



*Труды XIII Всероссийской (с международным  
участием) Ферсмановской научной сессии,  
посвящённой 50-летию Дня геолога*

*г. Апатиты, 4-5 апреля 2016 г.*

*Геологический институт КНЦ РАН  
Российское минералогическое общество  
Комиссия по истории, Кольское отделение*

*РЕГИОНАЛЬНАЯ ГЕОЛОГИЯ, МИНЕРАЛОГИЯ  
И ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ  
КОЛЬСКОГО ПОЛУОСТРОВА*



*Труды XIII Всероссийской (с международным участием)  
Ферсмановской научной сессии, посвящённой  
50-летию Дня геолога*

*Апатиты, 4-5 апреля 2016 г.*

*Апатиты, 2016*

УДК 55 + 553 (470.21)  
ISSN 2074-2479

**Региональная геология, минералогия и полезные ископаемые Кольского полуострова. Труды XIII Всероссийской (с международным участием) Ферсмановской научной сессии, посвящённой 50-летию Дня геолога. Апатиты, 4-5 апреля 2016 г. / Гл. ред. Ю.Л. Войтеховский. – Апатиты: Изд-во К & М, 2016. – 362 с.**

В сборнике представлены материалы XIII Всероссийской (с международным участием) Ферсмановской научной сессии, прошедшей в Геологическом институте КНИЦ РАН 4-5 апреля 2016 г. и осветившей новейшие результаты исследований по темам: История освоения Кольского п-ова; Региональная геология, геофизика и геохимия; Месторождения полезных ископаемых; Общая и генетическая минералогия, кристаллография; Технологическая минералогия; Геоэкология; Наука и образование (доклады преподавателей базовой кафедры «Геология и полезные ископаемые» АФ МГТУ). Ряд статей принят к публикации в форме заочного участия. Издание представляет интерес для геологов широкого профиля, аспирантов и студентов геологических и геофизических специальностей.

Научная сессия прошла при финансовой поддержке Отделения наук о Земле РАН

Главный редактор: проф., д.г.-м.н. Ю.Л. Войтеховский

Редакторы секций: История и методология науки – проф., д.г.-м.н. Ю.Л. Войтеховский; Региональная геология, геофизика и геохимия – к.г.-м.н. Т.В. Рундквист, к.г.-м.н. П.В. Припачкин; Месторождения полезных ископаемых – к.г.-м.н. А.В. Мокрушин; Геоэкология – д.г.н. В.А. Даувальтер; Общая и генетическая минералогия, кристаллография – к.г.-м.н. Т.В. Рундквист; Технологическая и экспериментальная минералогия – д.х.н. А.М. Калинин.

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

Фото: Ю.Л. Войтеховский, Н.А. Мансурова, Г.Н. Мансуров, В.А. Нивин

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

© Коллектив авторов, 2016

© Геологический институт КНИЦ РАН, 2016

© Российское минералогическое общество, Кольское отделение, 2016

© Российское минералогическое общество, Комиссия по истории, 2016

## ПРЕДИСЛОВИЕ ГЛАВНОГО РЕДАКТОРА

4-5 апреля 2016 г. в Геологическом институте КНЦ РАН при финансовой поддержке ОНЗ РАН, организационной и информационной – Кольского отделения и Комиссии по истории РМО прошла ежегодная XIII Всероссийская (с международным участием) Ферсмановская научная сессия, традиционно приуроченная к Дню геолога и посвящённая 50-летию профессионального праздника. Её открыл директор института, вице-президент РМО проф. Ю.Л. Войтеховский, зачитавший приветственную правительственную телеграмму от президента НП «Горнопромышленники России», 1-го заместителя председателя Комитета по природным ресурсам, природопользованию и экологии Государственной думы ФС РФ В.А. Язева.

О тематическом размахе конференции говорит перечень секций: История освоения Кольского п-ова (7 докладов); Региональная геология, геофизика и геохимия (11); Месторождения полезных ископаемых (6); Общая и генетическая минералогия, кристаллография (8); Технологическая минералогия (5); Геоэкология (3); Наука и образование (доклады преподавателей базовой кафедры «Геология и полезные ископаемые» АФ МГТУ, 5); Стендовые доклады (6); Заочные доклады (29). Итого: 80 статей войдут в Труды сессии, готовящиеся к изданию.



МОСКВА 26574/5001 89 1/4 1740=

ПРАВИТЕЛЬСТВЕННАЯ АПАТИТЫ МУРМАНСКОЙ УЛ. ФЕРСМАНА 14 ВРИО  
ПРЕДСЕДАТЕЛЯ КНЦ РАН ДИРЕКТОРУ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО ИНСТИТУТА  
КНЦ РАН Ю.Л. ВОЙТЕХОВСКОМУ=

УБАЖАЕМЫЙ ИРИИ ЛЕОНИДОВИЧ

ПОЗДРАВЛЯЮ ВАС И ВАШ КОЛЛЕКТИВ ВЕТЕРНОВ ГЕОЛОГОРАЗВЕДКИ С ДНЕМ  
ГЕОЛОГА  
СЕГОДНЯ ВАШИ КОЛЛЕГИ ГАЗВЕДЧИКИ НЕДР ПРОДОЛЖАЮТ ЗАКЛАДЫВАТЬ  
НАДЕЖНУЮ ОСНОВУ БУДУЩЕГО БЛАГОПОЛУЧИЯ СТРАНЫ И КОЛЬСКОГО КРАЯ  
СОЗДАЮТ ПЛОДНЫЕ ПРЕДПОСЫЛКИ ЭФФЕКТИВНОГО ЭКОНОМИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ  
УКРЕПЛЕНИЯ ПОЗИЦИЙ РОССИИ В МИРЕ  
СЧАСТЬЯ ВАМ ЗДОРОВЬЯ БЛАГОПОЛУЧИЯ УСПЕШНЫХ ЭКСПЕДИЦИЙ НОВЫХ  
ОТКРЫТИЙ И ВСЕГО САМОГО ДОБРОГО=ПРЕЗИДЕНТ НП ГОРНОПРОМЫШЛЕННИКИ  
РОССИИ ПЕРВЫЙ ЗАМЕСТИТЕЛЬ ПРЕДСЕДАТЕЛЯ КОМИТЕТА ПО ПРИРОДНЫМ  
РЕСУРСАМ ПРИРОДОПОЛЬЗОВАНИЮ И ЭКОЛОГИИ ГОСУДАРСТВЕННОЙ ДУМЫ ФС РФ  
ВАЛЕРИЙ ЯЗЕВ=

ИРИИ 1744 01 04 002

Всероссийский масштаб конференции обеспечили участники из городов: Апатиты (ГИ, ИППЭС, ИХТРЭМС, ПГИ, ЦГП, ЦМБП, ЦНМ КНЦ РАН; АФ МГТУ), Благовещенск, Воронеж, Екатеринбург, Иркутск, Магадан, Мирный, Москва, Новосибирск, Петрозаводск, Санкт-Петербург, Сыктывкар, Томск. Международное участие обозначили коллеги из Азербайджана, Армении, Израиля, Таджикистана. Сессию завершили обзорные выступления председателей секций и общая дискуссия по наиболее актуальным проблемам.

Уверен, что предлагаемые вниманию читателей Труды XIII Ферсмановской научной сессии будут полезны геологам широкого профиля, аспирантам и студентам геологических и геофизических специальностей. От имени оргкомитета благодарю всех участников конференции, авторов докладов и статей, представленных в сборник. Приглашаю всех принять участие в XIV Ферсмановской научной сессии 2017 г., которая состоится в Геологическом институте КНЦ РАН сразу после Дня геолога.

*Войтеховский Ю.Л., д.г.-м.н., профессор  
директор Геологического института КНЦ РАН  
вице-президент, председатель Кольского отделения и Комиссии по истории РМО*



# История и методология науки

## ЗНАМЕНАТЕЛЬНЫЕ ДАТЫ 2016 ГОДА

Войтеховский Ю.Л.

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

Этим кратким обзором знаменательных дат автор пытается закрепить традицию, заложенную на Ферсмановской научной сессии 2015 г. Кажется важным не только увлечённо решать менее или более специальные научные проблемы, но и вполне осознавать себя в потоке истории в переплетениях с параллельными сюжетными линиями. Принято считать, что история всё отсортирует и расставит по своим местам. Но ведь не сама по себе, а трудами будущих историков! Возможно, наши беглые заметки к некоторым событиям и персоналиям укажут на интересные акценты и отношения.

### События

**300** лет Минералогическому музею им. А.Е. Ферсмана, ведущему начало от Минерального кабинета Кунсткамеры, основанной по Указу Петра I в 1714 г. До 1934 г. он был в Санкт-Петербурге, затем переехал в Москву и расположился в манеже бывшей усадьбы графов Орловых-Чесменских близ Нескучного сада. Это один из красивейших, крупнейших и старейших минералогических музеев мира. В нём около 150 тысяч образцов минералов, горных пород и камнерезных изделий. Юбилейные мероприятия пройдут



22-25 ноября 2016 г. В программе: 22 ноября – торжественное заседание, доклады об истории, научной и музейной деятельности музея; 23-24 ноября – международная научная конференция, ведущие российские и иностранные учёные представят доклады по основным направлениям современной минералогии, образовательной и выставочной активности минералогических музеев; 25 ноября – экскурсии по музеям Москвы. Между прочим, в 1917-1934 гг. директором музея был акад. А.Е. Ферсман, который считал, что: «Современные минералогические собрания должны отвечать не столько <...> задачам подъёма любви к изучению природы, они должны соответствовать последним научным путям и их достижениям. С му-



зейной точки зрения вопросы нового геохимического обследования земной коры требуют новых, своих собственных методов, своего собственного систематического расположения, новой оценки тех объектов, которые должны находиться в таком музее – музее химика Земли, а не просто любителя камня».

**245** лет назад (1771) на Мурмане побывала экспедиция Н.Я. Озерецковского (1750-1827). Это ещё не систематическое изучение нашей отдалённой окраины России. Но всё же... Им были написаны пространственные труды: «Сведения о Кольском уезде» (1771), «Описание путешествия по Белому морю» (1772). В 1774-1779 гг. обучался в Лейденском и Страсбургском университетах. В 1782 г. по указу Екатерины II назначен академиком. Издал печатные «Описание города Колы» (1796) и «Описание Колы и Астрахани» (1804). Между прочим, это он установил исток Волги.

**200** лет Российскому минералогическому обществу исполнится менее чем через год (19.01.1817). РМО – старейшее научное общество России, одно из старейших в мире. Его 25 отделений покрывают всю обжитую территорию страны. Члены общества проникают во все её пределы, изучая минералогию «во всём пространстве сего слова», как того требует неизменный пункт Устава. Где полезные ископаемые – там и региональное отделение РМО. Впрочем, может быть, как раз наоборот?... Готовится к выпуску юбилейная медаль, порадующая членов РМО и нумизматов.



**150** лет «Запискам РМО». Эта юбилейная дата прекрасно сочетается с предыдущей. На официальном сайте РМО узнаём следующее. Первоначально научная деятельность Минералогического общества находила отражение в специальных «отдельных сочинениях по минералогии, геологии, палеонтологии, горному искусству и металлургии» на русском и немецком языках. Первое периодическое издание принято РМО в 1830 г. на русском языке под заглавием «Труды минералогического общества в Санкт-

Петербурге». В дальнейшем результаты минералогических, петрографических и геологических исследований России с 1830 по 1864 гг., выполненные при участии членов Минералогического общества, нашли отражение в 16 томах научных трудов, которые и составили первую серию периодических изданий общества. В 1865 г. дирекция изменила план выхода периодических изданий, предложив печатать статьи на трёх языках: русском, немецком и французском по усмотрению авторов. Первый номер журнала «Записки Императорского Санкт-Петербургского минералогического общества» вышел в 1866 г. Тем самым был начат выход 2-ой серии периодических изданий общества. Статьи публиковались в основном на русском языке. Этим исправлялось нелепое положение, при котором русское общество печатало труды своих членов на иностранном языке. В дальнейшем журнал выходил под разными названиями: Записки Императорского Санкт-Петербургского минералогического общества (1866-1917), журнал не выходил (1918-1922), Записки Российского минералогического общества (1923-1932), Записки Всероссийского минералогического общества (1933-1947), Записки Всесоюзного минералогического общества (1948-1991), Записки Всероссийского минералогического общества (1992-2004), Записки Российского минералогического общества (с 2005 г.). Между прочим, в 1943-1945 гг. ответственным редактором журнала был акад. А. Е. Ферсман. Рекомендую всем статью [Григорьев Д.П. Семьдесят пять томов «Записок Всероссийского минералогического общества» // Записки ВМО. 1946. Т. 75. № 4. С. 249-252].



**100** лет Мурманской ж.д. (1916). Что и говорить, важная дата для региона и всей страны. Мурманская (ныне Октябрьская) ж.д. послужила основой последующего освоения края. Всего через 3.5 года после смычки, в июне 1920 г. из Санкт-Петербурга на Мурманск по ней проехала комиссия КЕПСа под руководством А.П. Карпинского. На ст. Имандра поезд остановился из-за поломки. Не теряя времени, А.Е. Ферсман взбежал на г. Мал. Маннепахк (Имандра), очаровавшись минеральным разнообразием. С этого и началось освоение Хибин... Читайте статью автора [ Мурманской ж.д. – 100 лет // Тиетта. 2016. № 1(35). С. 51-56]. Между прочим, именно на г. Мал. Маннепахк был открыт 4-ый (после лампрофиллита, 1894;





манганонептунита и юкспорита, 1923) на Кольском п-ове новый минерал – лопарит [Кузнецов И.Г. Лопарит – новый редкоземельный минерал Хибинских тундр // Изв. геол. к-та. 1925. Т. 44. № 6. С. 663-682].

90 лет назад И.Г. Эйхфельд, П.Ф. Семеров, Г.М. Крепс и оленевод З. Куимов по поручению Колонизационного отдела Мурманской ж.д. и Института по изучению Севера добыли и вывезли к разьезду Белый 100 пудов апатитовой руды для технологических исследований (31 окт. – 5 нояб. 1926). Мы писали об этом в статьях [Эйхфельд И. В Хибины за апатитами. Из дневника участника экспедиции // Тиетта. 2014. № 3(29). С. 50-57; Войтеховский Ю.Л. К статье И.Г. Эйхфельда // Тиетта. 2014. № 3(29). С. 57-62; Иванов Г.С. Ийолитовый отрог // Тиетта. 2015. № 2(32). С. 53-55; Войтеховский Ю.Л. Редкое фото Г.М. Крепса // Тиетта. 2015. № 3(33). С. 104]. Между прочим, АО «Апатит» приняло решение скрыть Ийолитовый (он же Апатитовый и Уртитовый) отрог, взяв несколько млн. т. легко доступной руды. Жаль только, что исторического места на картах скоро не будет. Спешите насладиться и запечатлеть на фото!



90 лет назад (1926) при Обществе по изучению Мурманского края основан 1-ый музей на Кольском п-ове, ныне Мурманский областной краеведческий музей, прославляющий природные богатства края и мужество людей, его населяющих и осваивающих. Торжества и научная конференция «Мурманск в истории российской государственности», посвященные 90-летию музея и 100-летию Мурманска, пройдут 22-23 сентября.



80 лет назад (1936) в Кейвах началась разведка Червуртского и Манюкского месторождений. Всего за несколько лет на государственный баланс поставлено более двух десятков месторождений кианитовых руд – крупнейшая на земном шаре провинция, гарантия стратегической безопасности России по Al. Ввиду истощения отечественных бокситов это означает, что надо срочно вложить деньги в совершенствование технологии извлечения Al из этих руд. История очень напоминает ситуацию с фосфором 100 лет назад. Наши деды с проблемой справились... Впрочем, можно бесконечно возить бокситы из тропического пояса, сохраняя нашу природу, но давая заработать за границе. Такая вот дилемма. Что же нам выгоднее?

70 лет назад (1946) учреждено и 25 лет назад (1991) упразднено Мингео СССР. Пожалуй, подробные комментарии здесь излишни. Для геологов моего и двух предыдущих поколений всё лучшее в профессиональной сфере связано с Мингео СССР. Основное чувство – ностальгия. Ведь летали же вертолётами! Сочувствую нынешним геологам, не заставшим эпоху Мингео СССР...



65 лет назад (1951) создана Мурманская ГРЭ (до 1964 – Кольская комплексная геологическая экспедиция с базой в пос. Тик-Губа, до 1970 – Кольское районное геологоразведочное управление в г. Апатиты, до 1992 – Мурманская ГРЭ, затем – ОАО «Мурманская ГРЭ»). Организована на базе многих геологических отрядов, партий и экспедиций разной ведомственной подчинённости. До 1977 г. в составе экспедиции было несколько сезонных поисково-съёмочных и стационарных геологоразведочных партий, осуществлявших поиски и разведку различных полезных ископаемых: Ковдорская, Ловозёрская, Мончегорская, Печенгская, Хибиногорская. В 1977 г. поисково-съёмочные работы переданы созданной Центрально-Кольской комплексной геологической экспедиции (г. Мончегорск). Важнейшие достижения МГРЭ – открытия месторождений: Вороньетундровского комплексных редкометалльных руд (А.А. Кириченко, Е.Г. Минина, В.Г. Савичев, 1952); Аллареченского медно-никелевого (К.Д. Беляев, 1957); Ковдорского флогопитового (В.И. Терновой, Б.И. Сулимов, 1960); Хибинских апатитовых – Партомчоррского (И.И. Перекрест, Ф.В. Минаков, 1959); Коашвинского, (Ф.В. Минаков, В.В. Малыгин, 1960); Эвеслогчоррского (коллектив геологов, 1965), Ньоркпахкского (Е.А. Каменев, 1972); Олений ручей (Ф.В. Минаков, Е.А. Каменев, А.С. Фаныгин, 1975); комплексная оценка и переоценка апатито-нефелиновых, железорудных, редкометалльных, медно-никелевых, слюдяных месторождений Мурманской обл. Всего открыто более 250 месторождений и рудопроявлений различных полезных ископаемых. МГРЭ занимается поисками и разведкой нетрадиционных для региона видов сырья: Сг (Умбареченский массив, Сопчеозёрское месторождение), Мо (участок Юрийоки), тальк, магнезит, огнеупорный дунит (Падос-тундра), Zr-Y руды (массив Сахарйок), платиноиды (Панский массив) и др. За открытие месторождений группе геологов присвоено звание лауреатов Ленинской премии (С.С. Осипов, Б.И. Сулимов, В.И. Терновой, 1966), премии Совета Министров СССР (Е.А. Каменев, Л.Л. Чувиллин, 1981), премии Ленинского комсомола (Б.Д. Иванников, А.Н. Бровка, В.Д. Марухленко, 1981), «Первооткрыватель месторождения» и «Заслуженный геолог РФ» (К.Д. Беляев, В.Л. Богатырёв, Я.Х. Еселев, Е.А. Каменев, Ф.В. Минаков, А.С. Михаичев).



**65** лет назад образован Геологический институт (1951) – первый в структуре КНЦ РАН. Перечислять заслуги института можно долго. Вместо этого назовём подразделения КНЦ РАН (с годами присвоения действующего статуса), с которыми геологи прошли славный путь: Институт химии и технологии редких элементов и минерального сырья (1958), Мурманский морской биологический институт (1958), Полярный геофизический институт (1960), Горный институт (1961), Полярно-альпийский ботанический сад-институт (1967), Институт экономических проблем (1986), Институт проблем промышленной экологии Севера (1989), Институт информатики и математического моделирования технологических процессов (1989), Институт физико-технических проблем энергетики Севера (1990), Кольский региональный сейсмологический центр (1991), Центр гуманитарных проблем Баренц-региона (2005), Центр наноматериаловедения (2010), Центр медико-биологических проблем адаптации человека в Арктике (2012). Сегодня региональные центры РАН представляются мне архипелагами льдин, плывущих приблизительно в одну сторону. Каждый директор – сам себе Папанин, спасается как может под методическим руководством соответствующего отделения РАН. Между льдинами полыньи – проблемы, не закрытые планами НИР. Есть и торшения – дублирование НИР и перерасход бюджетных денег. Между тем, в уставе каждого регионального центра так или иначе прописано комплексное (согласованное) решение проблем региона на основе фундаментальной науки. Что касается Кольского НЦ РАН, читайте об этом в трудах I Полярной конференции 1932 г. под руководством акад. А.Е. Ферсмана. Поэтому я – за объединение институтов в новый ФИЦ КНЦ РАН.

**60** лет назад образовано (01.02.1956) Кольское отделение РМО. К сожалению, подлинные протоколы столь важного события утрачены, предположительно в результате пожара в Ленинградском горном институте, в штаб-квартире общества, но год указан верно. Сегодня КО РМО – крупнейшее из 23 региональных, причём ежегодно прирастает членами. Отделение издаёт ежеквартальный научно-популярный и информационный журнал «Тиетта», рассылаемый по отделениям РМО и доступный на сайте Геологического института КНЦ РАН, в котором и располагается. Активность отделения отмечена избранием в почётные члены РМО: акад. А.В. Сидоренко (1971, основатель КО РМО), д.г.-м.н. И.В. Белькова (1987), д.г.-м.н. О.Б. Дудкина (2004), д.г.-м.н. А.В. Волошина (2010), д.г.-м.н., проф. Ю.Л. Войтеховского (2015). Действующий председатель КО РМО Ю.Л. Войтеховский – вице-президент и председатель Комиссии по истории РМО, член INHIGEO.

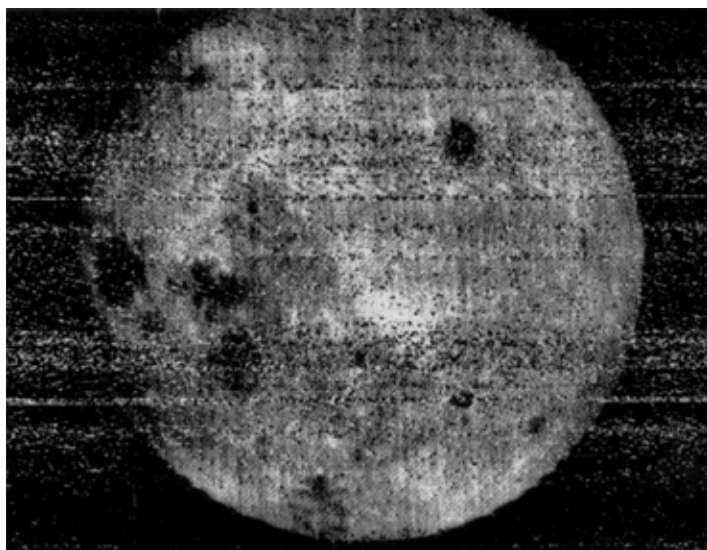


**60** лет назад (1956) на базе Лаборатории минералогии и геохимии редких элементов АН СССР образован Институт минералогии, геохимии и кристаллохимии редких элементов (ИМГРЭ) ввиду возросшего спроса на РЭ для нужд народного хозяйства и обороны. Главные задачи института: изучение месторождений РЭ, закономерностей их накопления в минералах и рудах чёрных и цветных металлов, разработка спектроскопических, химико-аналитических, рентгеновских методов их исследования. В институте разработаны научные основы поиска месторождений РЭ, в их металлогении определена основная роль орогенного этапа геологического развития. Создано научное направление – стереометаллогения, занимающаяся объёмным прогнозированием. Определены возможности попутного извлечения Re, Ge, Sc, V из ряда полезных ископаемых. Сотрудниками института открыто 175 новых минералов, из них 22 названы их именами, выявлено 136 новых месторождений и 15 новых геолого-генетических типов. Сегодня в институте проводятся работы по экохимии – накоплению вредных компонентов через почву в продуктах питания. Сотрудникам Геологического института КНЦ РАН наиболее дороги имена сотрудников ИМГРЭ, исследователей Хибин и Ловозера: директора-основателя института чл.-корр. АН СССР К.А. Власова (1905-1964) и первооткрывателя многих новых минералов д.г.-м.н. А.П. Хомякова (1933-2012).



**60** лет назад (1956) акад. А.П. Виноградовым основан и по-прежнему издаётся в стенах ГЕОХИ РАН научный журнал «Геохимия» – ежемесячный, публикующий оригинальные работы в области геохимии, космохимии, геохимии органического вещества, геохимии океана и экологии, геохимии магматических, метаморфических, гидротермальных и осадочных процессов, прикладной геохимии и химии окружающей среды, а также термодинамики природных процессов. С первого выпуска и до сего дня «Геохимия» – один из самых популярных журналов РАН.

