоров К.Н., Мельников А.И. Геологическое строение, структура околотрубочного пространства и последовательность формирования системы кимберлитовых тел трубки «Удачная» (Якутия)	58-61
Жирова А.М. Влияние ультразвуковых колебаний на остаточную намагниченность железистых кварцитов Оленегорской рудной структуры	62-65
Зинчук Н.Н. Об особенностях палеотектонического развития и возможных проявлений кимберлитового магматизма Юго-Восточного Беломорья	65-68
Зинчук Н.Н. Условия накопления и постседиментационного преобразования глинистых минералов в отложениях терригенной формации	69-72
Зозуля Д.Р. Лампроиты Лаврентии-Балтики как индикаторы формирования обогащенных мантийных резервуаров в раннем докембрии	72-75
Каменский И.Л., Каулина Т.В., Икорский С.В. Изотопный состав гелия в минералах из мелилит-оливин-кальцитового пегматита Ковдорского массива (Кольский п-ов)	75-78
Козлов Е.Н., Арзамасцев А.А. Оценка механизма и масштабов метасоматического массопереноса в пределах зон контактово-реакционного взаимодействия щелочно-ультраосновных комплексов с карбонатами (на примере массива Озёрная Варака, Кольский п-ов)	78-81
Козлов Н.Е., Мартынов Е.В., Сорохтин Н.О. Использование новых подходов при реконструкции обстановок формирования протолитов раннедокембрийских комплексов	82-85
Кочетков О.С., Михайленко Ю.В., Иванов Н.Ф., Анисимова С.А. Характеристика пластовых строматолитов <i>Stratifera flexurata</i> Kom. (Каруярвинская свита п-ова Средний, Северное побережье Кольского п-ова)	85-88
Куликов В.С., Куликова В.В. К вопросу о строении западной части Куолярвинской палеопротерозойской структуры (СЗ Россия – СВ Финляндия)	89-92
Пожиленко В.И. К проблеме метаморфизма гнейсов Ёнского сегмента СЗ Беломорского подвижного пояса	92-96
Сим Л.А., Жиров Д.В., Маринин А.В. История и результаты изучения тектонических напряжений Кольского региона полевыми тектонофизическими методами	96-99
Сироткин А.Н. Среднепалеозойский гранитоидный магматизм архипелага Шпицберген	99-103
Скуфьин П.К., Баянова Т.Б., Елизаров Д.В., Серов П.А. Новые изотопно-геохимические данные по разрезу вулканитов Печенгской структуры	103-107

Сушкин Л.Б. Новая крупная позднемезозойская астроблема Западной Пацифики	108-111
Филатова В.Т. Условия заложения деформационно-магматических структур Северо-Востока Балтийского щита в раннем докембрии.	111-113