**50** лет назад (3 февраля 1966) советская межпланетная станция «Луна-9» впервые совершила успешную посадку в районе Океана бурь к западу от кратеров Рейнер и Мариус. Один из главных результатов – передача на Землю масштабных телепанорам лунной поверхности. (Обратную сторону Луны сфотографировала 7 октября 1959 г. станция «Луна-3», рис.). 7 февраля батареи разрядились, работа станции закончилась. Казалось бы, по нынешним меркам результаты не велики. Но это был первый шаг. Впереди – луноход и высадка на Луну человека, отбор и доставка на Землю лунного грунта. Тем самым геология пополнилась лунологией (если хотите – селенологией) и стала не только теоретической, но и практической планетологией. А вскоре закономерно образовались комиссии по космической минералогии в ММА и РМО. Увы, решением учёного совета работа последней недавно приостановлена. Это странно, неужели нет объектов для изучения? А Чебаркульский метеорит?..



**50** лет назад учреждён День геолога. Пожалуй, после Нового года и собственного дня рождения это лучший праздник в году. У нас на Кольском п-ове с него начинаются активные приготовления к очередному полевому сезону. А праздник проходит при любой погоде, обязательно на природе, среди снегов, с шашлыками и шурпой, песнями под гитару и перетягиванием каната. В этом можно убедиться по фоторепортажам, регулярно публикуемым в научно-популярном журнале «Тиетта» Геологического института КНЦ РАН и Кольского отделения РМО, доступном на сайте института.

**50** лет назад (1966) начато освоение Ковдорского месторождения вермикулита и флогопита. Долгие годы оно покрывало потребности государства в этом виде сырья: огнестойкие перегородки, наполнители бетонов, искусственные грунты для рекультивируемых территорий, сорбенты при разливах нефти и пр. Увы, недавно предприятие объявлено банкротом, подземные выработки затоплены.

## Персоналии

**305** лет со дня рождения М.В. Ломоносова (1711-1765). Как и А.С. Пушкин, М.В. Ломоносов – «наше всё». Мы с гордостью повторяем это при открытии научных конференций каждые 5 лет. В этом году нелишне напомнить его мысль о том, что «богатства России Сибирью и северными морями приращать будут». Объявленное правительством РФ направление развития – Арктика – в полной мере отвечает этому прогнозу.

**280** лет со дня рождения французского учёного Ж.Б.Л. Роме-де-Лиля (1736-1790), одного из основателей кристаллографии в части кристалломорфологии, между прочим, оставившего нам задачу о вершинных и рёберных усечениях кристаллических полиэдров. Читайте об этом статью [Войтеховский Ю.Л., Степенчиков Д.Г. Вершинные и рёберные усечения закрытых простых форм] в этом томе.

**250** лет со дня рождения У.Х. Волластона (1766-1828). Открыл Pd (1803) и Rh (1804), впервые получил (1803) в чистом виде Pt. Независимо от И. Риттера открыл ультрафиолетовое излучение (1801), сконструировал рефрактометр (1802) и гониометр (1809). С 1831 г. Британское геологическое общество вручает медаль Волластона, изготовленную из открытого им Pd. Ею награждены российские геологи: Ф.Б. Шмидт (1902), А.П. Карпинский (1916) и А.Е. Ферсман (1943).



**200** лет со дня рождения Б. Силлимана-мл. (1816-1885), американского химика, одного из пионеров фракционной дистилляции нефти и её добычи на территории США. Кстати сказать, минерал силлиманит назван в честь его отца, выдающегося американского химика Б. Силлимана (1779-1864). Минералы группы силлиманита образуют крупнейшую в мире высокоглинозёмистую провинцию с 23 месторождениями в Б. Кейвах на Кольском п-ове (см. выше).

**170** лет со дня рождения К.Г. Фаберже (1846-1920). Казалось бы, не учёный-минералог, что о нём говорить? А не скажите! Кто так глубоко проник в «душу камня»? (Разве что уральский мастер А.К. Денисов-Уральский, о котором читайте дальше). К.Г. Фаберже – известный российский ювелир, глава семейной фирмы и династии ювелиров, создатель пасхальных яиц, высоко ценимых коллекционерами всего мира. В 1882 г. на всероссийской художественно-промышленной выставке в Москве его изделия при-



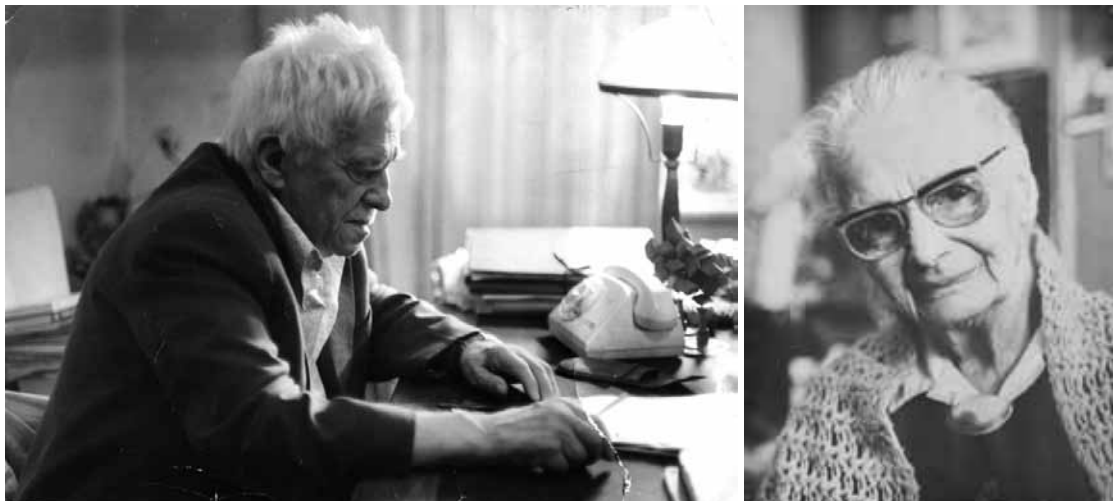
влекли внимание Александра III. К.Г. Фаберже получил покровительство царской семьи и звание «ювелира Его Императорского Величества и ювелира Императорского Эрмитажа». В 1900 г. в Париже получил звание «мастера Парижской гильдии ювелиров» и орден Почётного легиона. После 1917 г. эмигрировал, умер и похоронен в Каннах.

**155** лет со дня рождения К.А. Коровина (1861-1939), выдающегося русского художника. В 1894 г. вместе с В.А. Серовым совершил путешествие на Кольский Север. В результате появились пейзажи «Гавань в Норвегии», «Ручей св. Трифона в Печенге», «Геммерфест. Северное сияние», «Мурманский берег». В 1896 г. оформил павильон «Крайний Север» на ярмарке в Н. Новгороде. «Ловля рыбы на Мурманском море» – одно из немногих сохранившихся панно (рис.). В 1923 г. по совету А.В. Луначарского уехал во Францию на лечение. Умер в 1939 г. в Париже.



**150** лет со дня рождения и **75** лет со дня смерти В.А. Гакмана (1866-1941), финского геолога-петрографа, педагога, доктора геолого-минералогических наук (1894), профессора (1936). В 1891 и 1892 гг. участвовал в экспедициях В. Рамзая на Кольский п-ов в Хибинские и Ловозёрские тундры. В 1894 г. опубликовал работу «Petrographische Beschreibung des Nephelinsyenites vom Umptek und einiger ihn begleitenden Gesteine». В соавторстве с В. Рамзаем опубликовал работу «Нефелино-сиенитовая область на Кольском п-ове» и несколько геологических карт исследованных районов. В 1894-1912 гг. – преподаватель минералогии и петрографии Хельсингского университета. С 1902 г. – член Геологической комиссии. В 1924-1935 г. работал в Геологической службе Финляндии. Его именем названы ущелье и река в Хибинах, а также минерал «гакмаит» – разновидность содалита, содержащая серу.

**125** лет со дня рождения акад. Н.В. Белова (1891-1982), советского кристаллографа, кристаллохимика и геохимика. Основные работы относятся к теории и практике рентгеноструктурного анализа, структурной минералогии и геохимии. Разработал (1947) теорию плотнейших упаковок атомов и с её позиций рассмотрел структуры ионных кристаллов и металлических фаз, что позволило расшифровать свыше 500 сложных структур и вывести 1651 группу антисимметрии. Сформулировал (1955-1961) закономерности кристаллохимии силикатов. С Г.Б. Бокием открыл (1974) закономерность морфотропии в гомологических рядах полупроводник – металл. Председатель Национального комитета кристаллографов (1955), президент



Международного союза кристаллографов (1966-1969), Герой социалистического труда (1969), лауреат Государственной (1952) и Ленинской (1974) премий, Золотой медали им. М.В. Ломоносова АН СССР (1965).

**125** лет со дня рождения И.Д. Борнеман-Старынкевич (1891-1988), выдающегося российского минералога, ученицы и соратницы акад. В.И. Вернадского и акад. А.Е. Ферсмана. Окончила Царскосельский лицей (с А.А. Ахматовой), Бестужевские курсы, Санкт-Петербургский университет, стажировалась в Гёттингенском университете, Германия. С 1922 – сотрудница Минералогического музея и Ломоносовского института АН СССР; в 1932-1936 – основатель и руководитель химико-аналитической лаборатории Хибинской научной станции «Тиэтта», с 1937 – в ИГН АН СССР, с 1975 – заведующая Центральной химической лабораторией ИГЕМ АН СССР. Специалист по изоморфизму в титаносиликатах и фосфатах. Автор методики химических анализов редких элементов (Zr, Ti, Nb, Ta, Th, U) в минералах, впервые обнаруженных на Кольском п-ове (ринколит, вудъяврит, лопарит, саамит, мурманит и др.). Заслуженный деятель науки и техники (1961). Почётный член РМО. Её именем названы минералы иринит (1954) и борнеманит (1975).

**120** лет со дня рождения Л.Б. Антонова (Антмана, 1896-1985), главного геолога треста «Апатит», преподавателя Кировского горно-химического техникума, соратника А.Е. Ферсмана, Б.М. Куплетского и А.Н. Лабунцова. В 1929 г. в тяжёлых заполярных условиях при слабой материально-технической базе в составе экспедиции от Научного института удобрений приступил к разведке Кукисвумчорра. Выявил уникальное месторождение апатитовых руд, ставшее основой для создания предприятия по их добыче и переработке. С 1929 г. и до выхода на пенсию в 1975 г. занимался поисками, разведкой и изучением апатито-нефелиновых месторождений Хибин. Его труды по геологии и полезным ископаемым массива служили руководством для геологов нескольких поколений. 30 октября 1996 г. постановлением Главы администрации за большой личный вклад в развитие Кировска и в связи с его 65-летием Л.Б. Антонову присвоено звание «Почётный гражданин г. Кировска» (посмертно).



Сохранились воспоминания Л.Б. Антонова о разведке Кукисвумчорра. «Из числа первых разведчиков, начавших поиски апатитового месторождения, нас осталось трое: М.П. Фивег, В.И. Счётчиков и я. Мы по праву можем считать себя счастливыми людьми. Ведь нет большего счастья для человека, как видеть результаты своих начинаний. А мы начинали с «нуля». Вслед за акад. А.Е. Ферсманом началось длительное, упорное и тщательное исследование рудного месторождения. Решать такие задачи государственной важности, я подчеркиваю, государственной, потому что хлеб для молодой советской республики был не менее нужен, чем чугун и железо – такие задачи могли решать лишь люди, сильные духом и волей. А на ребят нашей геологоразведочной партии можно было положиться... Разведчикам нашей геологоразведочной партии первым пришлось проложить тропу к Хибинам. 25 км от разъезда Белого до г. Кукисвумчорр лежали через топи и болота. Рюкзаки оттягивали плечи. На себе тащили всё, начиная от спичек и соли и кончая буровым станком. Буровой станок частями перетаскивали на себе. На таких маршрутах испытывалась сплочённость нашего коллектива... О комфорте не могло быть и речи. Нашим нехитрым жильём были брезентовые палатки, обед, сваренный на костре. Да на это никто и не сетовал... В ночь на новый 1930 г. приехал С.М. Киров. Он выслушал результаты наших первых исследований, с облегчением вздохнул и сказал: «Вот это я и хотел слышать лично от геологов». Его слова были признанием наших трудов» (по материалам ГОКУ ГАМО в г. Кировске).

**90** лет со дня смерти А.К. Денисова-Уральского (1864-1926), потомственного русского камнереза и живописца. В 1872 г. экспонировал на Политехнической выставке в Санкт-Петербурге «горку минералов уральского хребта, представляющую медные руды с их спутниками, в жилах, также месторождения золотых, свинцовых, серебряных, медных и других руд» высотой около 70 см, а в 1873 г. – «картины из уральских минеральных пород» уже на Венской всемирной выставке. В конце 1880-х мастер-камнерез и художник-самоучка отправился покорять Санкт-Петербург, имея за плечами опыт крупных национальных и международных выставок в Москве (1882), Екатеринбурге (1887), Копенгагене (1888) и Париже (1889). В начале 1903 г. открыл «Горнопромышленное агентство по распространению полезных ископаемых России А.К. Денисов (Уральский) и К<sup>о</sup>». В рекламах указывалось, что Агентство включает склад систематических минералогических коллекций, русских драгоценных камней и заводских изделий из камня, созданных в собственной мастерской, а ещё передвижную выставку картин и богатств Урала. Триумфом стала выставка «Урал и его богатства» в январе 1911 г. В конце 1911 г. Агентство переехало по адресу ул. Морская, 27 – рядом с ведущими ювелирными домами России: Фаберже, Овчинников, Тилландер... Революция 1917 г. застала больного художника в пос. Уусикиркко на Карельском перешейке. В начале 1918 г. оказался в невольной эмиграции на территории независимой Финляндии. Тяжёлая болезнь привела его в больницу в Выборге, где он и умер в 1926 г. Похоронен на кладбище Ристимяки, уничтоженном в годы Второй мировой войны.



**80** лет со дня рождения и 45 лет со дня гибели Н.М. Рубцова (1936-1971). Бесспорно, Н.М. Рубцов – достояние всей России. И всё же, согласитесь, у жителей Вологодчины есть право считать его чуть-чуть более своим. Так же и у нас, жителей Апатитско-Кировского района. Ведь именно в Кировском горнохимическом техникуме он пытался освоить мудрёную специальность маркшейдера – «подземного лопмана». Здесь, у подножия Хибин, слагал свои первые стихи. Горняка из Н.М. Рубцова не получилось, но получился поэт общероссийского масштаба. В память о нём ежегодно в библиотеке им. Л.А. Гладиной г. Апатиты проходят «Рубцовские чтения».

**80** лет со дня рождения Н.П. Юшкина (1936-2012). Его заслуги в минералогии общеизвестны в профессиональных кругах. Памяти выдающегося учёного был посвящён III всероссийский семинар «Юшкинские чтения: современные проблемы теоретической, экспериментальной и прикладной минералогии», с большим успехом прошедший в Институте геологии Коми НЦ УрО РАН в г. Сыктывкаре 17-20 мая





2016 г. Воспоминания коллег изданы в книге [Академик Николай Павлович Юшкин: к 80-летию со дня рождения. Сыктывкар: Коми НЦ УрО РАН, 2016.]. Статью автора об учителе читайте в этом томе [Войтеховский Ю.Л. Акад. Н.П. Юшкин и энтропия мышления]. Кстати сказать, в Кировском горно-химическом техникуме Н.П. Юшкин встретился с Н.М. Рубцовым. Жаль, что опубликованные статьи не передают его живых эмоциональных воспоминаний о годах совместной учёбы. Н.П. Юшкин всегда подчёркивал, что фундаментальное геолого-минералогическое образование он получил именно в стенах техникума. Секрет прост – среди преподавателей было немало выдающихся специалистов, разными путями попавших в Хибины ещё до войны.

**70** лет со дня гибели А.К. Болдырева (1883-1946), выдающегося российского геолога, минералога, кристаллографа, профессора Ленинградского горного института, ученика Е.С. Фёдорова и В.В. Никитина. Одна из первых работ – «Основы геометрического учения о симметрии» (1907). В 1910-1914 гг. опубликовал ряд научных трудов по кристаллооптике, геометрии, петрографии, буровому делу, теории подсчёта запасов металла в россыпях. С 1918 г. работал в Геологическом комитете. В летние периоды проводил полевые работы на месторождениях Урала, Алтая, Вост. Забайкалья. В 1921 г. утверждён «кандидатом на кафедре кристаллографии» и назначен деканом геологоразведочного факультета Горного института. По его учебникам училось не одно поколение советских геологов. Это «Курс описательной минералогии» (3 тома), «Кристаллография» (3 издания, переведена на испанский язык) и «Определитель кристаллов» (на составление ушло 10 лет). В Горном институте создал одну из первых в СССР рентгенометрическую лабораторию, первую и единственную в СССР кристалломодельную мастерскую, две гониометрических и кристаллизационную лабораторию для учебных и научных целей. Продолжая работы Е.С. Фёдорова, предложил метод определения химического состава минералов на основании измерений их кристаллов (1925). Создал приборы, облегчающие вычерчивание стереографических проекций: угловой циркуль, стереографический транспортёр. Основал Фёдоровский институт кристаллографии, минералогии и петрографии, который объединил всех кристаллографов СССР. В 1934 г. одним из первых утверждён в учёной степени доктора геологических наук без защиты диссертации. В конце жизни работал над курсом «Высшая минералогия», который остался неоконченным.



В 1938 г. А.К. Болдырев арестован в г. Ленинграде и осуждён на 5 лет без поражения прав. Поводом стало то, что в 1926 г. он был на Международном геологическом конгрессе в Испании, посетил Германию для работы в рентгеновской лаборатории. Прибыл на Колыму в ноябре 1939 г. Работал на рытье котлована под Усть-Тасканскую электростанцию, затем – инженером-геологом в Геологоразведочном управлении Дальстроя, после освобождения из лагеря 26 октября 1943 г. (в день рождения) – старшим геологом и консультантом научно-исследовательского отдела Дальстроя. За отличную работу во время заключения награждён орденом «Знак почёта» и неоднократно премирован. 25 марта 1946 г. автомобиль, в котором он ехал в пос. Ола, провалился под лёд. Шофёр не выбрался из машины. А.К. Болдырев выбрался, но замёрз, не дойдя до населённого пункта.

## АКАД. Н.П. ЮШКИН И ЭНТРОПИЯ МЫШЛЕНИЯ

Войтеховский Ю.Л.

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

Вспоминать о Н.П. Юшкине приятно. Это первое ощущение, на котором ловлю себя, видя его живое лицо, глаза с лукавым прищуром и веерами разбегающихся от них морщинок. Такие глаза бывают у жителей пустынь, шурящихся от песчаных бурь, и у весёлых людей. Как всякий крупный учёный, Н.П. Юшкин был духовным пустынножителем. Ведь долгая, содержательная, с отступлениями, ветвлениями, изгибами и прочими околичностями мысль складывается не иначе как в тихом уединении. Но это сплошь метафоры. По сути, мы мало знаем о том, как рождается мысль, как вообще возможно дважды подумать об одном и том же. Мы знаем лишь, что, если напряжённо и систематически думать, тратя на этот труд и поиск многие годы, да что там – всю жизнь, то где-то внутри формируется навык рожать непротиворечивые вербальные конструкции, раз за разом возвращаясь, добавлять к ним новые смыслы, отсекают длинноты и пустоты.

Поэтому всякая ограниченная мысль – чудо. Критерий состоявшейся мысли – читатель, настроенный на резонансную частоту, вступивший с тобой в диалог. Это – ещё одно чудо. К сожалению, мы лишь однажды затронули эту тему, беседуя после конференции в Институте геологии Коми НЦ УрО РАН. Мне кажется, выходя из затворничества – впрочем, весьма условного, поскольку в его кабинет был вхож любой сотрудник в любое время – он остро нуждался в энергетической зарядке в виде весёлой беседы в кругу близких коллег, где не нужно следить за каждым произнесённым словом, уместны и извинительны острооты, анекдоты и дружеские шутки. Одним словом, этакий интеллектуальный хайбол. Таким я его и запомнил – духовный затворник, в миру склонный и склонявший других к хорошему настроению. Согласитесь, есть в таком поведении и этом высоком лбе что-то сократовское.



И всё же на столь благоприятном фоне писать о Н.П. Юшкине трудно – уж больно многогранно его научное творчество. Предоставляю честь и долг подробного жизнеописания тем ученикам, которые имели счастье быть рядом с ним каждый день. Но даже им будет трудно составить перечень минералогических угодий, в которых раздольно паслась его мысль. Разделённые узкими межами, в моём представлении они сливаются в обширное минералогическое поле, исхоженное им в поисках плохо возделанных участков. Но полагаю, что история нашей науки сохранит за ним не столько энциклопедическое знание, сколько нечто другое. Обходя минералогические владения вдоль «пограничий», он смело пересекал их, тихой сапой, по праву сильного – чего уж тут деликатничать – притачал соседние наделы к своим, столбя право на них ежегодными научными конференциями: «Генетико-информационная минералогия», «Микро- и наноминералогия», «Геоматериаловедение», «Минералогия и жизнь: коэволюция и взаимодействия» и др.

Не знаю другого минералога, столь мастерски освоившего исторический дайвинг за новыми идеями. Вот уж воистину: новое – хорошо забытое старое. Пример: «Теоретическую основу генетико-

информационной минералогии составляют представления о минералах как носителях генетической информации, элементы которых мы находим ещё в материалистических течениях доантичной философской мысли и особенно в средневековой натурфилософии. В 1669 г. Н. Стенон достаточно строго обобщил эти представления в форме принципа, гласящего, что “при данном теле определённой формы, созданном согласно законам природы, в самом этом теле находим доказательства, раскрывающие место и способ его создания”. Универсальный принцип симметрии П. Кюри, принцип типоморфизма минералов А.Е. Ферсмана, принцип динамического поведения одной и той же кристаллической структуры в разных средах И.И. Шафрановского и другие минералогические законы, принципы, правила являются по сути дела конкретными и частными выражениями стеноновского генетического принципа» [Юшкин Н.П. Проблемы и методы генетико-информационной минералогии // Зап. ВМО. 1976. № 6; Минералы – источники генетической информации // Наука: труд, поиск, жизнь. Екб.: УрО РАН, 2006. С. 85-87]. Но не будем упрощать. Блеснувший в шлехе самоцвет – лишь начало. Его тщательная огранка – долгий процесс. Вот письмо Н.П. Юшкина, относящееся к теме, из личного архива Д.П. Григорьева. Дата неизвестна, орфография и пунктуация сохранены. Для историков науки привожу и оригинал.

«Дорогой Дмитрий Павлович!

Узнал сегодня, что Вы в ближайшее время не сможете приехать, поэтому высылаю Вам набросок статьи о минералогической информации. Во время моего пребывания в Ленинграде мы предварительно договорились поработать над ней вместе. После приезда меня попросили замещать месяц учёного секретаря, работать с полевыми материалами было некогда, и я использовал свободные промежутки для составления этого наброска.

Конечно, это не законченная работа, её скелет, а пожалуй даже не скелет – одни кости. Надо уточнить положения, сделать более убедительную минералогическую аргументацию, привести более показательные минералогические примеры и вообще сделать работу больше минералогической, чем философской (а сейчас, пожалуй, наоборот). Может быть её вообще перестроить, ввести что-то новое? Этот материал, следовательно, можно рассматривать как набросок, основу для дальнейших разработок.

Несколько замечаний:

- 1) Не следует ли более подробно остановиться на минералогических системах вообще, дать им краткую характеристику, отразить взаимосвязь и связь с системами более высокого (петрографические, литологические и т.п.) и низкого (геохимические, геофизические) структурных уровней. Конечно, само по себе это вопрос специальной разработки.
- 2) Вероятно нужно уточнить понятие «минералообразующая среда». Может быть её лучше называть «минералогенетическая», так как под ней в наброске я понимаю среду во всём её многообразии, в которой находился и развивался минерал с момента зарождения до «смерти». Это тоже очень большой вопрос и хорошо бы в дальнейшем над ним поработать специально, как и над проблемой реального и идеального в минералогии.
- 3) Должно быть можно резко сократить или убрать раздел «Отражение и информация в неживой природе», так как он больше компилятивен, чем оригинален. Я составлял его с той мыслью, чтобы изложение было более стройным и чтобы дать общее представление об информации, её природе, которая не всеми понимается однозначно.
- 4) Не совсем уверен в полноте первичной минералогической информации, но обойти этот вопрос нельзя. Здесь приходится прямо ставить вопрос: достижима или нет полная запись минералом конкретного события со всем богатством его деталей?
- 5) К замечанию о «минералогической памяти» (стр. 17). На днях, уже закончив работу, в персоналии о Е.В. Цинзерлинг (Крист., вып. 6, 1967, стр. 964) прочитал, что она в 1952 говорила что-то об этом. К сожалению, не смог найти первоисточник. Может быть Вам это удастся?
- 6) Может быть я ошибаюсь, неоднократно подчёркивая необходимость ограничения формализации в минералогии? Ведь очень многое достигнуто в минералогии и особенно в кристаллографии именно благодаря идеализации и формализации объектов, явлений и т.п. (опять тот же вопрос соотношения реального и идеального!). По-моему методический переход от реального к идеальному был бы сейчас более эффективным, позволил сделать более долгоживущие выводы, чем исторически сложившийся переход от идеального к реальному. Но сразу переключиться невозможно, нужно выбрать что-то оптимальное, средний вариант.

Дмитрий Павлович! Может быть у Вас до приезда в Сыктывкар будет возможность поработать над этим наброском? Тогда бы во время встречи можно было всё окончательно утрясти и подготовить работу к печати. Посмотрите, пожалуйста, набросок и сообщите возможность и трудоёмкость его доработки.

Сейчас нахожусь в отпуске, уже просидел половину. Стояли сильные холода, не удалось пока сделать ни одной вылазки. Поэтому, пользуясь выпавшей возможностью, помаленьку работаю над кристалло-механическими свойствами минералов. С планом этой работы я знакомил Вас в прежний приезд, но с тех пор продвинулся очень мало – год был слишком напряжённым.

Как у Вас дела, как здоровье?

Большой привет от Лиды.

С горячим приветом!

P.S. Если Вам попадутся «Вопросы философии», № 3, 1967, посмотрите в статье «На пути к самоорганизации науки» очень любопытные сведения о «невидимых коледжах» – качественно новом типе школ, как оказывается, чрезвычайно сильно влияющих на развитие науки. Вероятно и объединение онтогенистов является таким коледжем. Н.Ю.»

Откуда такое стремление – выходить за пределы минералогии, присоединять к ней доселе целинные земли, неудобья? Наверное, к тому были глубоко внутренние, неизъяснимые причины, относящиеся даже не к онтогенезу самого Н.П. Юшкина, но к филогенезу его рода. Кое-что добавляет следующая цитата. «Сейчас, однако, многое в состоянии отечественной минералогии вызывает опасения. Заметно снизился уровень эвристики, прорыв в новое. Перестали кипеть дискуссионные страсти, на минералогических встречах всё меньше молодёжи и больше седых голов. И, к сожалению, заметной становится тенденция “пережёвывания” старых идей. В то же время на международных конференциях, особенно европейских, преобладает молодёжь, и их атмосфера насыщена творчеством. Так было у нас в 1950-1980 гг.» [Юшкин Н.П. Приоритеты минералогии на пороге XXI века // Вестник Ин-та геологии Коми НЦ УрО РАН. 1996. № 5]. Или вот ещё. «Если бы надо было провозгласить минералогический лозунг XX столетия, то он был бы чем-то вроде: “Анализ, анализ и ещё раз анализ!” <...> Отдавая предпочтение аналитическому направлению минералогической методологии, мы неоправданно забываем о другой стороне любого научного исследования – синтезе знания. XX век почти не дал работ, в которых минеральный мир был бы показан во всём его единстве и разнообразии» [Юшкин Н.П. Синтез знания – будущее минералогии // Вестник Ин-та геологии Коми НЦ УрО РАН. 1997. № 7]. Кстати сказать, в его институте дискуссионные страсти кипеть не переставали никогда. За этим усердно следила пара профессиональных физиков, возвращённых им на почву минералогии и не позволявших геологам расслабляться в части строгости мышления...

Помню наш разговор об определениях. Насколько необходимы они в минералогии? Или последний оплот строгости мышления – кристаллография, причём даже не минералогическая, а геометрическая? Я настаивал: да не войдёт в минералогию ничего, не обладающее тем или иным порядком. Но при этом объяснял, что порядки бывают разные, под эту категорию можно подвести очень разное минеральное вещество. «Вот-вот» – отвечал он, – «Главное, чтобы вещество было минеральным, а есть ли в нём порядок – это детали. Минералог всегда поймёт минералога». Увы, это широко распространённая мораль, а вот и подходящая цитата. «Минеральное вещество – часть вещества Вселенной (т.е. того вида материи, который в отличие от поля обладает массой покоя и характеризуется дискретностью), принимающая участие в сложении минералов и составляющая основу минерального мира в целом. Минеральное вещество в ранговой системе фундаментальных структурных единиц вещества Земли образует определённый структурный уровень, поэтому его можно определить как вещество, находящееся в кристаллическом (минеральном) состоянии. Однако наряду с этим строгим определением (по-моему, недостаточно строгим – Ю.В.) довольно широко, особенно в прикладных исследованиях и человеческой практике, используется более широкое операциональное утилитарное представление о минеральном веществе как веществе не только минералов, но и всех полезных ископаемых, включая газообразные, жидкие некристаллические (газы, нефть, уголь, торф, янтарь и др.), или даже как о всём веществе Земли. Из этого широкого понятия о минеральном веществе исходят такие технико-экономические категории, как минеральное сырьё, минеральные ресурсы и др.» [Юшкин Н.П. Структура и эволюция минерального мира // Матер. межд. минерал. семинара. Сыктывкар: Геопринт, 1997. С. 6].

Объективно, биографически в истории минералогии Н.П. Юшкин будет символизировать переход из одного века в другой. Кажется очевидным, что он пытался сделать этот переход качественным, фазо-

Дорогой Дмитрий Павлович!

Узнал сегодня, что вы в ближайшее время не сможете приехать, поэтому вместе с Валей набросал статью о минералогической информации. Во время моего пребывания в Ленинграде мы преждевременно договорились поработать над ней вместе. После приезда мы попросили заменить меня своего секретаря, работавшего с подобными материалами было некогда, и в использованное свободное промежуток для <sup>составления</sup> наброска.

Конечно, это не законченная работа, ее скелет, а пожелай даже не скелет - один кости. Надо уточнить положения, сделать более убедительную минералогическую аргументацию, привести более показательные минералогические примеры и вообще сделать работу больше минералогической, чем философской (а сейчас, пожелай, наоборот). Можно быть ее вообще переосмыслить, ввести что-то новое? Этот материал, следовательно, можно рассматривать как набросок, ~~т.е. как~~ ~~основу~~ основу для дальнейших разработок.

Несколько замечаний:

1) Не следует ли более подробно остановиться на минералогических аспектах вообще, дать им конкретную характеристику, отразить взаимосвязь и связь с сетками более высокого (петрографические, истологические и т.п.) и низкого (геологические, геофизические <sup>структурные</sup> и т.п.) уровней. Конечно само по себе это вопрос специаль-

ной разработки

2). Вероятно можно уточнить понятие «информационно-рождественская среда». Можно быть ее лучше называть «информационно-генетической», так как под ней в наброске я понимала <sup>во всем ее информационном</sup> среду, которая называется и развивается информация с момента зарождения до «смерти». Это тоже очень большой вопрос и хорошо бы в дальнейшем над тем поработать специально, как и над проблемой реального и идеального в информатике.

3). Должны быть можно резко сократить или убрать раздел «Вспомогательная информация в живой природе»; так как ее больше чем в тивен, чем грибок. Я выставил его с той мыслью, чтобы уменьшить объем более строгими и дать общее представление об информации, в природе, которая не имеет никаких ограничений.

4) Не совсем уверен в полноте первоначальной информации, но об этом этот вопрос неясен. Есть ли какие-то другие задачи? Вопрос: действительно или нет полнота задачи информации конкретного события со всем богатством ее деталей?

5) К. ~~ср.~~ замечание о «информационной науке» (стр. 12). На дух, ~~хуже~~ <sup>хуже</sup> закончить работу, в персоналии о Е.В. Цинзерлин: (Крит., вып. 6, 1967) стр. 864), писал, что она в 1952 говорила что-то об этом. Г. совершенно, не смог найти первоисточник. Может быть вам это известно?

6) Можно быть я ошибаюсь, но обнаружено подтверждение необходимости ограниченных формализации в информатике? Ведь очень много

-3-

и минералов и особенно в кристаллографии именно  
их добывают, а геологическая идеализация и формы из-  
менения веществ у внешних «т.д. (ответ на же воп-  
рос соотношения реального и идеального). По моему  
междоусобице переход от реального к идеальному  
был бы сейчас более эффективным, позволял сде-  
лать более доказательные выводы, чем истори-  
ки сложившийся переход от идеального к реальному.  
Но с точки зрения переключения невозможно, нужно вы-  
брать что-то оптимальное, средний вариант

Дмитрий Павлович! Можем быть у Вас  
до приезда в Санкт-Петербург будет возможность  
поработать над этим наброском? Тогда  
бы во время отпуска можно было бы остано-  
виться утретич и подготовит работу к печати.  
Посмотрите, пожалуйста, набросок и сообщите  
возможность и трудоемкость ее доработки.

Сейчас нахожусь в отпуске, уже прошел  
половину. Стали сильней холода, не удалось  
пока сделать ни одной вылазки. Поэтому,  
находясь в отпуске, возможности, по возмож-  
ности работать над кристаллохимическими складываю-  
щимися минералами. С тем же темой работы в зависи-  
мости от времени приезда, но с тем перюд-  
оминимум очень мало - год был слишком напря-  
женным.

Как у Вас дело, как здоровье?  
Великий привет от Лиды.

С горячим приветом!

Ваш А. Климов

Р.В. Если Вам попадутся «Вопросы геологии», №3, 1966,  
посмотрите в статье «Но пути к синтетической науке»  
или в отрывке о «неведомых скелетах» - собственно  
недавно мне писал, как организовать работу в этом  
направление науки. Вероятно «неведомые скелеты»  
объектов таких категорий.

вым, структурным. Будучи наследником классической, описательной минералогии, он приветствовал рождение новой, «высшей минералогии», связывая её с онтогеническим учением Д.П. Григорьева. С другой стороны, безмерно расширяя минералогическую Ойкумену, завлекая на конференции «неклассических минералогов» и вовсе неминералогов, он понимал необходимость обуздания этой стихии, пытался найти объединяющие платформы, концепции, категории. Одна из них – энтропия. У неё есть две ипостаси – термодинамическая (Л. Больцман) и информационно-вероятностная (Э. Альфен, К. Шеннон). Н.П. Юшкину более импонировала вторая – как лаконичная свёртка статистического распределения, описывающего некоторое минералогическое разнообразие: простых форм на кристаллах серы; минералов в рудном теле, на месторождении или в минералогической провинции (последнее методически вооружает эмпирический «закон» И.И. Шафрановского), микропримесей в сфалерите из полиметаллических месторождений Пай-Хоя, Вайгача и Н. Земли, и т.д. [Юшкин Н.П. Теория и методы минералогии. Л.: Наука, 1977. С. 168-185].

Энтропия статистического распределения достигает максимума, если состояния системы равновероятны, а максимум логарифмически растёт с числом состояний. Будучи энциклопедистом и активно работая почти во всех разделах минералогии, Н.П. Юшкин увеличил энтропию своего научного творчества обоими способами до трудно достижимой величины. В общепринятой интерпретации, энтропия характеризует сложность, неопределённость, неупорядоченность системы. Какие из этих эпитетов применим к классику минералогии? Конечно, утвердим сложность и многоаспектность его научного творчества и наследия. Замечу, что при оценке ПРНД перед лицом ФАНО и РАН выгоднее быть узким специалистом – выглядит более упорядоченно, сосредоточенно. Но эта дилемма означает лишь то, что наш ЭнПэ рискнул своей нестандартной биографией – и выиграл, по крайней мере в глазах учеников и ближайших коллег. Он существенно раздвинул концептуальные границы минералогии, тем самым поставив перед нами очевидную проблему. Мы же знаем из истории, как расширяются, а затем распадаются империи; из астрономии – как вспыхивают, а потом сжимаются в карлики и гаснут звёзды... Так есть ли форпосты, охраняющие пограничья минералогии, какими их оставил нам Н.П. Юшкин?

## **АЛГЕБРАИЧЕСКОЕ ОПИСАНИЕ ПЕТРОГРАФИЧЕСКИХ СТРУКТУР И ИХ ПРЕОБРАЗОВАНИЙ <sup>1</sup>**

Войтеховский Ю.Л.

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

В концептуальном понимании своих объектов – горных пород – петрография отстала от кристаллографии и минералогии на столетие. Причина видится в описательном характере этой науки: сотни горных пород, структур и текстур перечислены в Петрографических словарях, и никто не знает, сколько ещё? Исторически петрография слишком быстро перешла к петрологии для изучения генезиса горных пород физико-химическими методами. Прогресс видится в создании математической теории кристаллической горной породы через строгое и ясное определение её структуры. Лишь после этого следует создавать связанные между собой классификацию, номенклатуру и теорию преобразований петрографических структур.

Petrography is a century behind of crystallography and mineralogy in conceptual understanding of its objects. The reason seems to be a descriptive character of this science: some hundreds of rocks, structures and textures are enumerated in the Petrographic glossaries and no one knows how many else? Historically, petrography turned too quickly into petrology to study the genesis of rocks in terms of physics and chemistry. The progress seems to be possible in a mathematical concept of a rock based on the strict and clear definition of its structure. Afterwards, the tied up classification, nomenclature and transformation theory should be created.

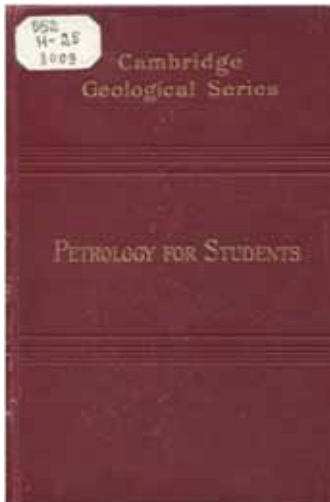
### **Введение**

В кембриджском учебнике петрологии [NB: именно петрологии, хотя далее признаётся откровенно недостаточное структурное, собственно петрографическое освоение горной породы] проф. А. Харкера

<sup>1</sup> Статья по сути повторяет текст [Войтеховский Ю.Л. К математическим основаниям петрографии // Тр. XII Всерос. научн. школы «Математические исследования в естественных науках». Апатиты, 24-27 окт. 2015 г. Апатиты: Изд-во К & М, 2015. С. 11-25], но с дополнениями и изменениями [в квадратных скобках]. Здесь печатается в поддержку статьи «Определение понятия “горная порода”» Б.С. Левина, также считающего категорию петрографической структуры краугольной и изгоняющего из её (фундаментального, изначального, исходного) определения всякий генетизм. – Ю.В.



в разделе «Классификация и номенклатура горных пород» читаем: «Петрология до сих пор не выработала никакой философской классификации горных пород. Далее, легко видеть, что не может быть создана никакая классификация, которая обладала бы определённой и точностью, найденными в некоторых других областях науки. Математически точные законы химии и физики, которые придают индивидуальность минеральным видам, не помогают нам в работе со сложными минеральными агрегатами, и какой-то фундаментальный принцип, наподобие лежащего в основании классификации органического мира, ещё должен быть найден в петрологии. Горные породы различных типов часто связаны непрерывными переходами, так что никакая искусственная классификация с резкими разделительными границами не может истинно представлять факты природы. На сегодня, следовательно, наилучшей систематикой является та, которая объединяет, насколько это возможно ради удобства описания, горные породы с общими свойствами, в первую очередь имея в виду те, которые наиболее прямо зависят от важных генетических условий. Используемая ниже систематика должна рассматриваться как одно из соглашений, а не как принцип. В идеальной системе номенклатура должна сочетаться с классификацией. Конечно, сегодня это в петрологии невозможно. Более того, большая путаница возникла в номенклатуре горных пород ввиду быстрого развития описательной петрографии. Многие всё ещё употребляемые названия старше современных методов исследования: они были даны тогда, когда применялись тривиальные способы распознавания... [15, с. 20, пер. авт.]». А. Харкер различал плутонические, гипабиссальные, вулканические, осадочные и метаморфические (разных типов) горные породы с их дальнейшей классификацией по химическому и минеральному составам, а также структуре – примерно то же, что и сегодня изучают студенты-геологи.



А. Харкер (1859-1939) и его «Petrology for students».

Приведенная мысль А. Харкера противоречива во многих отношениях. Например, как можно строго (математически) говорить о непрерывности переходов между петрографическими типами, если они определены описательно (вербально)? Тем не менее, за прошедшее столетие ситуация принципиально не изменилась [7, 10-12]. Не решён ни один из дискутировавшихся классификационных вопросов. [Последний пример – дискуссия о петрохимических границах коматитов на Петрографическом съезде в г. Петрозаводске, 2015 г.] По-прежнему в центре внимания – проблема корректного определения индивида и вида горной породы. Её неудовлетворительное решение

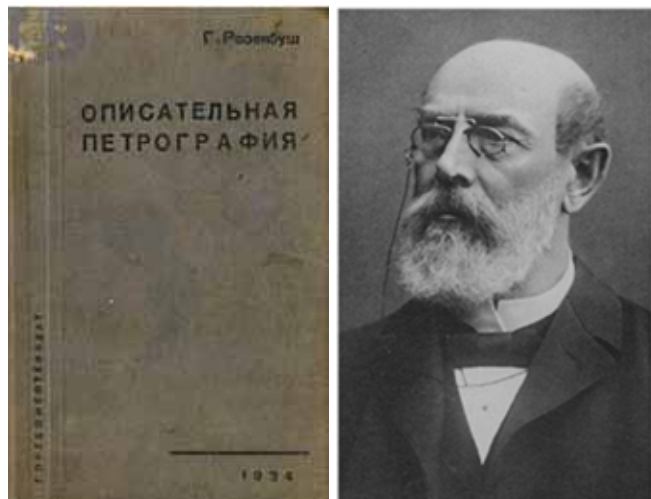
проявляется в целом ряде противоречий: разделительные границы классификаций по химическому и минеральному составам не совпадают, поля классификационных диаграмм перекрываются (неважно, химический или минеральный составы положены в основу), пересчёт химического состава горной породы на миналы часто противоречит её реальному минеральному составу; неясно, является индивидом горной породы всё слагаемое ею геологическое тело или её минимальный объём, представительно передающий её минеральный и химический состав; но как в последнем случае он оформлен в пространстве; достаточно ли использовать в химической классификации лишь главные породообразующие элементы (ведь стало нормой использовать малые элементы – например, TR – как индикаторы условий и механизмов породообразования); достаточно ли использовать в минералогической классификации горных пород лишь породообразующие минералы (ведь изучение аксессуаров – например, циркона – даёт много информации об условиях и механизмах их образования); строго не определены понятия структуры и текстуры, поэтому неясно, фундаментально ли различие между ними и конечно ли их число (в «Петрографических словарях» их уже несколько сотен [9, 13]), по той же причине их значение в классификации и номенклатуре горных пород третьестепенно (после химического и минерального составов). Список нерешённых вопросов приведенным не исчерпывается.

Названные противоречия носят системный характер и не устранимы косметическими средствами. Эклектичность современных классификаций и номенклатуры заложена на начальном этапе становления петрографии в попытке использовать всю доступную информацию для быстрой реконструкции гене-

зиса (механизмов) и физико-химических условий образования горных пород. Именно этим объясняется то, что в классификации петрографических структур возобладала идеология идиоморфизма-ксеноморфизма, пригодная для изучения частных вопросов генезиса горных пород, но непригодная для построения их общей систематики и номенклатуры. Этот подход, в значительной мере благодаря проф. Г. Розенбушу, внедрён в российскую высшую школу благодаря его переводным учебникам [14]. Прогрессивный на определённом историческом этапе, сегодня он сдерживает развитие структурной теории в петрографии. Говоря иначе, петрография слишком быстро, не построив фундаментальной структурной теории кристаллической горной породы, перешла к петрологии для изучения их генезиса физико-химическими методами. Проведенная последовательно и до конца, идеология идиоморфизма-ксеноморфизма установила между всеми минералами горной породы отношения «раньше – позже» и положила их фундаментальными, определяющими её качественное своеобразие. При этом анализ пространственных соотношений минеральных зёрен в горной породе [как раз и определяющий её структуру] почти игнорирован. [Для сравнения: интересуется ли нас при диагностике минерала, какой из атомов встроен в его структуру раньше, а какой позже? Диагностика объективно решается рентгеновским методом. Лишь потом, с учётом дефектов состава и структуры, устанавливается генезис минерального индивида. Вопросы «раньше-позже» вообще рассматриваются в специальной области – изотопной геохимии]. Фундаментальная проблема, с которой закономерно столкнулась петрография – необходимость разработки теории петрографического пространства, в которой ключевую роль играет понятие петрографической структуры, выражающей устойчивый аспект организации горной породы в качественном и количественном своеобразии её минерального состава. Систематика и номенклатура петрографических структур должны быть органической частью и ядром систематики и номенклатуры горных пород. Нельзя считать удовлетворительной ситуацию, когда структура гранита – гранитная, габбро – габбровая, базальта – базальтовая... [Для сравнения: структура кварца – кварцевая, циркона – цирконовая, алмаза – алмазная... Что сказали бы сегодня о такой систематике кристаллографы и минералоги?]

Интересный в нескольких отношениях логический ход сделал д.г.-м.н. А.Б. Вистелиус, сформулировав модель идеального гранита, кристаллизующегося из тройной эвтектики. «Рассмотрим теперь кристаллизацию участка гомогенного расплава, близкого по составу к эвтектике и удалённого от контактов с вмещающей полостью. При этом пусть кристаллизация идёт так, что выделяющиеся кристаллы не претерпевают взаимного смещения. Поскольку кристаллизация носит эвтектический характер, естественно допустить, что кристаллы всех состояний растут примерно одновременно. В этом случае соотношение «кристалл состава I и его сосед – кристалл состава J» таково, что при росте I происходит в окрестности I обеднение расплава веществом, формирующим I... Вследствие этого рядом с I скорее всего появится зерно минерала не I... В таких условиях естественно предположить возникновение простой марковской цепи, обладающей обратимостью и стационарным начальным распределением» [3, с. 241].

Казалось бы, на этом основании уместно положить в основу структурного представления об идеальной кристаллической горной породе это знание о её генезисе, а именно отрицательные пространственные корреляции контактирующих минеральных зёрен одного вида и положительные – в силу необходимости заполнения пространства – разных видов. А далее – как в кристаллографии и минералогии – строить знание о реальной горной породе как нарушении идеала. Здесь даже просматривается идея «Онтогении горных пород» [перебор всевозможных способов кристаллизации и последующих метаморфических изменений горных пород вплоть до исчезновения первичного субстрата составил бы толстый том] по аналогии с «Онтогенией минералов» Д.П. Григорьева. Но большинство изученных А.Б. Вистелиусом гранитоидов показали отклонения от идеальной модели. Применительно к каждому случаю можно искать объяснения в генезисе. Но применительно к пониманию горной породы как таковой, определению петрографической структуры, их классификации и номенклатуры единственно правильным представляется другой путь: сначала



Г. Розенбуш (1836-1914) и «Описательная петрография».



А.Б. Вистелиус (1915-1995) и «Основы математической геологии».

природы другого языка не дано] могут помочь в строгом выражении идей о том, что представляет собой (для определённости – полнокристаллическая) горная порода как объект самостоятельного уровня в иерархии природы [кажется, это никем не оспаривается]. Математическая теория горной породы находится в начале пути, но обещает решение обозначенных проблем. Кажется очевидным, что в Межведомственном петрографическом комитете необходима Комиссия по развитию математических концепций и методов (в том числе компьютерных) в петрографии.

### Историческое отступление

Не следует думать, что идея структурного (агенетического, догенетического) понимания (представления, описания) горной породы как таковой не возникла в умах предшественников, попутно ли с осмыслением иерархии всей неорганической природы, в целях ли специального петрографического изучения конкретных геологических объектов. Г.В.Ф. Гегель в «Философии природы», параграф «Геологическая природа» пишет: *«Гранит состоит, как известно, из кремня, кварца, абсолютной земли, упорствующей точечности; из слюды – поверхности, развивающейся в противоположность, раскрывающейся точечности, момента горючести, содержащего в себе зародыш всех абстракций; и наконец, из полевого шпата – намечающейся нейтральности...»* В этом месте практикующий петрограф, утомлённый философскими метафорами, может оставить чтение. И зря, поскольку следующая фраза вполне вознаградит за труды: *«Смысл и дух процесса составляет внутренняя связь, необходимое соотношение образований, к которому временная смена ничего не прибавляет. Требуется познать всеобщий закон этой последовательности, для чего нет надобности в форме истории... Внутренняя связь существует в настоящем как рядополо-*



Г.В.Ф. Гегель (1770-1831) и «Философия природы».