МЕСТОРОЖДЕНИЯ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ

Абрамов В.В., Кузнецов В.С. Особенности распределения редкоземельных элементов в металлоносных углеродистых сланцах оскольской серии Рыльской структуры КМА	115-117
Барабашева Е.Е. Биогеохимическая ассоциируемость рудообразующих элементов в качестве поисковых предпосылок	118-121
Вихко А.С. Поиски золота по вторичным литохимическим ореолам рассеивания в южной части зеленокаменного пояса Хатту, Восточная Финляндия.	121-124
Дудкин О.Б. Редкие земли Хибинского массива.	124-127
Еремин Г.М. Изучение особенностей и закономерностей изменения свойств пород от генезиса до разработки месторождения и техногенного складирования отходов	127-131
Захаров Д.О., Шпаченко А.К., Сорохтина Н.В., Когарко Л.Н. Петролого-геохимические особенности пород комплекса щелочных гранитов массива Гремяха-Вырмес	131-134
Ильченко В.Л. Поиск источника рудоносных ксенолитов на примере Фёдорово-Панского массива, Кольский п-ов	135-138
Калашников А.О., Сохарев В.А., Иванюк Г.Ю., Михайлова Ю.А., Пахомовский Я.А., Коноплева Н.Г., Яковенчук В.Н., Горяинов П.М., Базай А.В. Трехмерное минералогическое картирование – инструмент для оптимизации разработки Ковдорского месторождения магнетита, апатита и бадделита.	138-141
Калинин А.А. Золотоносная молибден-урановая минерализация Салла-Пана-Куоляярвинской зоны	142-147
Карпов С.М., Волошин А.В., Савченко Е.Э. Две ветви ванадиевой минерализации в докембрийских колчеданных месторождениях Феноскандинавского щита	147-151
Кудряшов Н.М., Лялина Л.М., Апанасевич Е.А. Время формирования редкометалльных пегматитов месторождения Васин-Мыльк, Кольский п-ов.	151-156
Кулешевич Л.В., Лавров О.Б. Типоморфные минеральные ассоциации золоторудных месторождений и проявлений Карелии.	156-159
Лашук В.В., Бибииков Б.И., Усачева Т.Т., Глушников А.А., Хмель А.А. Габбро Нясюкского дайкового комплекса – высококачественное сырье для производства строительных материалов	160-163
Нигай Е.В. Золоторудный потенциал и перспективы развития золоторудной отрасли Хабаровского края	163-166
Нигай Е.В. Золоторудный потенциал Амурской области и перспективы развития золоторудной отрасли	166-169
Парада С.Г., Столяров В.В. Минералогические и геохимические признаки платиноносности северного фланга Тырныаузского W-Mo месторождения, Кабардино-Балкарская Республика	169-172
Радомский С.М., Радомская В.И. Гранулометрический состав золотосодержащих фракций Покровского месторождения Верхнего Приамурья	173-175
Тележкин А.А., Чернявский А.В. Типы газово-жидких включений в золоторудных проявлениях Имандра-Варзугской и Пана-Куоляярвинской структурных зон.	176-181
Фомина Е.Н., Елизарова И.Р., Калашников А.О., Михайлова Ю.А. Пахомовский Я.А., Яковенчук В.Н., Иванюк Г.Ю. Закономерности распределения редкоземельных металлов в щелочных гранитах и апогнейсовых метасоматитах Западных Кейв	181-185
Чернявский А.В., Волошин А.В., Войтеховский Ю.Л. Сульфиды меди и железа в золоторудных проявлениях Панареченской вулканогенно-тектонической структуры, Кольский регион	185-188
Шипилов Э.В. Как формировались месторождения-гиганты углеводородов на Баренцевоморском обрамлении Кольского региона, Восточно-Баренцевский мегапрогиб	188-191

ОБЩАЯ И ГЕНЕТИЧЕСКАЯ МИНЕРАЛОГИЯ

Борисов С.В., Магарилл С.А., Первухина Н.В. Кристаллографический анализ природных сульфидов тяжелых металлов рухселита, фельберталита, марруччиита	193-195
Иванюк Г.Ю., Баянова Т.Б., Базай А.В., Горяинов П.М. О закономерностях эволюции редкоземельных элементов в породах полосчатой железорудной формации по данным изучения циркона	196-199
Каржавин В.К. Карбонаты как источник образования графита и алмаза	199-202
Коноплева Н.Г., Иванюк Г.Ю., Пахомовский Я.А. Михайлова Ю.А., Яковенчук В.Н., Калашников А.О. Ринкитовая минерализация Хибинского щелочного массива	202-205

Меньшиков Ю.П., Михайлова Ю.А., Пахомовский Я.А., Яковенчук В.Н., Иванюк Г.Ю. Минералы группы цирконолита-циркелита из ксенолитов контактово-измененных вулканогенно-осадочных пород в нефелиновых сиенитах Хибинского и Ловозёрского массивов, Кольский п-ов	206-209
Онуфриенок В.В. Влияние стехиометрии на распределение атомов примеси в структуре пирротина месторождений Панимба и Благодатное	209-211
Пахомовский Я.А., Иванюк Г.Ю., Яковенчук В.Н. Состав, свойства и генезис лопарита-(Ce) в породах расслоенного комплекса гг. Карнасурт и Кедыквырпах, Ловозёрский массив	212-214
Ракин В.И. Частоты встречаемости реальных октаэдров алмаза	215-218
Войтеховский Ю.Л. Реальные октаэдры алмаза и ромбододекаэдры граната (примечание к статье В.И. Ракина)	219-220
Степенщиков Д.Г., Войтеховский Ю.Л. Трансформация гигантских фуллеренов	220-222
Степенщиков Д.Г., Войтеховский Ю.Л. Реальные кристаллографические формы циркона	222-225
Яковенчук В.Н., Иванюк Г.Ю., Кривовичев С.В., Пахомовский Я.А., Селиванова Е.А., Житова Е.С., Михайлова Ю.А., Калашникова Г.О. Карбонато-титаносиликаты ряда тундрит-(Ce) – чильманит-(Ce) из щелочного пегматита в фенитизированных амфиболитах г. Чильмана	226-228