– максимально продвинутой структурной теорией, затем – изучением генезиса. Структурная теория – не вместо, но как надёжная основа для охвата всего многообразия горных пород и лишь потом – познания их генезиса и прочих аспектов. [Иначе говоря, пусть генезис горных пород изучается доступными методами уже сегодня. Речь идёт лишь о правильной методологической установке, известной ещё древним грекам: сначала – наблюдаемые факты (структурный подход), затем – какие угодно интерпретации (каузальный, эволюционный, генетический и прочие подходы)].

Автор убеждён в том, что лишь концепции математики [при описании

природы другого языка не дано] могут помочь в строгом выражении идей о том, что представляет собой (для определённости – полнокристаллическая) горная порода как объект самостоятельного уровня в иерархии природы [кажется, это никем не оспаривается]. Математическая теория горной породы находится в начале пути, но обещает решение обозначенных проблем. Кажется очевидным, что в Межведомственном петрографическом комитете необходима Комиссия по развитию математических концепций и методов (в том числе компьютерных) в петрографии.

могут помочь в строгом выражении идей о том, что представляет собой (для определённости – полнокристаллическая) горная порода как объект самостоятельного уровня в иерархии природы [кажется, это никем не оспаривается]. Математическая теория горной породы находится в начале пути, но обещает решение обозначенных проблем. Кажется очевидным, что в Межведомственном петрографическом комитете необходима Комиссия по развитию математических концепций и методов (в том числе компьютерных) в петрографии.

Акад. В.И. Вернадский в «Философских мыслях натуралиста» сформулировал идею о пространстве горной породы как специфическом состоянии пространства земной ре-

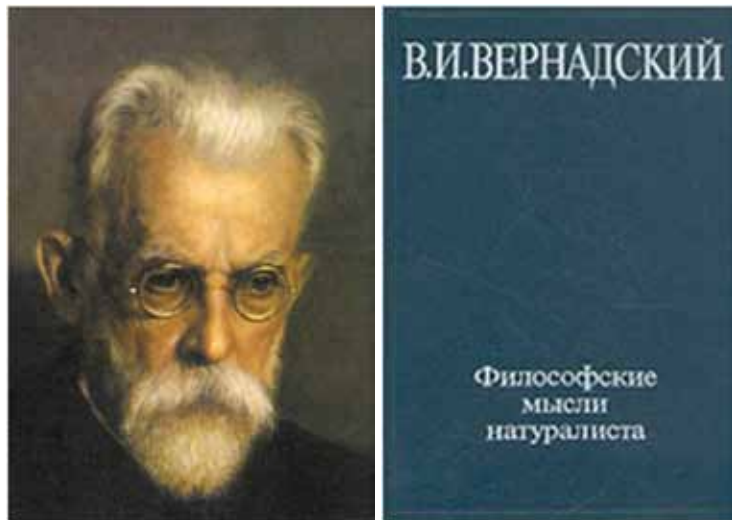
альности [2]. [Впрочем, и у него был великий предшественник. Если из чего-то наблюдаемого, осязаемого – например, кристаллической горной породы – один за другим отбрасывать атрибуты, стремясь к максимально общему описанию, что останется в конце? Конечно, останутся врождённые идеи пространства и времени. О времени мы здесь вообще не говорим. А вот без категории пространства, похоже, не обойтись никак.] Идея характеризовать пространства совместимыми с ними симметриями (здесь пригодился принцип диссимметрии П. Кюри) развита в работах проф. И.И. Шафрановского. Он рассмотрел горные породы как текстурированные среды, по А.В. Шубникову, без конструктивного определения категории петрографической структуры. Тем не менее, важное понятие – пространство – прозвучало. Мы тоже используем его далее.

Д.г.-м.н. А.Ф. Белоусов высказал ясную мысль: *«Фактом является отсутствие в настоящее время достаточно мотивированного и конструктивного общего определения понятия горной породы... Классическая трактовка горной породы как природного минерального агрегата может считаться системно состоятельной. Но без дополнительной расшифровки она мало конструктивна»* [1]. Между прочим, она реабилитирует огромную армию (по меньшей мере отечественных) петрографов, возглавляемых Межведомственным петрографическим комитетом, ибо показывает работу мысли в основаниях дисциплины. Ведь признание непонимания и правильная формулировка проблемы – первый шаг к пониманию. По сути сказанного, «трактовка горной породы как природного минерального агрегата» всё же не кажется нам системно состоятельной, поскольку не ясен именно системный характер горной породы. Систему делает таковой структура – устойчивый, инвариантный аспект организации. Но именно категория петрографической структуры сегодня как раз и не определена. [Сотни многословных описаний в петрографических словарях, тысячи зарисовок и фотографий в атласах структур и текстур не сделают проблему более ясной. Думающий иначе пусть ответит на вопрос: сколько всего есть петрографических структур и в каком смысле – подобно тому, как в кристаллах реализуются 230 пространственных и 32 точечные группы симметрии. А если петрографических структур бесконечно много, то и это требует логического обоснования].

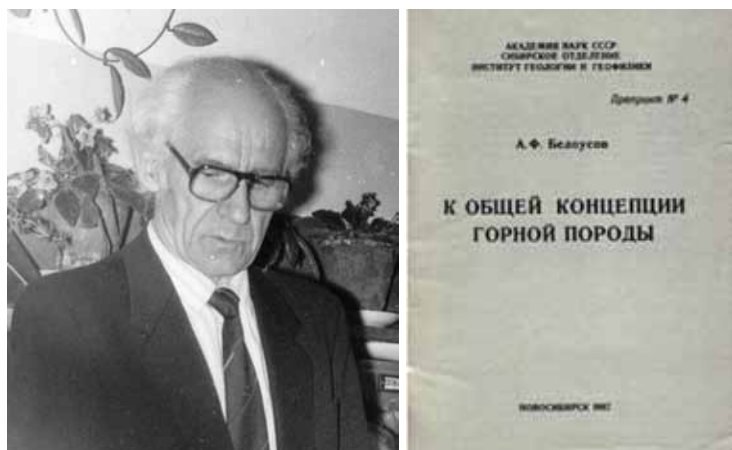
Краткий исторический экскурс завершим замечательно ёмкой мыслью, в которой заложена целая программа математического описания геологических объектов: *«Сущность проблемы, по-видимому, состоит в том, чтобы обнаружить такие математические структуры и алгебры, которые были бы изоморфны геологическим системам, то есть позволяли бы их описывать на математическом языке»* [8]. Далее указаны математические понятия и методы, которые кажутся пригодными для описания природного объекта, который мы уверенно называем горной породой.

### Основные математические понятия

Базируясь на естественных элементах (минеральных зёрнах) и их отношениях (видовой тождественности / нетождественности, пространственного контактирования / неконтактирования) в горной породе, её можно последовательно определить как топологическое пространство,



В.И. Вернадский (1863-1945) и «Философские мысли натуралиста».



А.Ф. Белоусов (1926-1998) и препринт «К общей концепции горной породы».

пространство толерантности, измеримое пространство, метрическое пространство, коррелированное (частично упорядоченное) пространство. Определения даны и пояснены далее. Заметим, что элементы и отношения введены из соображений минимальности (все они есть в любой горной породе) и достаточности для развития нетривиальной теории. Читатель может начать с других элементов и отношений и построить свою теорию.

**Определение 1.** Множество  $\mathfrak{R}$  элементов любой природы называется топологическим пространством, если оно может быть представлено как объединение некоторого семейства  $\mathfrak{T}$  своих подмножеств, замкнутого относительно объединения любого числа и пересечения любых двух из них.  $\mathfrak{T}$  называется топологией  $\mathfrak{R}$ . Если в  $\mathfrak{R}$  можно выбрать семейство  $\mathfrak{N}$  подмножеств так, что каждое множество из  $\mathfrak{T}$  есть объединение некоторых множеств из  $\mathfrak{N}$ , то  $\mathfrak{N}$  называется базой  $\mathfrak{R}$ .

Горная порода – топологическое пространство с целым спектром топологий от тривиальной (горная порода берётся целиком, без выделения частей) до дискретной (в горной породе позволительно выделять любые части). Очевидно, в дискретной топологии возможны любые мысленные процедуры: выделение минеральных парагенезисов, мономинеральных и любых других ассоциаций. Поиски фундаментального представления о принципах устройства горной породы означают не что иное, как поиски промежуточной – между указанными крайностями – топологии. Смысл этой конструкции в петрографии состоит в следующем. Петрограф мыслит горную породу, исходя из очевидного, в буквальном смысле наблюдая её в образце и под микроскопом. Но всё увиденное (морфологические характеристики минеральных зёрен) и генетически интерпретированное (статистические распределения размеров в терминах кинетики роста, идеоморфизм–ксеноморфизм как признак последовательности кристаллизации) не привело к построению структурной теории горной породы. Категория топологического пространства ставит все дальнейшие математические процедуры на фундаментальную основу. [По сути, это определение, самое непонятное и пугающее из приведенных в статье, предлагает петрографу бегство от очевидности. Казалось бы, вот минеральные зёрна, они слагают горную породу – всё так просто! Дело именно в том, что эта очевидность не позволяет развить никакой теории и пускает воображение петрографа по пути художественного описания горных пород. Кроме того, легко видеть, что свободно обращаясь с минеральными зёрнами в горной породе (выделяя, объединяя, сравнивая их по любому признаку в штуфе или шлифе) петрограф уже пользуется дискретной топологией, того не подозревая].

**Определение 2.** Отношение  $*$  называется рефлексивным, если  $\forall x: x*x$ ; симметричным, если  $\forall x, y: x*y \Rightarrow y*x$ ; транзитивным, если  $\forall x, y, z: x*y, y*z \Rightarrow x*z$ . Эквивалентность = рефлексивность + симметричность + транзитивность, толерантность = рефлексивность + симметричность, строгий порядок = антирефлексивность + транзитивность, нестрогий порядок = рефлексивность + транзитивность + антисимметричность, квазипорядок = рефлексивность + транзитивность. Отношение эквивалентности на множестве порождает классификацию, отношение толерантности – пространство толерантности, отношения порядка – структуры.

Горная порода – пространство толерантности с определяющим (рефлексивным, симметричным, не транзитивным) отношением неконтактирования минеральных зёрен или непустого перекрытия их агрегатов. Как интерпретировать этот результат? Если изучение природы состоит в поиске структур, подразумевающих один из названных порядков, то пространство толерантности – не структура. Этому препятствуют наличие симметричности и отсутствие транзитивности у порождающих отношений. Но именно благодаря отказу от транзитивности толерантность есть логическое расширение эквивалентности, а пространства толерантности суть обобщения классификаций, лежащих в основаниях всех естественных наук как первый шаг, требующий шага второго. Если классификации разбивают целое на части, то пространства толерантности возвращают им целостность. Поэтому их иногда нестрогим называют классификациями с размытыми границами. Концепция толерантности нетривиальным образом выражает идею целостности пространства горной породы. Акцентируем внимание на том, что строгое определение всего лишь двух межэлементных отношений в горной породе (контактирования / неконтактирования) позволило увидеть нетривиальный «замысел природы», а именно: горная порода – пространство толерантности.

**Определение 3.** Мерой в множестве  $\mathfrak{R}$  называется вещественная, неотрицательная, монотонная, аддитивная и ограниченная функция, заданная в некоторой алгебре подмножеств множества  $\mathfrak{R}$ .

Горная порода – измеримое пространство с целым спектром мер, требующих лишь её составленности из минеральных зёрен в общем случае различных видов. Для горной породы мерами будут: число минеральных зёрен данного вида в данном объёме пространства; их объёмы; площади их сечений, изме-

ряемые в полировке или петрографическом шлифе под микроскопом и др. Кроме того, меры можно использовать для определения метрик, что связывает этот раздел теории со следующим. Заметим также, что дискретная топология горной породы автоматически обеспечивает требование «быть алгеброй».

**Определение 4.** Множество  $\mathfrak{R}$  элементов любой природы называется метрическим пространством, если  $\forall i, j$  определено вещественное число  $h(i, j)$ , называемое метрикой (расстоянием): (1)  $h(i, j) \geq 0$ ,  $h(i, j) = 0 \Leftrightarrow i \equiv j$ , (2)  $h(i, j) = h(j, i)$ , (3)  $\forall i, j, k \Rightarrow h(i, j) + h(j, k) \geq h(i, k)$ .

Горная порода – метрическое пространство с целым спектром метрик, заданных через различные отношения минеральных зёрен и агрегатов, а также их меры. (1)  $h(a, b) = \min [\text{dist} (a, b)]$ , где  $\text{dist} (a, b)$  – число бинарных границ на непрерывном пути из  $a$  в  $b$  в пространстве горной породы. Эта метрика (как и все последующие) работает с минеральными зёрнами, а не точками в их границах, как это делается во всех современных автоматических анализаторах структур. Она хорошо известна в теории графов, для которых расстояние между вершинами измеряется минимальным числом соединяющих их рёбер. (2) Метрика Хаусдорфа  $\sigma(A, B) = \max \{ \{ \zeta(a, B) \mid a \in A \}, \{ \zeta(b, A) \mid b \in B \} \}$ , где  $\zeta(a, B) = \max \{ h(a, b) \mid b \in B \}$ ,  $\zeta(b, A) = \max \{ h(b, a) \mid a \in A \}$ . Она позволяет находить расстояния между ассоциациями минеральных зёрен, не обязательно связными (т.е. агрегатами). (3) Метрика  $\xi(A, B) = \mu(A \cup B) - \mu(A \cap B)$ . (4) Метрика  $\rho(A, B) = 1 - \mu(A \cap B) / \mu(A \cup B)$ , где  $\mu$  – мера. Две последние метрики позволяют включить в исследование широкий спектр характеристик, являющихся мерами минеральных зёрен. В целом корректное определение метрики позволяет создать следующий этаж теории – о коррелируемости минеральных зёрен и их различных ассоциаций в пространстве горной породы.

**Определение 5.** Ковариационная функция  $c_{ij}(h) = E [(x - E_x)(y - E_y)]$ , где  $E$  – математическое ожидание случайной величины.

Горная порода – пространственно распределённая случайная функция, значение которой в каждой точке (т.е. минеральный вид каждого зерна) вычисляемо по окружению. По-видимому, это представление о горной породе фундаментально. Оно охватывает все её реализации и не нуждается – в отличие от кристаллографии – в противопоставлении идеального и реального [вспомним также модель идеального гранита А.Б. Вистелиуса]. Горные породы (по крайней мере полнокристаллические) – частично упорядоченные пространства, в которых положение минеральных зёрен и их агрегатов на небольших расстояниях коррелировано:  $c_{ij}(h) \neq 0$  [4, 6]. (Природа этой корреляции показана А.Б. Вистелиусом). Но и предельному случаю некоррелируемости (математическая модель случайной мозаики) соответствует  $c_{ij}(h) = 0$ .

### Определение и классификация петрографических структур

Из системного анализа заимствуем представления об организации и структуре. Организация – совокупность всех отношений между частями целого. Структура – совокупность принципиально важных отношений, определяющих целое, без которых оно не существует. Организацию горной породы фиксируем распределением вероятностей межзерновых контактов:

$$\sum_{i,j=1}^n p_{ij} m_i m_j = [m_1 \ m_2 \ \dots \ m_n] \begin{bmatrix} p_{11} & p_{12} & \dots & p_{1n} \\ p_{21} & p_{22} & \dots & p_{2n} \\ \dots & \dots & \dots & \dots \\ p_{n1} & p_{n2} & \dots & p_{nn} \end{bmatrix} \begin{bmatrix} m_1 \\ m_2 \\ \dots \\ m_n \end{bmatrix}$$

[Это и последующее алгебраические выражения имеют для дальнейшего фундаментальное значение и требуют пояснений. 1. Сложность любой системы определяется разнообразием не столько элементов (хотя понятно, что всё начинается с них), сколько межэлементных отношений. То, что петрограф воспринимает как петрографическую структуру, главным образом формируется отношением контактирования минеральных зёрен. 2. Вероятности (частоты) контактирования минеральных зёрен различных видов при их равномерном распределении в пространстве пропорциональны их концентрациям и, следовательно, их произведениям. Такой подход используется в ряде наук: в химии – при расчёте равновесий реакций; в физике – при выводе макропараметров газов через кинематику молекул; в биологии – в моделях эволюции популяций типа «хищник – жертва», и т.д. 3. Вероятности  $p_{ij}$  следовало бы считать в 3D, но для этого нет неразрушающих физических методов. Как соотносятся с ними  $p_{ij}$ , подсчитанные в 2D (штуфе, шлифе) – эта стереологическая задача не имеет строгого решения. Предполагается, что те и другие совпадают. 4. Строение горных пород (а также металлов и сплавов) таково, что в 3D три зерна контактируют по ребру (в 2D сечениях кажется, что они контактируют в точке), а четыре зерна – в точке (в 2D сечения они вообще

не попадают по закону геометрических вероятностей). Идеальное описание было бы в вероятностях  $p_{ijk}$ . Но для этого нет соответствующей алгебраической теории. Таким образом, предлагаемое описание петрографических структур в вероятностях  $p_{ij}$ , к тому же считаемых в 2D – максимум возможного сегодня].

И приведенного формализма следует, что горная порода представляет собой много-многозначное отображение [по-видимому, отображение такого типа впервые используется в науках о минеральном веществе] определённого набора минералов на себя, управляемое оператором  $P_{ij}$  вероятностей межзерновых контактов:

$$\sum_{i,j=1}^n p_{ij} m_i m_j = \{m_i\}_1^n \xrightarrow{P_{ij}} \{m_i\}_1^n$$

По сути, это ответ на приведенное выше замечание д.г.-м.н. А.Ф. Белоусова: «Классическая трактовка горной породы как природного минерального агрегата ... без дополнительной расшифровки ... мало конструктивна». Оператор  $P_{ij}$  представляет собой симметрическую матрицу коэффициентов квадратичной формы от  $n$  переменных, где  $n$  – число минералов в горной породе. Соответствующую квадратичную поверхность в  $n$ -мерном пространстве назовём структурной индикатрисой. Отсюда следует сразу несколько идей. Во-первых, структуру горной породы удобно фиксировать (геометрически) индикатрисой и (алгебраически) диагональной формой матрицы вероятностей  $P_{ij}$ .

**Определение 6.** *Петрографическая структура – инвариант горной породы, фиксируемый (геометрически) индикатрисой и (алгебраически) канонической диагональной формой матрицы вероятностей  $P_{ij}$  межзерновых контактов.*

Тем самым классификация петрографических структур сведена к таковой для квадратичных форм (поверхностей). Здесь ещё раз уместно привести цитату: «Сущность проблемы, по-видимому, состоит в том, чтобы обнаружить такие математические структуры и алгебры, которые были бы изоморфны геологическим системам, то есть позволяли бы их описывать на математическом языке» [8]. Можно доказать, что в принятых определениях для  $n$ -минеральных горных пород существует ровно  $n$  структур – по числу  $m = 1 \dots n$  положительных элементов в диагональной форме матрицы  $P_{ij}$ . Номенклатура структуры однозначно задаётся символом  $S_n^m$ . При этом каждая структура допускает  $C_n^m$  состояний в зависимости от расположения  $m$  положительных элементов в  $n$  позициях диагональной формы матрицы  $P_{ij}$ . Итого:  $C_n^1 + \dots + C_n^n = 2^n - 1$  – именно столько структурных состояний возможны для  $n$ -минеральных горных пород. [Вспомним А. Харкера: «В идеальной системе номенклатура должна сочетаться с классификацией. Конечно, сегодня это в петрологии невозможно»]. Между прочим, из этого следует, что в описании горных пород не следует пренебрегать аксессуарными минералами. С ростом  $n$  разнообразие петрографических структур растёт так же, но число структурных состояний – как  $2^n$ .

Все возможные структуры би- и триминеральных горных пород уже найдены. На рис. показан условный переход от состояния 1 (эллиптический тип) к 5 (гиперболический тип). Крайние точки соответствуют норитам Фёдорово-Панского массива, Кольский п-ов. Граница между структурными типами  $C_2^1$  и  $C_2^2$  – условие  $p_{11} p_{22} = p_{12}^2$  в точке 3 (геометрический образ – пара параллельных прямых). В геометрических образах переход состоит в непрерывном повороте и удлинении эллипса, его разрыве в бесконечно удалённых точках, изгибании пары параллельных прямых в гиперболу и её дальнейшей деформации. Соответствующие изменения вероятностей межзерновых контактов в петрографических шлифах неуловимы, что и сформировало мнение А. Харкера (да и современных практикующих петрографов): «Не может быть создана никакая классификация, которая обладала бы определённой точностью, найденными в некоторых других областях науки ... Горные породы различных типов часто связаны непрерывными переходами, так что никакая искусственная классификация с резкими разделительными границами не может истинно представлять факты природы» [15]. Предложенный подход решает «проблему Харкера». Всякая петрографическая структура устойчива относительно некоторых непрерывных вариаций вероятностей  $p_{ij}$  межзерновых контактов. Но это не противоречит скачкообразному изменению типа структуры на резких (других не бывает) границах классификации. Они определяются соотношениями Харди-Вайнберга, известными в биологии как условия равновесия конкурирующих аллелей.

### Матричное описание преобразований

В предложенной классификации петрографических структур возможны преобразования двух типов – в пределах классов и между ними. Первые логично назвать количественными, поскольку они изменяют организацию, но сохраняют структуру, вторые – качественными, так как они меняют структуру. Преоб-



разования первого типа хорошо известны в алгебре, называются преобразованиями подобия и легко интерпретируемы геометрически: петрографические структуры одного типа подобны в том же смысле, что и эллипсы, гиперболы (2D), эллипсоиды, гиперболоиды... (3D) – каждый в своём классе. Для любых двух состояний  $[P_{ij}]$  и  $[*P_{ij}]$  горной породы с одной структурой найдётся связывающее их невырожденное преобразование подобия  $[Q]$ :  $[*P_{ij}] = [Q]^T [P_{ij}] [Q]$ . Преобразования подобия образуют мультипликативную группу.

Описание качественных преобразований представляет более интересную задачу. Её специфику легко пояснить геометрически в силу построенного выше изоморфизма структурных типов  $n$ -минеральных горных пород и их индикатрис – поверхностей 2-го порядка в  $n$ -мерном пространстве. Как преобразовать эллипс в гиперболу, эллипсоид в 1- или 2-полостный гиперболоид? Казалось бы, для этого следует разорвать эллипс (эллипсоид), создав из его частей гиперболу (гиперболоиды)... Трудно представить, сколь сложные математические преобразования могут обеспечить нужный результат. Но средства алгебры позволяют решить задачу относительно просто, конечно, упаковав всю сложность в оболочку формализмов. Идея состоит в том, чтобы сначала описать переходы между специальными представителями классов, характеризуемыми каноническими формами матриц  $[P_{ij}] \pm 1$  на диагоналях. Для этого использованы те же диагональные  $\pm 1$  матрицы, образующие мультипликативную группу на множестве структурных состояний (а не структур как таковых – это важно). Далее, переход от канонической матрицы к любому представителю того же класса выполняется как преобразование подобия. Так, на 3 структурных состояниях биминеральной горной породы (1 отвечает эллипсу, 2 – гиперболу) определена мультипликативная группа преобразований  $\Gamma_2$  порядка 4 с неприводимой системой образующих порядка 2.

Аналогично, на 7 состояниях триминеральной горной породы (1 отвечает эллипсоиду, 3 – 1-полостному, 3 – 2-полостному гиперболоиду) определена мультипликативная группа преобразований  $\Gamma_3$  порядка 8 с неприводимой системой образующих порядка 3.

Почти очевидным образом результат обобщается на  $n$ -минеральные горные породы. А именно, на их  $2^n - 1$  структурных состояниях определена мультипликативная группа преобразований  $\Gamma_n$  порядка  $2^n$  с неприводимой системой образующих порядка  $n$ . Строение соответствующих матриц понятно из примеров.

$$\begin{array}{cccc}
 \begin{bmatrix} 1 & \\ & 1 \end{bmatrix} & \text{эллипс} & \begin{bmatrix} 1 & \\ & -1 \end{bmatrix} & \text{гипербола} & \begin{bmatrix} -1 & \\ & 1 \end{bmatrix} \\
 & \mathbf{1} & & m_y & m_x & & \mathbf{-1} \\
 \mathbf{\Gamma_2} : & \begin{bmatrix} 1 & \\ & 1 \end{bmatrix} & \begin{bmatrix} 1 & \\ & -1 \end{bmatrix} & \begin{bmatrix} -1 & \\ & 1 \end{bmatrix} & \begin{bmatrix} -1 & \\ & -1 \end{bmatrix} \\
 & & & m_x & m_y \\
 \text{Неприводимая система образующих для } \mathbf{\Gamma_2} : & \begin{bmatrix} -1 & \\ & 1 \end{bmatrix} & \begin{bmatrix} 1 & \\ & -1 \end{bmatrix}
 \end{array}$$



Любопытно, что все они имеют аналоги в симметрических преобразованиях на плоскости ( $\Gamma_2$ ) и в пространстве ( $\Gamma_3$ ) – отражениях относительно плоскостей, осей и начала координат (обозначены красным). Правда, от этой аналогии следует более отталкиваться, чем ей следовать. Смысл преобразований в петрографии

$$\Gamma_3: \begin{matrix} 1 & m_x & m_y & m_z & 2_x & 2_y & 2_z & -1 \\ \begin{bmatrix} 1 & & \\ & 1 & \\ & & 1 \end{bmatrix} & \begin{bmatrix} 1 & & \\ & 1 & \\ & & -1 \end{bmatrix} & \begin{bmatrix} 1 & & \\ & -1 & \\ & & 1 \end{bmatrix} & \begin{bmatrix} -1 & & \\ & 1 & \\ & & -1 \end{bmatrix} & \begin{bmatrix} 1 & & \\ & -1 & \\ & & -1 \end{bmatrix} & \begin{bmatrix} -1 & & \\ & 1 & \\ & & -1 \end{bmatrix} & \begin{bmatrix} -1 & & \\ & -1 & \\ & & 1 \end{bmatrix} & \begin{bmatrix} -1 & & \\ & -1 & \\ & & -1 \end{bmatrix} \\ \text{Неприводимая система образующих} & & & & & & & \\ \text{для } \Gamma_3: & & & & & & & \\ & & & & m_x & m_y & m_z & \\ & & & & \begin{bmatrix} -1 & & \\ & 1 & \\ & & 1 \end{bmatrix} & \begin{bmatrix} 1 & & \\ & -1 & \\ & & 1 \end{bmatrix} & \begin{bmatrix} 1 & & \\ & 1 & \\ & & -1 \end{bmatrix} & \end{matrix}$$

скорее отвечает переименованию минеральных видов друг в друга (или замещению друг друга в тех же структурных позициях). Заметим, что применение теории групп к описанию преобразований означает существенный шаг вперёд. Вспомним, что это ознаменовало для кристаллографии более века тому назад...

### Заключение

Историкам и философам естественных наук ещё предстоит понять, почему до сих пор не была построена теория строения кристаллической горной породы из видимых элементов – минеральных зёрен, хотя теория строения кристалла из невидимых атомов известна уже более 100 лет. Мы не знаем, какую математическую идею заложила природа в строение кристаллической горной породы – в том смысле, что в строение кристаллов она заложила идею 230 пространственных групп Фёдорова-Шёнфлиса. Автором разработано связное представление о горной породе как топологическом, толерантном, измеримом, метрическом и коррелированном пространстве, пока не претендующее на полноту. Для одной горной породы могут быть определены различные топологии, меры и метрики. Тем самым петрографическое пространство получает взаимно дополняющие представления. Такая относительность не противоречит тому, что одно из них может оказаться фундаментальным, характеризующим петрографическое пространство наиболее рационально. Так, кристаллическое пространство строится на волновых и корпускулярных представлениях. Но лишь во втором случае выводимы фёдоровские группы, признанные его фундаментальным представлением. В конце концов, автор не настаивает на том, что предложенная теория – та самая, которая должна лечь в основание петрографии. Автор настаивает лишь на том, что такая теория должна и может быть построена. Пришло время...

### Список литературы

1. Белоусов А.Ф. К общей концепции горной породы. Препринт. Н.: ИГТ СО АН СССР, 1987. 52 с.
2. Вернадский В.И. О состояниях физического пространства. Философские мысли натуралиста. М.: Наука, 1988. С. 255-274.
3. Вистелиус А.Б. Основы математической геологии (определение предмета, изложение аппарата). Л.: Наука, 1980. 389 с.
4. Войтеховский Ю.Л. 12 этюдов на темы кристалломорфологии, минералогии и петрографии. Апатиты: Изд-во К & М, 2011. 204 с.
5. Гегель Г.В.Ф. Энциклопедия философских наук. Т. 2. Философия природы. М.-Л.: Ин-т философии Комкадемии при ЦИК СССР, 1934. 684 с.
6. Горная порода: опыты постижения. Сб. статей, посв. X Всерос. петрографич. совещ. «Петрография. XXI век». Апатиты, 28-30 июня 2005 г. Апатиты: Изд-во К & М, 2005. 167 с.
7. Классификация и номенклатура plutonic (intrusive) горных пород. М.: Недра, 1975. 25 с.
8. Косыгин Ю.А., Соловьёв В.А. Статические, динамические и ретроспективные системы в геологических исследованиях // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1969. № 6. С. 9-17.
9. Левинсон-Лессинг Ф.Ю., Струве Э.А. Петрографический словарь. М.: Госгеолтехиздат, 1963. 448 с.
10. Петрографический кодекс. Временный свод правил и рекомендаций. СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 1992. 152 с.
11. Петрографический кодекс. Магматические и метаморфические образования. СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 1995. 128 с.
12. Петрографический кодекс России. Магматические, метаморфические, метасоматические, импактные образования. СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2008. 200 с.
13. Петрографический словарь / Ред. В.П. Петров и др. М.: Недра, 1981. 496 с.
14. Розенбуш Г. Описательная петрография. Л.-М. – Грозный – Новосибир.: Горгеолнефтеиздат, 1934. 720 с.
15. Harker A. Petrology for students. Cambridge: University Press, 1908. 336 p.

## ЭВОЛЮЦИЯ ВИЗУАЛЬНОГО ОБРАЗА КОЛЬСКИХ СААМОВ В РОССИЙСКОЙ ЭТНОГРАФИИ

Бодрова О.А.

ЦГП КНЦ РАН, Апатиты, bodrova@rambler.ru

Визуальный образ – одна из форм репрезентации этнического образа, служащая коммуникативной единицей межэтнического взаимодействия. В русской культуре есть немало примеров визуальных репрезентаций других народов: от зарисовок этнографических реалий, сопровождающих записи исследователей, до этнографических фильмов, набирающих всё большую популярность. Визуальный образ кольских саамов формируется в российской этнографии в XVIII–XIX вв. Наряду с огромным числом письменных источников, содержащих словесные описания культурно-бытовых особенностей, в свет выходят издания с изображениями этой этнической группы: рисунками, гравюрами, литографиями, а затем и фотографиями, в совокупности передающими культурную информацию и выражающими некоторую идею.

Первыми изданиями, в которых появляются изображения кольских саамов, являются этнографические альбомы XVIII–XIX вв. Они были составной частью географического, этнографического и статистического описания страны и представляли Россию как «общность этнических типажей» [2]. В этих изданиях «в лицах» изображались многие компоненты этнографического описания народов: антропологические типы, летний и зимний национальные костюмы, орудия труда, традиционное жилище, элементы флоры и фауны. Как правило, альбомные изображения выглядели как типажно-костюмные зарисовки – жанр, популярный в России в конце XVIII в. Начало подобным изданиям было положено иллюстрированным альбомом «Народы России, или Описание обычаев, нравов и костюмов разных народов Российской империи» с рисунками русского художника Е. Корнеева, опубликованным в Париже в 1812 г. на французском языке. Однако ни этот альбом, ни многие другие известные издания не включали в себя изображений или описаний кольских саамов. Первым трудом, в котором можно встретить их визуальный образ, является «Описание всех в Российском государстве обитающих народов, также их житейских обрядов, вер, обыкновений, жилищ, одежд и прочих достопамятностей» И.-Г. Георги [3]. За ним следует «Этнографическое описание народов России» Г.-Т. Паули [8]. Основные особенности иллюстрированных альбомов этого периода: 1) подчеркнутое изображение того, что в антропологии принято называть «культурным телом» [12], которое наряду с репрезентацией телесности включает в себя изображение костюма и предметной среды; 2) субъективное, иногда искажённое видение внешних особенностей саамской культуры, что демонстрируют, в частности, рисунки к альбому И.-Г. Георги.

Субъективность и неточность визуальных репрезентаций кольских саамов были обусловлены дефицитом этнографической информации, особенно наглядной. Их культура была крайне слабо отражена в музейных экспозициях столичных и местных учреждений. На Русской этнографической выставке 1867 г. (первом масштабном научно-просветительском мероприятии в отечественной этнографии) саамы были представлены всего одним манекеном, при том, что общий фонд выставки включал около 300 манекенов, 450 комплектов и деталей одежды, 1100 предметов быта и 1600 фотографий. Этот единственный манекен изображал саамскую женщину, стоящую у своего жилища в суконной нижней рубашке и верхнем суконном кафтане с откидными рукавами, в чулках и кожаных башмаках [17]. Хотя манекен претендовал на точное отражение саамской антропологии и был окружён подлинными предметами традиционной одежды, этого материала было недостаточно для того, чтобы делать какие-либо выводы об антропологических характеристиках кольских саамов и реалиях их быта.

Недостаток этнографической информации о народах Российской империи должен был быть восполнен при подготовке к Антропологической выставке 1879 г., организацией которой занималось Императорское общество любителей естествознания, антропологии и этнографии (ИОЛЕАЭ). Для изучения антропологических и этнографических материалов от ИОЛЕАЭ во все концы страны отправились представители разных научных дисциплин. Среди них был начинающий антрополог А.И. Кельсиев, который в 1876 г. побывал в Архангельске и во время путешествия по берегу южной части Белого моря собрал коллекцию орудий первобытного человека. В 1877 г. он совершил поездку на Кольский п-ов, посетил 11 погостов в его центральной, северной и восточной частях, произвёл первые в России антропологические измерения саамов, собрал богатую этнографическую коллекцию предметов их материальной культуры, провёл археологические исследования, составил словарь саамского языка. Результаты А.И. Кельсиева отразил в «Антропологическом очерке лопарей» и дневнике писем «Поездка к лопарям» [4]. Коллекции А.И. Кельсиева, представленные на Антропологической выставке, затем были переданы Политехническому музею.

Антропологические маски и предметы одежды саамов, привезённые исследователем, использованы при изготовлении манекенов, ставших экспонатами на выставке. С них же срисованы персонажи иллюстраций к очеркам Н.Н. и В.Н. Харузиных [13, 15], изданиям «Народы России. Чеченцы. Лопари» [6] и «Русские народы» [9]. Развитие визуального образа кольских саамов в российской этнографии можно уверенно разделить на 2 периода: до и после А.И. Кельсиева. Но ни собранные им данные, ни обширный материал о саамах, накопленный к концу XIX в., не избавили этнографическую литературу, в том числе визуальные репрезентации саамской культуры, от ложных стереотипов и искажений культурных фактов.

Параллельно с «портретными», типажно-костюмными изображениями саамов в российской этнографии были визуальные репрезентации, в которых персонаж-саами отсутствует или не является центральной фигурой. В основном это рисунки или литографии профессиональных художников, которые использовались в качестве иллюстраций к этнографическим описаниям, например, к очеркам В.Н. Харузиной [14], В.Н. Львова [5] и др. В таких изображениях, несмотря на видимое отсутствие человека, в любом случае «рисует» экзотический образ саамов, репрезентируются стереотипные представления об их культуре, предметной и природной среде обитания: стандартно изображаются озёра, острова, лодки, рыболовные снасти, ружьё, олень и прочие реалии, ассоциирующиеся с полукочевыми охотниками и рыбаками Кольского п-ова. На определенном этапе, уже в первой половине XX в., художники, этнографы начинают рисовать иллюстрации к саамским фольклорным текстам (напр., Я.А. Комшилов, В.В. Чарнолуский). Отдельно от иллюстраций к очеркам и этнографическим альбомам, как правило, принадлежащим художникам, не имевшим опыта личного общения с саамами, следует рассматривать этнографический рисунок, который является одним из методов сбора данных в этнографии и выполняется исследователем. К этнографическим рисункам можно отнести, например, зарисовки деталей саамской одежды, жилища В.В. Чарнолуского, изображения родовых клейм, способов обозначения множественного числа в саамском языке Я.А. Комшилова.

Нарастающую популярность в начале XX в. приобретает фотография. Наибольшую известность в саамской этнографии получили фотографии И.Ю. Соберга из серии «Мурман» (1910-е) в виде почтовых открыток. Появляются целые иллюстрированные издания, в которых фотография сменила рисунок [10]. По сравнению с художественными рисунками этнографические рисунки и, особенно, фотографии передают более достоверную этнографическую информацию о саамах и могут служить полноценным историческим источником. Но, несмотря на «документальный» характер, в них также подчеркиваются овеществлённые стереотипы о саамской культуре: рыболовство, оленеводство и охота как основные виды занятия, лесная или околородная среда проживания, вежа как традиционное жилище саамов и т.д. Не стоит забывать, что реконструкция этнографических реалий самобытной культуры в любых формах изображения имела задачей не просто воссоздать исторические факты жизни саамского народа, а сформировать экзотический образ Другого. Вероятно, основной интенцией авторов визуальных репрезентаций саамской культуры оставался не только и даже не столько научный интерес к трансляции этнографических фактов, сколько желание продемонстрировать культурное многообразие народов Российского государства как показатель её богатства земельными и культурными ресурсами. В этом аспекте чрезвычайно интересны относительно современные иллюстрации к этнографическим и фольклорным исследованиям культуры кольских саамов конца XX в. Их основной особенностью является «детский» характер изображения: наивный стиль, яркие краски, схематичные контуры. Примечательно, что визуальные образы, выполненные в подобной стилистике, активно используются не только для иллюстраций к фольклорным произведениям (начиная с [7, 11], их принято публиковать в обработке для детей), но и в научных изданиях [16]. Возможно, эта тенденция подчеркивать «детскость» саамской культуры в визуальных изображениях восходит к традиции этнографического описания кольских саамов, обусловленной идеологически обоснованными эволюционистскими представлениями о «старших» и «младших» культурах в государстве [1].

### Список литературы

1. Бодрова О.А. В поисках отражения: саамы Кольского Севера в русской этнографической литературе второй половины XIX – начала XX вв. Апатиты: Изд-во КНЦ РАН, 2014. 168 с.
2. Вишленкова Е.А. Визуальная антропология империи, или «увидеть русского дано не каждому». М.: ГУ ВШЭ, 2008. 56 с.
3. Георги И.-Г. Описание всех в Российском государстве обитающих народов, также их житейских обрядов, вер, обыкновений, жилищ, одежд и прочих достопамятностей. Т. 1. СПб.: Изд. книгопродавца И. Глазунова, 1776. 89 с.

4. Кельсиев А.И. Поездка к лопарям. Письма и предварительные отчёты Комитету. М.: Тип. М.Н. Лаврова и К°, 1878. 234 с.
5. Львов В.Н. Русская Лапландия и русские лопари: географический и этнографический очерк. М.: Типо-литография Русского т-ва печатного и изд. дела, 1903. 82 с.
6. Народы России. Чеченцы. Лопари. Этнографические очерки. СПб.: Досуг и дело, 1880. 85 с.
7. Невеста солнца: саамские сказки / Е.Я. Пация. Мурманск: Кн. изд-во, 1986. 22 с.
8. Паули Г.-Т.Х. Этнографическое описание народов России. СПб.: Тип. Ф. Беллизард, 1862. 310 с.
9. Русские народы: наброски пером и карандашом / Ред. проф. Н.Ю. Зограф. Ч. 1. М.: И.Н. Кушнерев и К°, 1894. 46 с.
10. Северный край. Иллюстрированный альбом Архангельской губернии. СПб., 1914. 74 с.
11. Семилетний стрелок из лука: саамские сказки / Обработка для детей Е. Пация. Мурманск: Кн. изд-во, 1990. 112 с.
12. Тхостов А.Ш. Психология телесности. М.: Смысл, 2002. 287 с.
13. Харузин Н.Н. Русские лопари: очерки прошлого и современного быта. М.: Т-во скоропеч. А.А. Левенсон, 1890. 472 с.
14. Харузина В.Н. Лопари: очерк В. Харузиной. СПб.: Н. Морев, 1902. 38 с.
15. Харузина В.Н. На севере: путевые воспоминания. М.: Тип. т-ва Левенсон и К°, 1890. 234 с.
16. Хомич Л.В. Саамы. СПб.: Просвещение, 1999. 92 с.
17. Этнографическая выставка 1867 г. Императорского общества любителей естествознания, антропологии и этнографии, состоящего при Императорском Московском университете. М.: Тип. М.Н. Лаврова и К°, 1878. 93 с.

#### **А.Е. ФЕРСМАН И АПАТИТОВАЯ ПРОБЛЕМА: ПОЛЕМИЧЕСКИЕ ЗАМЕТКИ ПО ПОВОДУ СТАТЬИ Б.Н. РЖЕВСКОГО «РОКОВАЯ ОШИБКА АКАДЕМИКА»**

Дюжилов С.А.

ЦГП КНЦ РАН, Апатиты, [dyuz\\_arcticsu@mail.ru](mailto:dyuz_arcticsu@mail.ru)

Экспансия исторического мышления охватила широкие слои современного российского общества, породив немало соблазнов: от социально мотивированного ложного истолкования прошлого до так называемого мифотворчества. Подобным продуктом, на наш взгляд, является недавняя публикация Б.Н. Ржевского «Роковая ошибка академика».

Мы не знаем, что подвигло Б.Н. Ржевского встать на путь переосмысления «Хибинской эпопеи» акад. А.Е. Ферсмана. Но то, что этот шаг не приблизил краеведа к творческому успеху – сомнению не подлежит. Объяснение этому даёт известный историк и публицист А. Шубин: «Миф – способ упрощённого мышления. Он опирается на одну часть реальности, игнорируя другую. Вырванные из реальности факты увязаны так, чтобы получилась простая схема, пригодная для управления сознанием человека в его сегодняшней жизни» [14]. Данную в публикации Б.Н. Ржевского версию хибинских страниц биографии А.Е. Ферсмана можно сравнить с мертворождённой мыслительной конструкцией, предназначенной лишь для неподготовленного читателя. Приведенные в ней факты вырваны из контекста эпохи и вместе превращаются в легко узнаваемые мифы времен «великого перелома».

#### **Миф 1. Отсутствие со стороны акад. А.Е. Ферсмана в 1920-1922 гг. внимания к апатиту как важной народнохозяйственной проблеме**

Напомним, что к началу 1920-х Россия представляла собой, по образному сравнению В.И. Ленина, «до полусмерти избитого человека», она была в разрухе, голоде и эпидемиях. В официальных документах того времени зафиксированы случаи каннибализма, в том числе в Мурманской губ., самой малонаселённой в РСФСР. Не случайно в столь тяжёлых условиях постановлением СТО РСФСР северные промыслы были признаны «ударным фронтом Республики» - рыба требовалась России как продукт питания. Способствовать решению этой задачи была призвана и деятельность Северной научно-промысловой экспедиции НТО ВСНХ, в состав которой входил геологический отряд под началом акад. А.Е. Ферсмана. Решая насущные проблемы, уже тогда власть заглядывала в будущее: она видела в науке главное средство выхода из глобального национального кризиса. Первые экспедиции А.Е. Ферсмана как раз и были нацелены на то, чтобы путём глубокого изучения природных ресурсов Мурманского края способствовать его хозяйствен-

ному оживлению. Понадобилось пятилетие упорных работ для того, чтобы считать изученными в общих чертах два больших горных массива в Центральной части Лапландии – Хибинские и Ловозёрские тундры [12].

Возникает вопрос о практических результатах этих работ. Достаточно обратиться к литературному наследию А.Е. Ферсмана, чтобы их оценить. «Мы не ставили (и делали это совершенно сознательно) проблем чисто практического характера. Мы отлично знали, что только чисто научная отвлечённая мысль рождает практические результаты, и глубокое познание определённых областей во всех соотношениях их географического ландшафта само по себе является источником ряда практических завоеваний». Говоря об открытии в эти годы на Кольском п-ове настоящей минералогической сокровищницы, академик не мог не обратить внимание на апатитовые жилы с нефелином. Эти образования с высоким содержанием фосфора и калия, замечает он, представляют «огромный интерес для удобрения тех земельных участков, которые, благодаря трудам Северной научно-промысловой экспедиции, стали возникать по линии Мурманской железной дороги» [8]. Встречи А.Е. Ферсмана с И.Г. Эйхфельдом (первая из них, по воспоминаниям И.Г., была в 1923 г.) во многом побудили последнего организовать опыты по выявлению возможностей применения апатито-нефелиновой породы как удобрения.

Обнаружение А.Н. Лабунцовым в 1923 г. на Расвумчорре апатитовых глыб, совпавшее с открытием Хибинского опытного пункта, «выдвинуло проблему его использования» [6]. Но даже тогда апатиту «не придавалось ещё существенного практического значения» [13]. Как их оценивал в то время акад. Е.А. Ферсман, можно судить по его докладу в трудах Северной научно-промысловой экспедиции. «Нет никакого сомнения, что такой материал, при большей частоте и совместном нахождении фосфорной кислоты и разнообразных силикатов щелочей, явился бы практически очень важным, если бы количественная и хозяйственная сторона его эксплуатации была обеспечена. Однако район апатитовых жил до сих пор мало обследован, протяжение жил по простиранию не выяснено; к тому же трудная доступность ущелий этой части Хибинского массива пока не обнадёживает нас в возможности практического значения этих месторождений, даже если их количественные запасы окажутся значительными» [11]. Именно эти суждения акад. А.Е. Ферсмана нередко служат основой домыслов и спекуляций. Обратимся к экспедиционным отчетам А.Н. Лабунцова за 1926 г. в Институт по изучению Севера и Колонизационный отдел МЖД, в которых затронута предыстория открытия апатитовых месторождений. В них обращают внимание два заключения, сделанных на основе работ 1921-1923 гг.

1. «Большинство апатитовых жил расположены в юго-восточной части Хибинских тундр и по своим небольшим размерам представляли лишь научный интерес, жил же могущих иметь промышленное значение встречено не было, хотя крупные глыбы апатита, находимые в эллиовиальных россыпях или осыпях на склонах гор, указывали на существование и более крупных апатитовых месторождений».

2. «Россыпь с апатитом на г. Расвумчорр, которая была найдена ещё в 1923 г., <...> не обратила на себя должного внимания участников экспедиции (речь идёт о южном отряде Б.М. Куплетского – *Авт.*) как могущая иметь промышленное значение», «на моё предложение вторично осмотреть россыпь <...> отряд ответил отказом, указав, что россыпь произошла от шлировых выделений апатита в нефелиновом сиените» [1].

Казалось бы, у А.Е. Ферсмана были основания отмахнуться от находки апатита А.Н. Лабунцовым. Но он не только придал ей важное значение, но и связал с ней рождение апатитовой проблемы. Обосновать и углубить её поручается первооткрывателю апатитового месторождения. Спустя шесть лет А.Е. Ферсман напишет: «Уже в 1921 г. мы впервые между южными отрогами Кукисвумчорра нашли кусок апатитовой породы <...> и апатитовые жилки в долине Гакмана. Уже тогда мы не могли не обратить внимания на практическое значение этой находки, и в 1923 г. в «Трудах НТУ», перечисляя полезные ископаемые района, я говорил о промышленном значении апатита, хотя ошибочно и отмечал трудную доступность его месторождений» [9]. Когда же удалось доказать большое распространение и промышленное значение апатита, тогда началась борьба за «камень плодородия». И в ней история вновь отвела акад. А.Е. Ферсману ключевую роль.

## **Миф 2. Пустое пятилетие (1923-1928) в изучении апатита акад. А.Е. Ферсманом**

Вклад акад. А.Е. Ферсмана в решение апатитовой проблемы в 1920-х не сводился к его участию в экспедициях. В 1926 г. он был поставлен во главе Особого комитета по исследованию союзных и автономных республик, в 1928 г. преобразованного в Комиссию экспедиционных исследований. На этом учреждении лежала задача систематического изучения естественных производительных сил национальных республик и координация экспедиций Академии наук [5]. В сфере его деятельности оказалась почти вся страна. После его экспедиций в пустынях и тундрах строились рудники и заводы, возникали города.

Одним из самых впечатляющих примеров того, что может сделать наука для развития производительных сил страны, стало Кольское Заполярье. Со слов профессиональных геологов, здесь «руководителем всех работ, в том числе по апатиту, был А.Е. Ферсман, возглавлявший ежегодные экспедиции на Кольском п-ове с 1920 по 1940 г.» «Ещё до производства разведочных работ он оценил масштабы месторождений апатитовых руд и понял их значение как комплексного сырья для получения апатита и нефелина. Трудно сказать, какой путь прошло бы освоение Хибинских месторождений, если бы не энергия и научный авторитет А.Е. Ферсмана, которому пришлось вести организационную работу в хозяйственных органах, а также публикацию изданий, популяризирующих значение и указывающих на сложность хозяйственного освоения минеральных богатств Кольского п-ова. Немалое значение при этом имел и дар убеждения, которым обладал А.Е. Ферсман» [2].