ТЕХНОЛОГИЧЕСКАЯ И ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНАЯ МИНЕРАЛОГИЯ

Гришин Н.Н. Газотранспортные реакции в обогащении руд и концентратов.	230-231
Гришин Н.Н., Иванова А.Г., Нерадовский Ю.Н., Войтеховский Ю.Л. Методы переработки кианитовой руды Кейвского месторождения	231-234
Гришин Н.Н., Ракитина Е.Ю., Касиков А.Г., Нерадовский Ю.Н., Калинин В.Т., Войтеховский Ю.Л. К вопросу об использовании титаномагнетита Хибинского месторождения	234-237
Гуревич Б.И., Калинин А.М., Калинин Е.В., Тюкавкина В.В., Серова Е.С. Влияние состава механоактивированной композиции портландцемент – нефелин на ее вяжущие свойства.	237-240
Дрогобужская С.В. Опыт применения масс-спектрометрии с индуктивно-связанной плазмой для анализа геологических объектов.	241-243
Елизарова И.Р., Баянова Т.Б., Екимова Н.А., Серов П.А., Горьковец В.Я. Масс-спектрометрический анализ с индуктивно-связанной плазмой (ELAN 9000 DRC-e) сульфидных минералов и железных руд	243-246
Калашникова Г.О., Селеванова Е.А., Чернятьева А.П., Кривовичев С.В., Яковенчук В.Н., Пахомовский Я.А., Иванюк Г.Ю. Новый каркасный титаносиликат серебра на основе протонированного кукисумита и перспективы его использования в радиохимических технологиях.	247-250
Калинкин А.М., Гуревич Б.И., Мазухина С.И., Калинин Е.В., Тюкавкина В.В. Влияние атмосферы механоактивации и добавки кальцита на вяжущие свойства магнезиально- железистого шлака: экспериментальное и термодинамическое моделирование	250-253
Касиков А.Г., Арешина Н.С., Нерадовский Ю.Н. Применение минералогических исследований при разработке схем утилизации промежуточных продуктов и отходов газоочистки медного производства	254-257
Кременецкая И.П., Кубачина Э.Е., Слуковская М.В., Дрогобужская С.В., Лащук В.В. Влияние геоморфологии объектов гидрогеологической системы Мончегорской техногенной пустоши на формирование «минералов» природной воды.	257-260
Кувшинова Л.А., Куприянова И.И., Кувшинова К.А., Клименцова Н.И. Инструментарий для сохранения описательной информации геологического коллекционного материала	261-263
Нерадовский Ю.Н., Лихачева С.В. Образование сростков сульфидных минералов во вкрапленных рудах Печенги и их влияние на технологические свойства.	264-265
ФОТОРЕПОРТАЖ	266-270

ГЕОЛОГИЯ И ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ КОЛЬСКОГО РЕГИОНА
Труды X Всероссийской (с международным участием) Ферсмановской научной сессии,
посвящённой 150-летию со дня рождения акад. В.И. Вернадского

г. Апатиты
7-10 апреля 2013 г.

Рекомендовано к печати Учёным советом Геологического института КНЦ РАН
и Советом Кольского отделения РМО

Научное некоммерческое издание выпущено при финансовой поддержке
Российского фонда фундаментальных исследований, грант 13-05-06007-г

Отпечатано в ООО К & М

184209 г. Апатиты Мурманской обл., ул. Ферсмана, д. 17 а
тел. / факс (881555) 77329

Тираж 100 экз.