Литература и первоисточники, в том числе использованные в этой статье, изобилуют фактами причастности акад. А.Е. Ферсмана к апатитовой проблеме с 1923 по 1928 гг. Подтверждением могут служить воспоминания акад. Д.И. Щербакова, чл.-корр. АН СССР А.А. Саукова, д.г.-м.н. Б.М. Куплетского, проф. В.И. Крыжановского и проф. П.В. Виттенбурга [10], а также «летопись» открытия Хибинских апатитовых месторождений геолога Е.А. Каменева [4]. Чтобы не «играть в историю», достаточно обратиться к названным публикациям. Чтобы шире взглянуть на проблему, надо установить круг имеющихся источников во всей полноте. И тогда история высветит множество аспектов (Ферсман и Колонизационный отдел МЖД, в ведении которого с 1923 г. находились горные работы в ЮЗ части Хибин; Ферсман и Киров, с 1926 г. возглавивший ленинградскую партийную организацию и фактически решивший судьбу апатита; Ферсман и выработка методов обогащения апатитовой породы за границей; Ферсман и экспорт апатита, Ферсман и освещение апатитовой проблемы, и др.), прочтение которых окончательно превратит озвученные мифы в «составившиеся сплетни».

### **Миф 3. О двуличии акад. А.Е. Ферсмана в отношении *Homo soveticus* и природы**

В чём только не обвиняли акад. А.Е. Ферсмана члены «партии нового типа» (Всесоюзной ассоциации работников науки и техники для содействия социалистическому строительству) и её союзники: «вредно влиял на воспитание молодежи» (в номенклатуре минералов много старорежимных названий), «занимался тем, что не нужно для социалистического строительства, и не занимался тем, что нужно для социалистического строительства», «вёл активную борьбу с советским влиянием в академии»... К этому перечню Б.Н. Ржевский добавил: «враг природы».

В публикации «Козни учёных» с анализом статьи «Хибины» проф. П.А. Кобозева («Известия ВЦИК» от 14.01.1930) Е.А. Каменев так резюмировал подобные нелепости и профанации, адресованные Ферсману и другим геологам: «Пусть дотошный читатель не пытается отыскать смысл в этом словоблудии. Смысла там нет» [3]. Добавлю: нельзя объективно оценить учёного вне его биографии и эпохи, в которой он жил. Гражданский долг учёного акад. Ферсман видел в том, чтобы «помогать людям жить лучше, повышать богатство страны и народа». Он никогда не причислял себя к «покорителям природы», откровенно, иногда резко писал в популярных книгах о пагубных последствиях производственной деятельности человека, уродующей Землю, уподобляя ее лунной поверхности. Выходом он считал комплексное использование минерального сырья. В рассказе «Люди камня» из книги «Воспоминания о камне» он напишет о «мыслящем пролетарии», своём недруге: «всюду первым был Пронченко, не успевавший даже записывать свои наблюдения, всегда простой, искренний товарищ, новый человек новой страны». Он погиб во время страшной лавины в декабре 1935 г., руководя спасательными работами [7]. Каждый ли способен на такое?

### **Список литературы**

1. ГОКУ ГАМО в г. Кировске. Ф. 194. Оп. 1. Д. 35. Л. 1, 18.
2. Горбунов Г.И., Сахаров А.С. А.Е. Ферсман и его роль в развитии Кольского горнопромышленного комплекса // Развитие минералогии и геохимии и их связь с учением о полезных ископаемых. М.: Наука, 1983. С. 274-276.
3. Каменев Е.А. Козни учёных // «Дважды два» от 22.11.2002. С. 15.
4. Каменев Е.А. История открытия Хибинских месторождений // Дважды два. 2002. №№ 39-46.
5. Комков Г.Д., Левшин Б.В., Семёнов Л.К. Академия наук СССР. Краткий исторический очерк. Т. II. М.: Наука, 1977. С. 84.
6. НА КНЦ РАН. Ф. 1. Оп. 6. Д. 81. Л. 8.
7. Разгон Л.Э. Зримое знание: о книгах К.А. Тимирязева и А.Е. Ферсмана. М.: Книга, 1983. С. 219-220; 234-236.

8. Ферсман А.Е. Три года за Полярным кругом. Пг.: Изд-во «Время», 1924. С. 15.
9. Ферсман А.Е. Апатито-нефелиновая проблема Хибинских тундр // Матер. по химизации народного хозяйства СССР. Вып. 5. Л., 1929. С. 40.
10. Ферсман А.Е. Жизнь и деятельность. Сб. статей и воспоминаний. М.: Наука, 1965. С. 19-21, 134-137, 219, 251, 255-256.
11. Хибинский массив. Очерк научных результатов экспедиций в Хибинские и Ловозёрские тундры. 1920-1921 и 1922 гг. Ред. акад. А.Е. Ферсман. М.-Пг., 1923. С. 63.
12. Хибинские и Ловозёрские тундры. Т. 1. Маршруты. Ред. А.Е. Ферсман // Тр. НТИ по изучению Севера. Вып. 29. М., 1925. С. 3-4.
13. Чиркин Г.Ф. Промышленные перспективы хибинских минеральных богатств // Карело-Мурманский край 1929. № 8-9. С. 4.
14. Шубин А. 10 мифов Советской страны. М.: Яуза, Эксмо, 2006. С. 5.

## ИЗ ИСТОРИИ ХИБИНСКИХ РУДНИКОВ 1930-х

Красоткин И.С., Войтеховский Ю.Л., Лесков А.Л.

ГИ КНЦ РАН, КО РМО, Апатиты-Кировск, woyt@geoksc.apatity.ru

На сегодня в земной коре открыто более 5000 минералов, из них почти четверть – в недрах Кольского региона, включая Хибинский горный массив. Здесь приоритетное значение имеют апатит и нефелин, главная продукция АО «Апатит» – апатитовый и нефелиновый концентраты. Но в 1930-е внимание геологов привлекали и другие минералы: молибденит, ловчоррит, титанит, пирротин, доломит. В те годы ставилась задача комплексного использования всех минеральных богатств Хибинского массива с целью получения различной продукции, необходимой бурно развивающейся химической промышленности Советского Союза, в частности, Мурманского региона. Эту концепцию отстаивали на различных конференциях и в печати акад. А.Е. Ферсман и управляющий трестом «Апатит» В.И. Кондриков [2, 9, 10]. Переход от слов к делу совершался стремительно. За открытием руд, содержащих полезные минералы, формировались большие геологические партии, производились масштабные разведочные работы, определялись запасы. И сразу начинались горные работы, открывались рудники, технологические пробы отправлялись на испытания, разрабатывались технологические схемы обогащения, строились обогатительные фабрики. И страна получала необходимую продукцию. По ряду причин ни одно из горно-обогатительных предприятий 1930-х, связанных с второстепенными минеральными ресурсами, не дожило до наших дней. Но все они являются памятниками эпохи социалистического строительства 1930-х. Сохранились многие архивные документы и обширные промплощадки с различными артефактами, которые могут быть объектами геотуризма.

В Кольском отделении РМО образовалась творческая группа под руководством председателя, вице-президента РМО проф. Ю.Л. Войтеховского. В неё вошли д. чл. РМО И.С. Красоткин, А.Л. Лесков, а на отдельных этапах исследования А.К. Шпаченко, А.А. Лесков и Г.С. Иванов. Её целью стало изучение истории второстепенных горных предприятий треста (с 1938 г. – комбината) «Апатит» 1930-х гг., ныне заброшенных. Изучались архивные документы ГОКУ ГАМО и Историко-краеведческого музея (ИКМ) в г. Кировске, а также Мурманского филиала ФБУ «Территориальный фонд геологической информации по СЗФО» в г. Апатиты. Кроме того, мы регулярно посещали промплощадки старых горных предприятий с многими артефактами. Результаты докладывались на семи Ферсмановских научных сессиях ГИ КНЦ РАН в г. Апатиты в 2004-2012 гг. и опубликованы в сборниках [1, 3-8]. В те же годы научные доклады были представлены на конференциях ГОКУ ГАМО и ИКМ, а также на конференции по геотуризму в г. Кировске. На рисунке дана карта с расположением горных предприятий 1930-х гг. Все они находились на расстояниях от 5 до 20 км от нынешнего г. Кировска.

Месторождение *молибденита* (сырьё для производства молибдена – одного из важнейших легирующих элементов броневой стали) было открыто геологом А.Н. Лабунцовым в 1927 г. на крутом скальном склоне горы Тахтарвумчорр, в 350 м выше озера Малый Вудъявр (в 12 км от центра Кировска) [3]. В 1929-33 гг. на месторождении было пройдено пять разведочных штолен (общим протяжением около 400 м), определены запасы в 150 тонн молибдена. Разработана технологическая схема обогащения руды и получения молибденового полупродукта. Но хибинскому месторождению предпочли другие (Сев. Кавказ, Казахстан) с большими запасами и более богатой рудой. В разведочных штольнях для технологических испытаний было добыто несколько сотен тонн руды, но в 1934 г. работы на месторождении были прекращены.

Месторождение *ловчоррита*, содержащего редкие и радиоактивные элементы, открыто геологическим отрядом Н.Н. Гутковой в 1930 г. в ущелье Гакмана в южной части Юкспорского массива (в 10 км от центра Кировска) [6]. Разведка месторождения проведена в 1931-34 гг., утверждены запасы около 2 млн. т. руды. В 1934 г. начали работу Ловчорритовый рудник (до 1 км подземных выработок, около 200 рабочих) и обогатительная фабрика на промплощадке 23-го км. За 1934-38 гг. добыто около 20 тыс. т. руды и произведено 1200 т. концентрата, который использовался для производства фторида церия (компонент прожекторных углей). Зимой 1938 г. катастрофические лавины разрушили посёлок в ущелье Гакмана, и работа рудника прекратилась.

Месторождение *титанита* (сфена) разведано в 1931-33 гг. геологами М.П. Фивегом и Л.Б. Антоновым на западном склоне г. Юкспорр в районе нынешнего Кировского рудника [7]. Утверждены запасы 12 млн. т. руды. В 1933-36 гг. пройдены штольни, построена обогатительная фабрика [1]. За 1933-40 гг. добыто около 45 тыс. т. руды и произведено 7.5 тыс. т. концентрата, который использовался для получения титановых белил. После войны сфеновая руда не добывалась. В 1999 г. устья штолен засыпаны грандиозным обвалом, а обогатительная фабрика превратилась в руины.

Месторождение *пирротина* (сырьё для производства серной кислоты) открыто в 1923 г. геологом Б.М. Куплетским в Пирротиновом ущелье на южной границе Хибинского массива [4]. В 1932-35 гг. поставлены разведочные работы, образовано подразделение «Пирротинстрой» (около 200 рабочих). На восточном участке пройдено 5 штолен общей протяженностью около 130 м., добыто около 180 т. руды. Основные работы переместились на Западный участок (в район нынешней АНОФ-2), где в 1939 г. добыто 3 тыс. т. руды в двух карьерах, запасы утверждены в 4 млн. т [5]. Война прервала работы, в 1950-х гг. для сернокислотного производства уже использовалось другое сырьё.

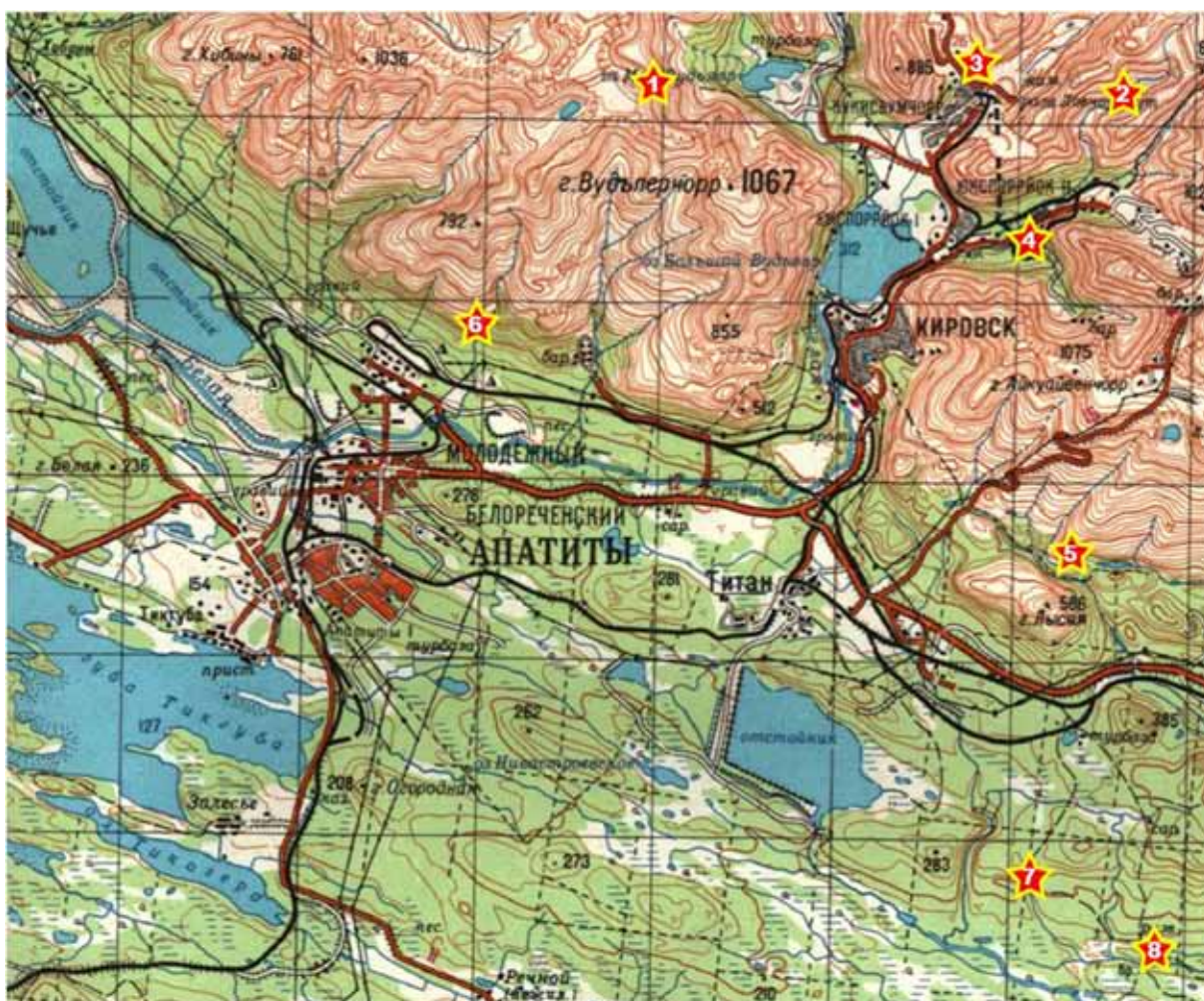


Рис. 1. 1 – Молибденитовый рудник Тахтарвумчорр (1931-33), 2 – Ловчорритовый рудник (1932-38), 3 – Сфеновые штольни (1933-46), 4 – Сфено-ловчорритовая фабрика (1933-41), 5 – Пирротиновое ущелье (1931-34), 6 – Западные пирротины (1933-41), 7 – Доломитовый карьер (1932-78), 8 – Известковый завод (1932-78).



Известковый завод – так назывался посёлок в 12 км от пос. Титан, существовавший в 1930-70 гг. [8]. Здесь в 1934 г. открыто месторождение карбонатов – *доломитов* и *известняков*, пригодных для производства строительной извести, разработаны карьеры, поставлены обжиговые печи. В отдельные годы предприятие обеспечивало известью всё строительство комбината «Апатит» и г. Кировска. В 1956 г. Мурманский облисполком принял решение о строительстве на базе Титанского месторождения крупного предприятия по производству 60 тыс. т. извести в год для всей Мурманской обл., но оно было отменено. В 1970-х титанский доломит использовался для производства декоративных строительных панелей жилых домов Кировска и Апатитов.

В настоящее время предприятия АО «Апатит» используют только два основных минерала Хибинского массива – апатит и нефелин, что реально соответствует современной экономической модели развития горно-обогатительного производства. Месторождения остальных видов руд можно рассматривать как памятные объекты ушедшей в прошлое эпохи 1930-х и перспективные объекты геотуризма. Усилиями Кольского отделения РМО по этим объектам проведены экскурсии для российских и зарубежных геологов. В связи с возросшим интересом к туристическому освоению Хибин эти заброшенные рудники могут получить вторую жизнь при определённых усилиях соответствующих структур, связанных с туристическим бизнесом.

### Список литературы

1. Войтеховский Ю.Л., Красоткин И.С., Лесков А.Л. Техногенные сталактиты ловчорритовой и сфеновой обогатительных фабрик горно-химического треста «Апатит» // Тр. I Ферсмановской научн. сессии, посв. 120-летию со дня рожд. А.Е. Ферсмана и А.Н. Лабунцова. Апатиты: Изд-во К & М, 2004. С. 95-98.
2. Кондриков В.И. Редкие элементы Хибин // V Хибинский сборник. Л.: Госхимиздат, 1933. С. 3-6.
3. Красоткин И.С., Войтеховский Ю.Л., Лесков А.Л. и др. Заброшенный молибденитовый рудник Тактарвумчорр // Тр. II Ферсмановской научн. сессии, посв. 140-летию со дня рожд. В. Рамзая. Апатиты: Изд-во К & М, 2005. С. 10-14.
4. Красоткин И.С., Войтеховский Ю.Л., Лесков А.Л. Хибинские пирротины // Тр. III Ферсмановской научн. сессии, посв. 50-летию КО РМО. Апатиты: Изд-во К & М, 2006. С. 22-26.
5. Красоткин И.С., Войтеховский Ю.Л., Лесков А.Л. Хибинские пирротины, Зап. участок // Тр. IV Ферсмановской научн. сессии, посв. 90-летию со дня рожд. А.В. Сидоренко и И.В. Белькова. Апатиты: Изд-во К & М, 2007. С. 22-25.
6. Красоткин И.С., Войтеховский Ю.Л., Лесков А.Л. и др. Бурное прошлое ущелья Гакмана // Тр. V Ферсмановской научн. сессии, посв. 90-летию со дня рожд. Е.К. Козлова. Апатиты: Изд-во К & М, 2008. С. 44-48.
7. Красоткин И.С., Шпаченко А.К., Войтеховский Ю.Л. и др. Краткая история хибинского титанита // Тр. VI Ферсмановской научн. сессии. Апатиты: Изд-во К & М, 2009. С. 63-65.
8. Красоткин И.С., Войтеховский Ю.Л., Лесков А.Л. Известковый завод: страницы истории // Тр. XII Ферсмановской научн. сессии, посв. 80-летию со дня рожд. Ф.П. Митрофанова. Апатиты: Изд-во К & М, 2015. С. 35-38.
9. Оранжева А.Н. Работа Академии наук СССР и социалистическое строительство на Кольском п-ове. 1920-1935. Апатиты: Изд-во КНЦ РАН, 2008. 120 с.
10. Ферсман А.Е. Редкие элементы в щелочных массивах Кольского п-ова // V Хибинский сборник. Л.: Госхимиздат, 1933. С. 6-15.

### ОПРЕДЕЛЕНИЕ ПОНЯТИЯ «МИНЕРАЛ»

Левин Б.С.

Израиль, ber-levin@rambler.ru

В каждом из четырёх иерархических уровней геологии – минерала, горной породы, формации и тектонической структуры – есть общий вопрос, постоянно находящийся в повестке дня. Это вопрос определения основного понятия уровня и выявление его связей с таковыми соседних уровней. В статье предлагается определение понятия «минерал», которое может послужить образцом для последующих уровней. Список литературы (кроме №№ 20-22, 33) состоит из статей с определениями, которые здесь и проанализированы. Они сильно различаются. Но в каждом есть сходные части, объединяемые в три группы, далее называемые согласно их функции: общая, ограничительная и конкретная.

**Общая часть** в каждом определении указывает на его отправную точку. Любой объект можно определять с противоположных сторон – «снизу» и «сверху». Снизу – от составных частей, сверху – от ассоциации, в которую объект входит составной частью. Для минерала определение снизу должно идти от составляющих его частиц, определение сверху подразумевает его выделение как части горных пород. Как составная часть горных пород минерал выделен в статьях [3, 18, 26, 31, 34], но и в них определение сочетается с противоположным направлением, т.е. служит лишь дополнением. А вот определение снизу присутствует буквально во всех определениях, правда, обычно в неявной форме, через прилагательные от названий наук, занимающихся атомами, ионами и молекулами, т.е. от химии или физики. Характерные выражения: химическое соединение, фаза физико-химической системы, физическая или химическая однородность, образование в результате физико-химических или геохимических процессов, и т.д. Для убедительности слова «химический» и «физический» часто употребляются в одном определении дважды, а то и трижды.

Такие формулировки уместны в описательном тексте, но для определения исходного понятия некорректны. Каждое требует расшифровки: что такое процесс и фаза, как понимать однородность?.. Тем более, что понятие «процесс», используемое во многих определениях, нефункционально. Любой процесс есть переход от чего-то одного к другому. И этим «что-то» является минерал, которому и надо дать определение. Так создаётся логическая ошибка – процесс определяется через минералы, а те – через тот же процесс.

Этих противоречий избежали авторы, которые вместо процессов, фаз или химических соединений оперлись на составляющие минерал частицы [14, 18, 30, 34]. Наиболее адекватное определение минерала «снизу» выглядит так: минералы состоят непосредственно из атомов, ионов или молекул, без промежуточных инстанций, чем и отличаются от горных пород и прочих геологических объектов. Или ещё короче: минералы – это парагенезы атомов (ионов, молекул). Определение минерала «сверху», как составной части горных пород, не популярно. Пока оставим его в стороне, хотя подчеркнём, что оно вполне допустимо.

**Ограничительная часть** в определениях минерала даёт самый большой разбой. Но практически все авторы осознают необходимость отделения минералов от иных объединений атомов, независимо от того, как они названы – химическими соединениями, фазами, результатами процессов или как-то ещё. Эти ограничения можно сгруппировать по трём направлениям.

1. Пространственное направление разделяется на два: узкое и широкое. По первому к минералам относятся только образования земной коры. Второй подход добавляет мантийные, инопланетные и метеоритные образования. Здесь мнения разделились поровну, но соотношение менялось: в середине XX в. доминировал узкий подход, но сегодня он сравнялся с широким, вероятно, в связи с активным проникновением в космос.

2. Агрегатное направление. Здесь узкий подход включает в понятие «минерал» только кристаллические образования (к), а расширение означает вовлечение в него аморфных тел (а), жидкостей (ж) и газов (г). Наиболее распространены самый узкий (к) и средне-широкий (к+а+ж) подходы, хотя есть приверженцы и других вариантов – промежуточного (к+а) и самого широкого (к+а+ж+г). Тенденция обратна рассмотренной выше – широкий подход теряет сторонников, ряды последователей узкого неуклонно растут.

3. Генетические направления – «органическое» и «искусственное» – показывают большее единодушие минералогов. Большинство исключает из объектов минералогии продукты органического генезиса (кости, почечные камни и т.д.) и искусственные образования. Хотя разные кристаллические образования, практически идентичные естественным, нередко происходят от деяний человека, а рубин, кварц, алмаз давно производятся в промышленных масштабах. Тем не менее, минералоги упорно стоят на геологических позициях.

Из сказанного наиболее важными представляются два аспекта: а) в основу определения «минерала» кладётся объединение атомов, б) принципиально важной чертой «минерала» является кристаллическая решётка. Прочие части определений относятся к частностям, на которых можно развивать детализацию в том или ином направлении. Разубоживание ими основного определения не рационально.

Указанные два положения определяют лишь область приложимости разбираемого понятия, но не его самого. Парагенез атомов (ионов), связанных кристаллической решёткой, определяет неограниченное пространство, но не минерал, обязательно ограниченный поверхностями. Эту ситуацию вскрыл А.В. Шубников [33]. Он показал, что реальный кристалл отличается от бесконечно-протяжённой кристаллической среды наличием границ: внешних – с окружающим пространством, внутренних – между его зонами. Существенно, что приграничные области кристалла по симметрии отличны от внутренних частей именно потому, что их структура вынуждена приспособляться к краевому положению и не транслируется с нужной периодичностью за границу, которая здесь ощутимо близка.

Мнение А.В. Шубникова не оказало существенного влияния на минералогов – не видно его отражения в определениях понятия «минерал». Тем не менее, именно оно предоставляет возможность перехода от бесконечно протяжённой кристаллической структуры к конечному минеральному телу. Это приобретает особенный вес с учётом того, что далее потребуются вводить понятия для других геологических уровней [20, 21]. Расширим подход А.В. Шубникова: кристаллическую среду обозначим как «вещество», реальный кристалл – как «тело». Понятно, что тело будет отлично от вещества наличием границ, а вещество станет наполнителем для соответствующего тела. Здесь оно определится как парагенез атомов, в более широком контексте – как парагенез тел предшествующего уровня иерархии.

Эти два понятия привносят в определение «минерала» то, что выше было названо «конкретной» составляющей. Оба фигурируют в целом ряде определений, но как термины свободного пользования, без придания им специфической нагрузки. Только в работе [14] они разделены добавлением к каждому своего эпитета: «химическое вещество» и «физическое тело», то есть с привлечением соседних наук, но всё же конкретизируя их.

Перейдём к последовательному определению понятия «минерал». Исходные понятия: 1. атомы, поставляемые химией, 2. кристаллическая структура, привносимая геометрической кристаллографией, 3. граница – логическое понятие, интерпретируемое как поверхность, при пересечении которой происходит скачкообразное изменение свойств; применительно к минералу – зона, в которой происходит изменение свойств кристаллической решётки, вводимой предыдущим пунктом. Последовательность ввода понятия «минерал»:

1. Совокупность атомов или молекул есть химическое вещество.
2. Химическое вещество с кристаллической структурой – минеральное вещество или минерал в узком смысле.
3. Минеральное вещество, заключённое в определённые границы – минеральное тело (кристалл).
4. Минеральное тело с его индивидуальными характеристиками – минеральный (кристаллический) индивид. \*

Такое ступенчатое определение позволяет делать разные выборки, определяющие объект минералогической науки. Для исследователей самого широкого взгляда, принимающих что минералы – это «... продукты химических реакций, протекших естественным путем в земной коре» [8], понятие минерала вводится только первым пунктом из четырёх (плюс возможное пространственное ограничение). Остальные ступеньки вводят частные разделы минералогии о кристаллах и некристаллах, и т.д. Для промежуточных взглядов типа: «Мы предлагаем называть минералами природные химические вещества (соединения) кристаллического строения» [7] – определение минерала завершается вторым пунктом. Далее идёт детализация.

Определение из [34] охватывает три ступени (цифры в скобках отсылают к п.п.): «Минералами называются естественные дискретные (3) органически целостные (3) системы взаимодействующих атомов (1), упорядоченных с трёхмерной неограниченной периодичностью их равновесных положений (2), являющиеся относительно неделимыми структурными элементами горных пород и дисперсных фазовогеогенных систем». Впрочем, указание на границы у минеральных проявлений здесь опосредованное. Зато есть намёк на переход к горнопородному уровню.

В определении: «В минералогии определение индивида является первичным... Понятия иных категорий являются производными, и они возникают при классификации минеральных индивидов» [13] – действительны все четыре пункта. Но возникает вопрос: занимается ли наука, минералогия в частности, индивидуальными отличиями, или это область практики, на минералогическом уровне – ювелиров, производителей оптических приборов и т.д. Хотя А.В. Шубников [33] показал наличие индивидуальных черт у каждого кристалла, осталось неясным, какая наука должна изучать черты каждого индивида. Из-за этого не озвучено исходное понятие к четвертому пункту – непонятно, откуда оно может быть добыто.

Предложенное ступенчатое построение определения минерала решает две проблемы. Первая – наглядная демонстрация места и значения вводных понятий, берущихся извне и не определяемых в рамках минералогии. Такая база, по Б. Расселу, лежит в основе любого научного знания. Никакая наука не может сама по себе, своими внутренними ресурсами обосновать правоту и логическую непротиворечивость свое-

---

\* Видится аналогия с органическим миром: 1) совокупность определённых атомов (С, О, N...) – органическое вещество; 2) органическое вещество с клеточной структурой – живое вещество; 3) живое вещество с внешними и внутренними границами – живое тело (организм); 4) организм с его личностными характеристиками – личность.

го фундамента. Любая наука базируется на положениях, взятых извне – из других наук или априорных представлений, кажущихся непротиворечивыми.

Вторая – такая структура определения освобождается от логических невязок и противоречий, присущих определениям, состоящим из одного предложения. Традиционные определения внутренне противоречивы из-за того, что в них принудительно объединены разные аспекты. Так, в приведенном определении Н.П. Юшкина содержатся два взаимоисключающие положения: а) трёхмерная, неограниченная периодичность, б) дискретность, которая означает ограниченность в пространстве [33, с. 16]. Такая нестыковка явно или неявно будет во всех определениях, представленных одной фразой. Выше указано на А.В. Шубникова, первым заметившего это противоречие: «Кристаллический индивид не может иметь метрик ни одной из 230 разновидностей; такую симметрию может иметь только бесконечно большой кристалл, т.е. кристаллическая среда» [33, с. 515]. Ступенчатое определение лишено этого противоречия. В нём антагонисты разнесены на разные ступени и вводятся независимо.

Можно отметить и третий плюс ступенчатой структуры определения – в ней находят своё место разные взгляды на минерал. То есть она способствует сглаживанию противоречий, предоставляя нишу каждой позиции. Ступенчатое определение основного понятия минералогии – своего рода цикл, который начинается индивидуумом атомно-молекулярного (химического) уровня и через ряд промежуточных инстанций снова приводит к индивидууму, но минеральному. Таким же образом должны строиться главные понятия других геологических уровней: путем объединения минеральных индивидов (минеральных тел, вводимых п. 3) мы приходим к горной породе; от горной породы путём введения границ переходим к породному телу и т.д.

В самом деле, нельзя говорить, что горная порода – это парагенез минералов (в вещественном смысле, п. 2), а формация – это парагенез горных пород, уже потому, что в парагенезе (объединении) могут состоять только тела, а не вещества. Последние при соединении смешиваются, а не сочетаются с образованием нового уровня. То есть, сначала нужен переход внутри уровня от вещества к телу, а уже затем, путём объединения таких тел – к веществу следующего уровня. Схема такого перехода через все уровни иерархии приведена в другой статье автора [22]. Лидирующее положение минералогии среди геологических наук вещественного направления обусловлено именно тем, что в ней эта методологическая проблема разработана наиболее глубоко. Решения можно распространять на другие уровни организации вещества [20, 21].

## Список литературы

1. Барсанов Г.П. Минерал. БСЭ. 1954. Т. 27.
2. Бетехтин А.Г. К вопросу о понятии «минерал» // Зап. ВМО. 1937. № 4. С. 120-124.
3. Бетехтин А.Г. Минералогия. М.: Госгеолгиздат, 1950.
4. Бетехтин А.Г. Курс минералогии. М.: Госгеолгиздат, 1951.
5. Бокий Г.Б. Определение понятия минерального вида // Зап. ВМО. 1974. № 6. С. 735-739.
6. Болдырев А.К. Курс описательной минералогии. Вып. 1. М.-Л.: Науч. хим-тех. изд-во, 1926.
7. Булах А.Г. К принципам определения понятий «минерал» и «минеральный вид» и разработки номенклатуры минералов // Зап. ВМО. № 6. С. 725-729.
8. Вернадский В.И. Минералогия. Лекции, читанные студентам Московского университета. 1907 / 1908.
9. Вернадский В.И. История минералов земной коры. Т. 1. Вып. 1. М.-Л.: Науч. хим-тех. изд-во, 1923. (См. также: Избр. соч. Т. 4. Кн. 1. М.: Изд-во АН СССР, 1959).
10. Годлевский М.Н. Уточнение понятия о минерале // Зап. ВМО. 1937. № 1. С. 107-111.
11. Григорьев Д.П. Основные проблемы минералогии // Зап. ВМО. 1943. № 2. С. 108-115.
12. Григорьев Д.П. Развитие представлений об объектах минералогии и понятие о минералах по А.К. Болдыреву // Зап. ВМО. 1956. № 4. С. 463-471.
13. Григорьев Д.П. Что такое минерал? // Зап. ВМО. 1961. № 4. С. 431-437.
14. Григорьев Д.П. Основы конституции минералов. М.: Госгеолтехиздат, 1962.
15. Капитонов М.Д. К дискуссии о понятии «минерал» // Жизнь Земли. М.: Наука, 1967. С. 172-179.
16. Косыгин Ю.А. и др. Иерархия геологических объектов и тектоника // Геология Д. Востока. Хабаровск: ДВО АН СССР, 1972. С. 5-10.
17. Круть И.В. Исследование оснований теоретической геологии. М.: Наука, 1973.
18. Лазаренко Е.К. Курс минералогии. М.: Высшая школа, 1963.
19. Лазаренко Е.К., Квитко И.С. О минералогической номенклатуре и терминологии // Зап. ВМО. 1972. № 4. С. 438-450.
20. Левин Б.С. Определение понятия «горная порода» // Наст. сб.

21. Левин Б.С. Определение понятия «формация» // Наст. сб.
22. Левин Б.С. Систематика геологических наук // Наст. сб.
23. Миловский А.В. Минералогия и петрография. М.: Госгеолтехиздат, 1958.
24. Пермьяков И.Г. и др. Общая и нефтяная геология. М.: Гостоптехиздат, 1951.
25. Поваренных А.С. К формулировке современного определения понятия «минерал» // Зап. ВМО. 1953. № 1. С. 65-68.
26. Поваренных А.С. Кристаллохимическая классификация минеральных видов. К.: Наук. думка, 1966.
27. Смольянинов Н.А. Практическое руководство по минералогии. М.: Госгеолтехиздат, 1948.
28. Соболев В.С. Понятие «вида» в минералогии // Минерал. сб. Львов. геол. об-ва. 1947. № 1. С. 3-9.
29. Теодорович Г.И. Словарь по геологии нефти. М.: Гостоптехиздат, 1958.
30. Уклонский А.С. Новое определение понятия «минерал» // Вопр. минералогии, геохимии и петрографии. М.-Л.: Изд-во АН СССР, 1946. С. 15-19.
31. Усачёв А.А. Породообразующие минералы и горные породы. Горький, 1956.
32. Шнейдерхен Г. Рудные месторождения. М.: Ин. лит-ра., 1958.
33. Шубников А.В. Кристалл-индивидуум и кристаллическая среда // Акад. В.И. Вернадскому к 50-летию научной и педагогической деятельности. Т. 1. М.: Изд-во АН СССР, 1936. С. 97-108. (См. также: Избр. тр. по кристаллографии. М.: Наука, 1975. С. 512-518).
34. Юшкин Н.П. Теория и методы минералогии. Л.: Наука, 1977.
35. Dana E.S., Ford W.E. Textbook of Mineralogy. New York, 1922.
36. Niggli P. Lehrbuch der Mineralogie. Berlin, 1926.
37. Rutly F. Elements of Mineralogy. London, 1929.
38. Winchell A.N. Elements of mineralogy emphasizing the variations in minerals. New York, 1942.

## ОПРЕДЕЛЕНИЕ ПОНЯТИЯ «ГОРНАЯ ПОРОДА»

Левин Б.С.

Израиль, ber-levin@rambler.ru

В статье проанализированы 24 определения горной породы, которые в разное время дали видные учёные: Барт Т. [1], Болдырев А.К. [2], Вернадский В.И. [3], Виттенбург П.В. [4], Даминова А.М. [11], Заварицкий А.Н. [14], Кайзер Э. [15], Левинсон-Лессинг Ф.Ю. и Струве Э.А. [19], Левинсон-Лессинг Ф.Ю. [20], Лодочников Б.Н. [21], Миловский А.В. [22], Москалёва Б.Н. [9], Пермьяков И.Г. [23], Розенбуш Г. [24], Рухин Л.Б. [25], Саранчина Г.М. и Шинкарев Н.Ф. [26], Соловьёв С.П. [8], Ферхуген Дж. [29], Хуан Ч.Т. [30], Хэтч Ф. [31], Юбельт Р. и Шрайтер П. [33], Юшкин Н.П. [34]. В целом определения сводятся к нескольким положениям, сведенным в таблицу с указанием частоты встречаемости у названных авторов.

№ п/п	Части формулировки понятия «горная порода» (ГП)	Число авторов
1	ГП – минеральный агрегат, или, иначе, ассоциация минералов (изредка добавляется «...и стекла» или «...и обломков других пород»).	22
2	ГП – ассоциация минералов, имеющая определённые (однородные, постоянные) состав и структуру, по составу оговариваются оба аспекта – минеральный и химический.	11
3	ГП – то, что входит в состав земной коры (литосферы), изредка эта арена расширена до всех естественных образований (с соблюдением п. 1).	11
4	ГП – состоит в основном из петрогенных элементов.	4
5	ГП – слагает самостоятельные геологические тела.	8
6	ГП – имеет значительный объём.	2
7	ГП – продукт геологических процессов.	7

П. 1 можно считать выбранным единогласно. Двое, не отметившие его в определениях (Вернадский и Рухин), его подразумевали. Эта позиция является наиболее общей во всех определениях горной породы. Её необходимость – вне сомнений. По остальным пунктам есть разнобой. Их можно разбить на две группы. П.п. 2-4 дают возможность отделить одни образования от других. Примеры: п. 2 отделяет от горных

пород пригоршню песка или отвалы Петергофской гранитной фабрики; по п. 3 в сторону отставляются кирпич, керамика и бетонные конструкции; по п. 4 – рудные жилы.

Наоборот, совершенно не операциональны два последних пункта. Их реальный учёт невозможен из-за того, что выражения «значительный объём» и «геологический процесс» не определены, и не могут быть конкретизированы. Так, прожилок в 1 см и массив в сотни км различаются размером на много порядков, а слагать их может одна и та же горная порода. Сходно обстоит дело и с процессом, ибо под ним можно понимать кристаллизацию минералов в конкретном объёме, образование платформ и трансконтинентальных разломов. Во-вторых, логически неприемлемо определять осязаемые вещи (горные породы) через ненаблюдавшиеся, предполагаемые процессы. Наоборот, представление о процессах, должно строиться на основе наблюдаемых сущностей – минералов, горных пород, формаций и т.д. П. 5 стоит особняком, о нём – позже. Вернёмся к п.п. 2-4, приемлемым для определения горной породы.

П. 2 распадается на три части: минеральный состав, химический состав и структура. Упоминание минерального состава дублирует п. 1. Но здесь ему приданы некоторые определения (постоянный, определённый и т.д.), будто бы отличающие его от п. 1, в котором дана констатация факта. Но эти прилагательные ничего не определяют в силу их расплывчатости и потому не служат основанием для его повтора в определении горной породы. Апелляция к химическому составу тоже не несёт серьёзной нагрузки, поскольку любая вещь – твёрдая, жидкая или газообразная – имеет свой химический состав. Речь всё о том же – чтобы химический состав вошёл в определение горной породы, его параметры должны быть ясно очерчены. Этого нет ни у кого из авторов. Сделать это, по-видимому, непросто.

Последнее отличие горных пород в этом пункте – структура. Этот параметр претендует на особую важность в определении горных пород и, может быть, всех других объектов нашего мира. Каждый петрограф знает характерные отличия структур горных пород от любых других образований. Но беда в том, что внятно сформулировать эти отличия крайне трудно, до последнего времени эта задача никак не решалась. Вместо конкретного определения отрисовывались атласы структур горных пород. Структурам присваивались индивидуальные названия, нередко происходившие из названий самих пород – тем дело и ограничивалось.

П.п. 3 и 4 могут быть использованы для разделения каких-то образований, но они носят частный характер. При определении фундаментальных понятий науки вряд ли целесообразно принимать такие ограничения в качестве критериев. Они более к месту на следующих этапах – когда понятие надо разделить на типы, виды и т.д., то есть в классификации. Иначе говоря, если определить фундаментальное понятие горнопородного уровня организации материи как минеральный агрегат с некоторой структурой и обозначить его термином «горная порода», то в дальнейшем мы можем разделить его на искусственные и естественные горные породы, последние – на вземные, коровые (литосферные) и глубинные (если таковые существуют), коровые – на горные породы, состоящие из петрогенных элементов, и жильные (рудные).

Итак, представляется наиболее правильным определить горные породы как минеральные агрегаты с определённой структурой. Осталось понять: а) какую роль в определении горной породы должны играть «геологические тела» из п. 5 и б) что такое «структура горной породы», на чём должно базироваться её выделение из других структур.

Г. Розенбуш (1898) высказался так: «Природа образующих горную породу веществ (минеральный состав), способ их сочетания между собой (структура), и занимаемое горной породой пространство (геологические формы) должны находиться в причинной зависимости от того геологического явления, которому обязаны своим происхождением» [14, с.10]. Читаем у Г.В. Тирреля: «Горные породы могут быть изучаемы двояко: как элементы земной коры, и поэтому как документы истории земли, или в качестве образцов с присущими им свойствами» [28, с. 9]. Он относит «образцы» к петрографии, а «элементы земной коры» – к петрологии. Ф.Ю. Левинсон-Лессинг отметил: «Горные породы носят двойственный характер: с одной стороны – это минеральные агрегаты, с другой – это геологические тела, из которых построена земная кора» [20, с. 15]. Он указывает, что эта двойственность решительно влияет на классификацию горных пород. Казалось бы, логическая проблема замыкается на геологическую практику. Ясно, что «геологические формы нахождения» и «элементы земной коры» у первых двух авторов суть то же, что у Левинсон-Лессинга названо геологическими телами, а «вещества горной породы» и «образцы» – это его минеральные агрегаты. То есть, представление о том, что наука о горных породах имеет дело с двумя ипостасями – веществом и телом – выявилось давно, но чёткого признания ещё не получило. Оно отражено лишь в трети приведенных определений.

Далее возникает вопрос, как связаны эти ипостаси. В приведенных цитатах они не состыкованы – есть одна, параллельно названа другая, и всё. Определённые намёки о взаимоотношениях вещества и тела всплывают в более поздних определениях. У Г.М. Саранчиной и Н.Ф. Шинкарёва [26]: геологические тела, сложенные минеральными агрегатами (т.е. веществом); у А.М. Даминовой [11]: минеральные агрегаты (вещество), представленные в виде тел (оба высказывания даны в переложении). Здесь взаимоотношения намечены более отчётливо, но всё же требуют уточнения. Если относить эти понятия не к обыденным проявлениям природы, а к категориям (именно это и требуется при введении базового понятия), то необходим их более строгий ввод – и далее определения горной породы. Такой ввод требует ясного обозначения, выделения логических понятий, которые должны скрепить фундамент науки, которые берутся ею извне, т.е. не могут быть определены в терминах самой этой науки.

В статье [17] показано, что связкой между веществом и телом служит понятие о границе. Там же показано, что на минеральном уровне к осознанию этого подводит выявленное А.В. Шубниковым различие между кристаллическим веществом (у него – кристаллическая среда) и минеральным телом (у него – реальный кристалл) [32]. В общем смысле (минеральном, горнопородном и прочих) тело отличается от вещества границами, т.е. выделенностью в пространстве. Вещество горной породы границ не имеет аналогично кристаллической среде. Чтобы уйти от трудно представимой абсолютной безграничности, можно сказать так: при изучении вещества никакие границы к рассмотрению не привлекаются. Соотношение между этими понятиями в виде формулы выглядит так: вещество + границы = тело. Или: вещество – наполнитель тела, тело – ограниченное в пространстве вещество.

Итак, на породном уровне, как и всех прочих, выделяются две логические сущности – вещество и тело: вещество получаем, когда из рассмотрения тела исключаем границы. Породное вещество (собственно горная порода) в таком понимании характеризуется минеральным составом и структурой, а породное тело, сверх того, и границами. Отсюда ясно, что на породном уровне, как и на всех других, невозможно ограничиться определением одного понятия – вовлечение в рассмотрение всё новых аспектов геологического объекта породного уровня требует поэтапного введения целого комплекса понятий. Если в качестве первичного (неопределяемого в рамках петрологии) понятия примем «минерал», точнее «минеральное тело», то последовательность ввода основных понятий выглядит так:

1. Объединение (любой агрегат) минеральных тел – минеральная ассоциация.
2. Минеральная ассоциация, имеющая специфическую (породную) структуру – породное вещество (порода).
3. Порода, имеющая границы – породное тело.
4. Породное тело со всеми (личностными, индивидуальными) характеристиками – породный индивид.

Для ввода каждого понятия использовано одно понятие, определяемое предыдущим пунктом, и одно неопределяемое, взятое извне: объединение, структура, граница, индивидуальность. Каждый пункт ступенчатого определения основных понятий петрологии требует более детального рассмотрения и разъяснений.

П. 1. Здесь принципиально оперирование с минеральным телом, а не просто с минералом, ибо под последним чаще понимается минеральное вещество. Здесь не накладывается никаких ограничений на пространственную связь минеральных тел. Под это определение подходит пригоршня кварцевого песка и коллекция минералогического музея. Это наиболее широкое из возможных определений данного уровня.

П. 2. Этот пункт наиболее уязвим в силу объективных черт развития петрологии. Определение породы через породную структуру – отчасти тавтология. Оно носит вводный, символический характер. Здесь требуется замена на ясное определение – в чем заключается эта самая «породность» структур.

Обратимся для сравнения к минералогии [10]. В ней соответствующее определение логически строгое: ассоциация атомов (ионов), имеющая кристаллическую (решётчатую) структуру называется минералом, точнее – минеральным веществом [17]. Термином «кристаллическая» или «решётчатая» здесь обозначена научно обоснованная и математически описываемая характеристика пространственного расположения атомов. То есть, это понятие не формируется в самой минералогии, а заимствуется из геометрической кристаллографии. Такого ясного определения для структур горных пород до последнего времени не было. Зарисовки и фотографии в учебниках и атласах, безусловно, полезны и даже необходимы, но они не решают проблемы определения понятия. В приведенном определении вынужденно допущена тавтология. Но, кажется, ситуация временная, ибо с недавних пор активно создаётся математическая теория горнопородных (петрографических) структур [5, 6].

Сегодня они изучаются для интрузивных пород, возможно, распространятся на метаморфические. К породам осадочного и эффузивного типа, видимо, потребуются какие-то иные подходы. Проблема тут

заключается в их неравновесности, временности, эпизодичности существования по планетарным меркам. То есть, стратифицированные осадки и излияния равновесны только в условиях низких давлений и, соответственно, характеризуют тонкую (по масштабам земного шара) приповерхностную плёнку планеты. Иначе говоря, они фиксируют границу плотного тела земли с внешним миром. Здесь мы сталкиваемся с понятием «граница», но на планетарном уровне. Оно работает на всех геологических уровнях. К нему надо присмотреться внимательней, вернувшись на уровень горных пород.

П. 3. Что такое граница? И что такое естественное (в данном случае – породное) тело? Известна точка зрения [7, 13], что естественных тел не существует, а их границы – поверхности изменения любых свойств, т.е. выделение тел целиком зависит от установок субъекта. В нашей работе исходным является противоположное мнение, отстаиваемое последователями В.И. Вернадского [12, 16], по которому на всех уровнях геологической иерархии естественные тела существуют. Но признание естественных геологических тел не делает проще проблему их границ. Наоборот, более логичным представляется обратный путь – выявление сущности границ может помочь в обосновании естественных тел и выявления их в природе.

Обычно граница тела выделяется по признаку контакта с другим телом. Но такой путь приводит к логической ошибке: тела определяются как что-то оконтуренное границами, а граница – как контакт между телами. Есть основания полагать, что существует более строгий логически, но мало исследованный путь определения «границы» через аномальную внешнюю зону естественного тела. Примеры тел и их внешних зон: поверхностная плёнка натяжения в капле воды; периферия кристалла, не соответствующая фёдоровской группе его центральной части; зона закалки в магматических телах. Суть приповерхностных (периферийных) зон в том, что их структура отлична от структур внутренних частей тех же тел. Напрашивается предположение, что эта закономерность характерна для всех естественных тел, что именно она даст возможность определить понятие «граница тела», не выходя за пределы самого тела. Но чтобы осуществить такой подход к породным телам, надо разобраться в их структурах, дать строгое математическое описание и классификацию. Так снова поднимается «структурная проблема» горных пород.

Впрочем, для магматических тел хорошо известно трассирование границ периферийной структурой, отличной от внутренних структур – оно различимо на визуальном уровне. На рис. 1 показаны пиллоу-лавы, разделённые на шаровидные или каплеобразные базальтовые тела, у которых внешняя корка местами отпадает от внутренней зоны наподобие шелухи ореха или скорлупы яйца (Корякское нагорье, южная часть Чукотской АО, р-н Ягельного меланжа). Более обычен не столь резкий, а постепенный контакт между зонами. Но и тогда он различим непосредственно, во всяком случае – под микроскопом.



Рис. 1 (фото слева и в центре). Рис. 2 (зарисовка справа). Пояснения в тексте.

Простое полевое наблюдение этого факта отражено на рис. 2, где зарисован борт промоины на склоне Орлинского субвулканического тела (Омолонский срединный массив, Магаданская обл.) с двумя дайками разного состава, пересекающими гранодиориты. В этих дайках невооруженным глазом видно отличие зальбандов от центральных зон. Таким образом, магматические тела обнаруживают гомологию с кристаллами – там и там обязательной является аномальная внешняя зона. Только в горных породах она видна воочию, а в кристаллах проявлена на атомном уровне. С осадочными породами дело обстоит сложнее. В их телах (пластах, прослоях) приграничные структурные изменения до сих пор не фиксировались, если



не говорить о рельефе дневной поверхности – волновой ряби и пр. Этот вопрос остается открытым, как и вся проблема формализации осадочных структур.

П. 4. При переходе с одного уровня на следующий (в данном случае – на уровень формаций) оперировать приходится не с индивидами, а с обобщёнными, абстрактными телами [18]. Так, первой ступенькой при выводе определений формационного уровня должно быть следующее положение: объединение породных тел – породная ассоциация, а далее – аналогично вводу понятий породного уровня. Конечно, каждая формация состоит из конкретных породных тел, как и гранитный батолит состоит из конкретных зёрен кварца, полевых шпатов и т.д. Но при характеристике батолита мы не имеем возможности (и необходимости) перечислять все и характеризовать каждый минеральный индивид. Достаточно дать обобщённую характеристику их классов. Поэтому в предлагаемой цепочке определений (п.п. 1-4) сфера науки ограничивается первыми тремя пунктами. После каждого такого цикла осуществляется переход на следующий уровень.

### Список литературы

1. Барт Т. Теоретическая петрология. М.: Ин. лит., 1956.
2. Болдырев А.К. Курс описательной минералогии. Вып. I. 1926.
3. Вернадский В.И. История минералов земной коры. Т. 1. Вып. 1. М.: Науч. хим.-тех. изд-во, 1923.
4. Виттенбург П.В. Практическое руководство для техников-геологов. М.: Недра, 1964.
5. Войтеховский Ю.Л. Структурная парадигма петрографии // Петрография магматических и метаморфических горных пород. Матер. XII Всерос. петрографич. совещ. Петрозаводск, 2015. С. 547-549.
6. Войтеховский Ю.Л. К математическим основаниям петрографии // Тр. XII Всерос. научн. школы «Математические исследования в естественных науках». Апатиты, 2015. С. 11-25.
7. Воронин Ю.А., Еганов Э.А. К построению формальных основ учения о формациях // Матер. Всесоюз. совещ. «Геология и формации». Л., 1968. С. 38-41.
8. Геологический словарь / Сост. Соловьёв С.П. М.: Гостоптехиздат, 1960.
9. Геологический словарь / Сост. Москалёва Б.Н. М.: Недра, 1973.
10. Григорьев Д.П. Развитие представлений об объектах минералогии и понятие о минералах по А.К. Болдыреву // Зап. ВМО. 1956. № 4. С. 463-471.
11. Даминава А.М. Петрография магматических горных пород. М.: Недра, 1967.
12. Драгунов В.И. Основные понятия учения о геологических формациях // Матер. Всесоюз. совещ. «Геология и формации». Л., 1968. С. 21-27.
13. Еганов Э.А. О выделении объектов исследования в геологии // Пути познания Земли. М.: Наука, 1971. С. 263-273.
14. Заварицкий А.Н. Изверженные горные породы. М.: Изд-во АН СССР, 1956.
15. Кайзер Э. Краткий курс общей геологии. М.: Госгеонефтеиздат, 1933.
16. Круть И.В. Исследование оснований теоретической геологии. М.: Наука, 1973.
17. Левин Б.С. Определение понятия «минерал» // Наст. сб.
18. Левин Б.С. Определение понятия «формация» // Наст. сб.
19. Левинсон-Лессинг Ф.Ю., Струве Э.А. Петрографический словарь. М., 1937.
20. Левинсон-Лессинг Ф.Ю. Петрография // Избр. тр. Т. IV. М.: Изд-во АН СССР, 1955.
21. Лодочников Б.Н. Главнейшие порообразующие минералы. М.: ОНТИ НКТП СССР, 1938.
22. Миловский А.В. Минералогия и петрография. М.: Госгеолтехиздат, 1958.
23. Пермьяков И.Г. и др. Общая и нефтяная геология. М.: Гостоптехиздат, 1951.
24. Розенбуш Г. Описательная петрография. М.: Гостоптехиздат, 1934.
25. Рухин Л.Б. Основы литологии. Л.: Недра, 1969.
26. Саранчина Г.М., Шинкарев Н.Ф. Петрография магматических и метаморфических пород. Л.: Недра, 1967.
27. Словарь по геологии нефти. Л.: Гостоптехиздат, 1958.
28. Тиррель Г.В. Основы петрологии. М.-Л.: Госнаучтехиздат, 1932.
29. Ферхуген Дж. и др. Земля. Введение в общую геологию. Т. I. М.: Мир, 1974.
30. Хуан Ч.Т. Петрология, М.: Мир, 1965.
31. Хэтч Ф. и др. Петрология магматических пород. М.: Мир, 1975.
32. Шубников А.В. Кристалл-индивидуум и кристаллическая среда // Избр. тр. по кристаллографии. М.: Наука, 1975. С. 512-518.
33. Юбельт Р., Шрайтер П., Определитель горных пород. М.: Мир, 1977.
34. Юшкин Н.П. Теория и методы минералогии. Л.: Наука, 1977.

## ОПРЕДЕЛЕНИЕ ПОНЯТИЯ «ФОРМАЦИЯ»

Левин Б.С.

Израиль, ber-levin@rambler.ru

Формации – объекты третьего уровня геологической иерархии после минерала и горной породы. На любом иерархическом уровне требуется чёткое определение объекта, каждому из них посвящена обширная литература. Формационный уровень не является исключением. В двух статьях этого сборника автором проанализировано немало определений минерала и горной породы, разработан ступенчатый ввод каждого из них. Выявился единый алгоритм его построения. Логично ожидать применимость алгоритма и к «формации». Подчеркнём, что алгоритм разработан в русле двух принципов: (а) максимизация логической строгости определения, (б) минимизация числа исходных неопределяемых понятий.

Принцип (а) привёл к построению ступенчатого ввода первичных понятий. Он снял некоторые логические неувязки, присущие определениям из одного предложения. В статье о «минерале» это показано на примере определения, данного Н.П. Юшкиным. Принцип (б) базируется на двух установках. Первая сформулирована в середине XX в. Б. Расселом: любая наука строится на понятиях, которые сама из себя вывести, объяснить и доказать не может. Они принимаются интуитивно, бездоказательно, как общепризнанные положения (хороший пример – постулаты Евклида). Вторая сформулирована намного раньше и известна

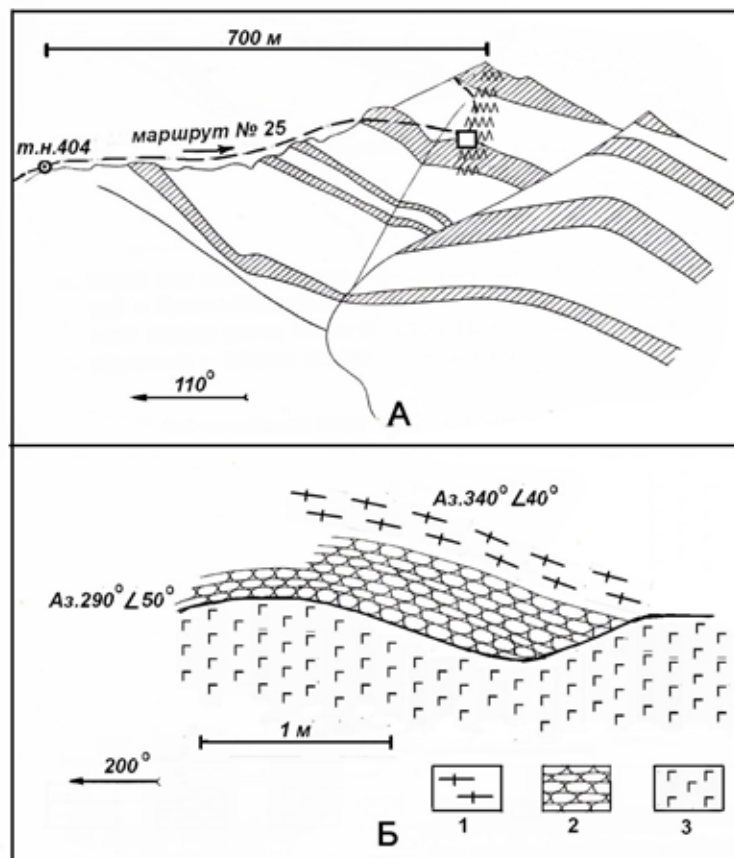


Рис. 1. Зарисовка секущего контакта пластоподобного тела габбро-диабазов в метаморфическом комплексе фундамента Омолонского массива (Ноддиевский выступ).

А. Общий вид. Габбро-диабазы – косая штриховка, вмещающие метаморфические породы имеют такое же залегание. Зубчатыми линиями дана полоса скальных останцов среди осыпей. Маленький прямоугольник по ходу маршрута – место рис. Б. Срезание габбро-диабазами структур метаморфических пород на конкретном участке. Деталь зарисовки на рис. А (помечена прямоугольником). 1 и 2 – метаморфические породы фундамента: 1 – гнейс, 2 – кварцит; 3 – габбро-диабаз.

под названием «бритвы Оккама»: не выдумывай сущности без необходимости. Ступенчатое определение «формации» по образцу определений минерала и горной породы выглядит следующим образом.

1. Пространственное сочетание в земном пространстве горнопородных тел – породная ассоциация.  
2. Породная ассоциация, имеющая повторяющийся состав и специфические структуры – формационное вещество (пачка слоёв, магматический или метаморфический комплекс). Именно его обычно и называют формацией.

3. Пачка (комплекс), ограниченная в пространстве – формационное тело.

4. Формационное тело со всеми индивидуальными характеристиками – конкретная формация.

П. 2 этого определения – главный за выделение формаций в традиционном понимании и требует пояснения. Обычно различают три генетических типа пород и, соответственно, формаций: осадочный, магматический и метаморфический. Но в конкретных геологических исследованиях генезис не является непосредственно наблюдаемым проявлением. Он всегда реконструируется по некоторым признакам и сопоставлениям. Потому его не следует вводить в определение материального объекта. Он не соответствует расселовскому исходному понятию, поскольку является выводом, а не базой. В приведенном ступенчатом определении генетические термины не используются в качестве основы, они даны в скобках как пояснения, примеры лишь потому, что понимаются легче в силу привычного употребления.

Если представления о генезисе отодвинуть в область выводов, то останутся два критерия разделения структур формаций – напластование (слоистость) и внедрение (прорывание), определяемые не по процессу, а морфологически. Первый, кроме осадочных пород, охватывает также туфы и лавы, во втором могут быть представлены и первично-осадочные породы: диапиры, кластические дайки. Их разделение производится по характеру границ – у первых они субпараллельны и не имеют секущего характера. У вторых секущие контакты – норма, они должны проявляться хотя бы местами, как у внедрённых субпластовых тел (рис. 1). Парагенез пластовых тел – пачка, внедрённых – ассоциация.

Нами не учтены породы, по генетической терминологии называемые метаморфическими. А для структурной характеристики использованы лишь морфологические термины, тогда как минералогия даёт примеры использования математики, например, теории симметрии. Учитывая это, п. 2 определения распадается на четыре типа структур, которые объединены под общим термином «специфические».

А. Структура переслаивания с трансляцией вдоль радиального направления земного шара (осадочный, вулканогенный типы).

Б. Купольная, древовидная, кустообразная форма с осью симметрии вдоль радиального направления земного шара (преимущественно магматический тип, шире – все внедрённые объекты).

В. Уплощённые образования с плоскостью симметрии (зонально-метаморфические комплексы).

Г. Совмещение осей трансляции и симметрии (А + Б, регионально-метаморфические комплексы).

Формации групп А, В и Г представляют собой сплошные, не разделённые в пространстве тела (наложенные разрывы, фронтальные размывы и локальные промоины в расчёт не принимаются). Внутренние границы в формациях этого типа всегда субпараллельны и не пересекают друг друга. Формации типа Б на видимом срезе земной коры часто (но не обязательно) представлены разнесёнными в пространстве телами, что отнюдь не говорит об их принципиальной разделённости. В глубоких горизонтах они могут сливаться в один или несколько параллельных стволов, исходящих из одного субстрата – типа куста.

П. 3 определения также выставляет некоторые проблемы, связанные с ограничением формаций в пространстве. Они вызваны тем, что по сравнению с минеральными и горнопородными телами тела формаций гораздо более обширны и труднее обозримы. По аналогии с нижними уровнями иерархии тела формаций должны иметь краевую зону – структурно или вещественно отличную от центральных частей. Это постоянно фиксируется в зонально-метаморфических комплексах, т.е. формациях группы В – оно заложено в её названии. В остальных типах формаций наблюдать зональность сложнее. То, что это имеет место в типе А (осадочных формациях), указывают определения Н.С. Шатского [19], Н.М. Страхова [15], Г.А. Иванова [5]. В них прямо говорится, что формации имеют зональное строение.

В магматических формациях такое явление обнаружить ещё труднее в силу разобщённости поверхностных выходов магматических тел, объединяемых в формацию. Отличить её пограничную зону от другой формации не просто. Легче это сделать в магматических формациях, представленных на дневной поверхности пространственно не разнесёнными телами. Пример дан на рис. 2, где показана карта Орлинского субвулкана (Закоронный выступ Омолонского массива), центральная зона которого представлена гранодиоритами, а периферическое обрамление – дацитами. Зарисовка взаимоотношения этих пород приведена в статье о горных породах [10]. Дайка дацитов сечёт гранодиориты и имеет зону закалки. Но такое

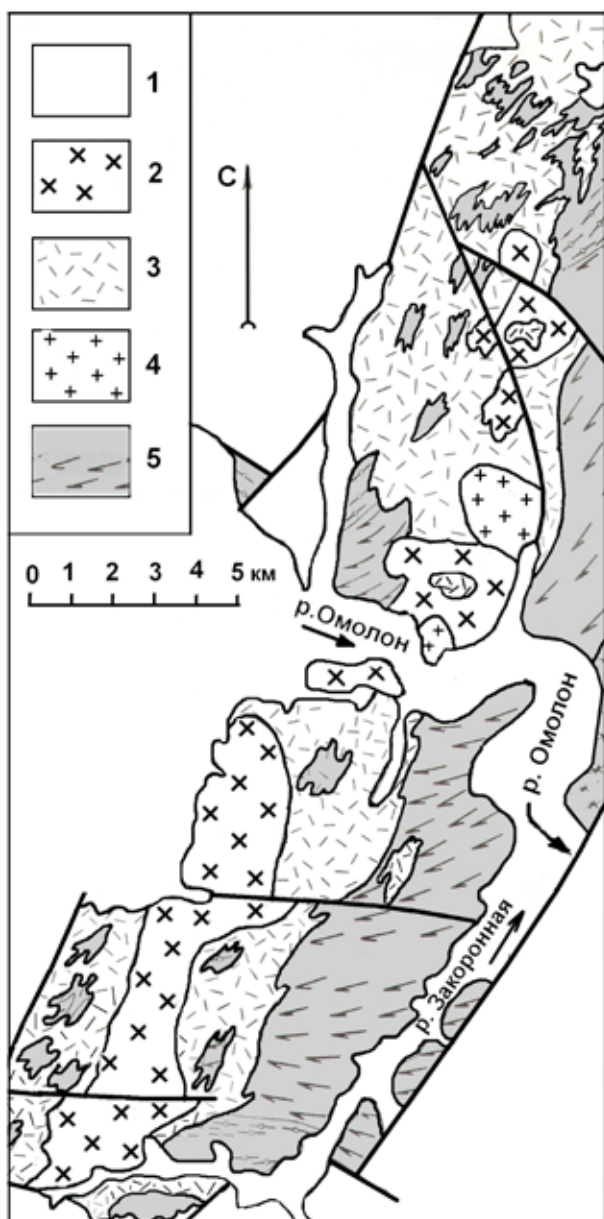


Рис. 2. Карта-схема субвулканического массива Орлинский (Омолонский массив, Закоронный выступ).

1 – фанерозойские отложения, 2 и 3 – породные комплексы Орлинского субвулкана: 2 – гранодиориты, 3 – дациты; 4 – граниты, 5 – комплекс фундамента Омолонского массива.

основой оставалось его определение из подлежащего уровня. Это объяснимо тем, что у каждого из этих уровней подлежащая снизу наука более продвинута, чем вышележащая. На формационном уровне подходы сверху и снизу можно считать равно популярными.

Определение, восходящее к Н.С. Шатскому [19-21] и Н.П. Хераскову [17, 18] (формация – парагенез горных пород), относится к направлению снизу (также у Н.М. Страхова [15], М.Г. Бергера [2]). А геотектонические определения (формация – часть тектонической структуры) задают нисходящее направление, расчлняющее вышерасположенный объект на формации как его части. Этот путь можно проследить в определениях В.И. Попова [12], В.В. Белоусова [1], В.Е. Хаина [16], Л.Б. Рухина [13]. Некоторые оперируют не собственно тектоно-структурными категориями, а понятиями геотектонического процесса, фазами тектонического цикла и т.д. В любом случае речь идёт о вышестоящем уровне, хотя и в генетической терминологии. При переводе в статику всё равно приходим к тектонической структуре и формации как её части. Противоречие снимается признанием равноправности обоих направлений.

взаимоотношение дацитов с гранодиоритами в Орлинском субвулкане – не единственное. Обратную картину демонстрируют включения дацитов в гранодиоритах в тех же местах (рис. 3). А на рис. 4 показан гранодиоритовый отторженец в покрове дацитов с тех же участков Орлинского субвулкана. Из этого следует одновозрастность магматических дериватов, проявленная в чередующихся фазах внедрения и застывания. Редкие дайки дацитов в центральных частях субвулкана не нарушают общую картину.

П. 4, завершающий определение, стоит передать практической деятельности человека. Но есть ещё один аспект ввода основных понятий на каждом уровне иерархии – о его направлении снизу или сверху. Ступенчатые определения, представленные в статьях автора – определения снизу. Они представляются наиболее ясными в силу того, что в их основе лежит минералогия – наиболее древняя и проработанная дисциплина геологического знания. А сама минералогия базируется на ещё более проработанных науках – кристаллографии, химии и атомной физике.

Но логически путь сверху тоже возможен. Тогда в основу цепи рассуждений должна лечь планетология [11], которая по разработанности уступает минералогии, не говоря о физике и химии. Впрочем, сопоставление минералогии и планетологии правомерно при сравнительном рассмотрении определений объектов всех уровней. При определении объекта одного уровня большее значение приобретает сравнение уровней, пограничных сверху и снизу. И может оказаться, что путь сверху не менее привлекателен, чем снизу. Именно так произошло с формациями. Для двух нижних уровней вопрос о связи каждого из них с объектом вышележащего уровня (минерала – с горной породой, её – с формацией) если и затрагивался кем-то, то мимоходом,



Рис. 3. Включение дацита в гранодиорите (Омолонский массив, Орлинский субвулкан). Дацит – тёмный с белыми вкрапленниками плагиоклаза. Гранодиорит – серый, крупнозернистый.

Надо помнить, что путь сверху, т.е. расчленение объекта на составные части, приводит к определению геологического тела. И лишь после абстрагирования от его границ в пространстве мы переходим к веществу того же уровня. Путь снизу сначала определяет вещество, лишь потом происходит переход к телу [9]. Соответственно, по этим двум направлениям принципы классификации формаций должны быть различными. При характеристике формации как вещества в рассмотрение надо принимать только состав и структуру. И классификация формаций должна базироваться только на вещественно-

структурной основе. А подход к формациям как к телам требует рассмотрения их форм и взаимоотношений с окружающими формациями.

Возможность (если не обязательность) двойного взгляда на формации впервые сформулирована Ю.А. Жемчужниковым [4]: «Мне кажется, что при определении формации первая задача – литологическая – заключается в установлении и типизации формаций по присущим им внутренним диагностическим признакам. Вторая – геологическая – состоит в том, чтобы определить, с каким тектоническим режимом и с какими структурными областями связаны те или иные формации. При этом одни из формаций окажутся свойственными только одному определенному режиму, другие – двум, третьи могут встречаться в самых разнообразных тектонических условиях. Это и послужит основой для выделения их типов». Таким образом, два пути определения формаций не противостоят, а дополняют друг друга.

В этой связи необходимо остановиться на проблеме абстрактности или конкретности формаций, впервые выдвинутой Н.П. Херасковым [17]. После него большинство учёных подходило к разделению конкретной и абстрактной формаций как к обособлению формации от формационного типа, и с этих позиций принимало или отвергало такое деление: И.В. Круть [7, 8], М.Г. Бергер [2], Г.Ф. Крашенинников [6]. Не вдаваясь в споры о правомерности разделения понятий: (а) самого предмета, (б) класса (типа) предметов – отметим другое. Разделение абстрактного и конкретного в приложении к геологическим сущностям (в данном случае – к формациям) может быть интерпретировано с позиций разделения вещества и тела. Конкретная формация – геологическое тело, занимающее положение в тектонической структуре и имеющее границы, отделяющие его от соседних формаций. Абстрактная формация – модель большого числа конкретных формаций, лишён-

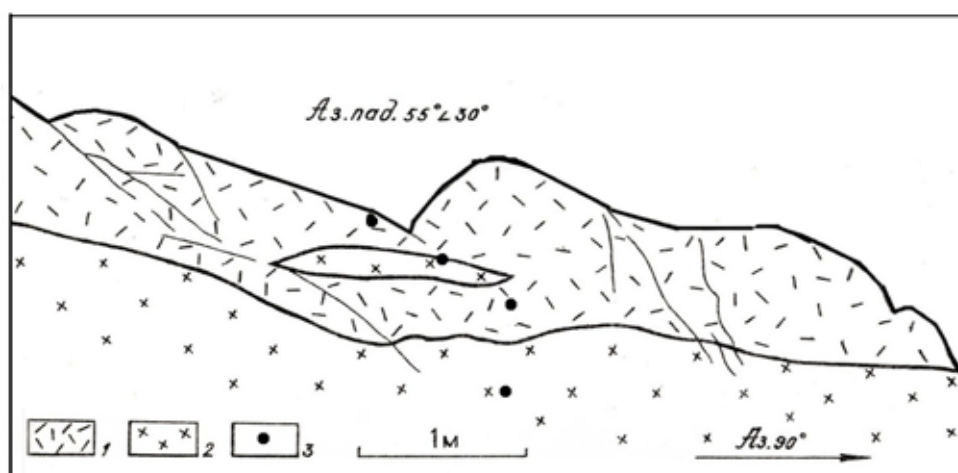


Рис. 4. Линзовидный блок гранодиоритов в перекрывающих дацитах Орлинского субвулкана (Омолонский массив, Закоронный выступ фундамента). 1 – дациты, 2 – гранодиориты, 3 – места отбора образцов.

ная тектонических привязок и определённых границ. Таким образом, абстрактная формация характеризуется составом и структурой, т.е. является веществом. В самом деле, ведь понятие вещества мы получаем при абстрагировании от границ тел. Конкретные и абстрактные формации могут быть классифицированы (типизированы). При этом должны быть выделены типы формационных тел и типы формационного вещества. Сходный подход сформулирован В.И. Драгуновым [3]. По его номенклатуре, абстрактная формация – парагенолит; тип абстрактной формации (тип веществ) – парагенолит с собственным наименованием; конкретная формация – парагенерация; тип конкретной формации (тип тел) – парагенерация с собственным названием.

Наконец, остановимся на уровне геологической иерархии, находящемся выше формаций – на уровне крупных тектонических структур. Здесь решительным образом доминирует нисходящий подход к определениям в виде расчленения объекта на составные части. Какие бы определения мы не взяли для платформы, геосинклинали или структурно-формационной зоны [14], все они построены одинаково: это – часть земной коры или литосферы, район проявления или область распространения... Нет понятия, которое охватило бы все частные понятия этого уровня, аналогичного понятиям минерал, горная порода, формация. В связи с его отсутствием кажется, что и определять тут нечего. Необходимо ввести это понятие (например, «тектон»), определив его как ассоциацию формаций. Тогда тектоническими типами будут геосинклиналь, чехол платформы, фундамент платформы и т.д. Все это будут типы тектонического вещества. С другой стороны, при определении тектона как части оболочки мы выделим тектонические тела, т.е. те же типы веществ, но оконтуренные границами.

### Список литературы

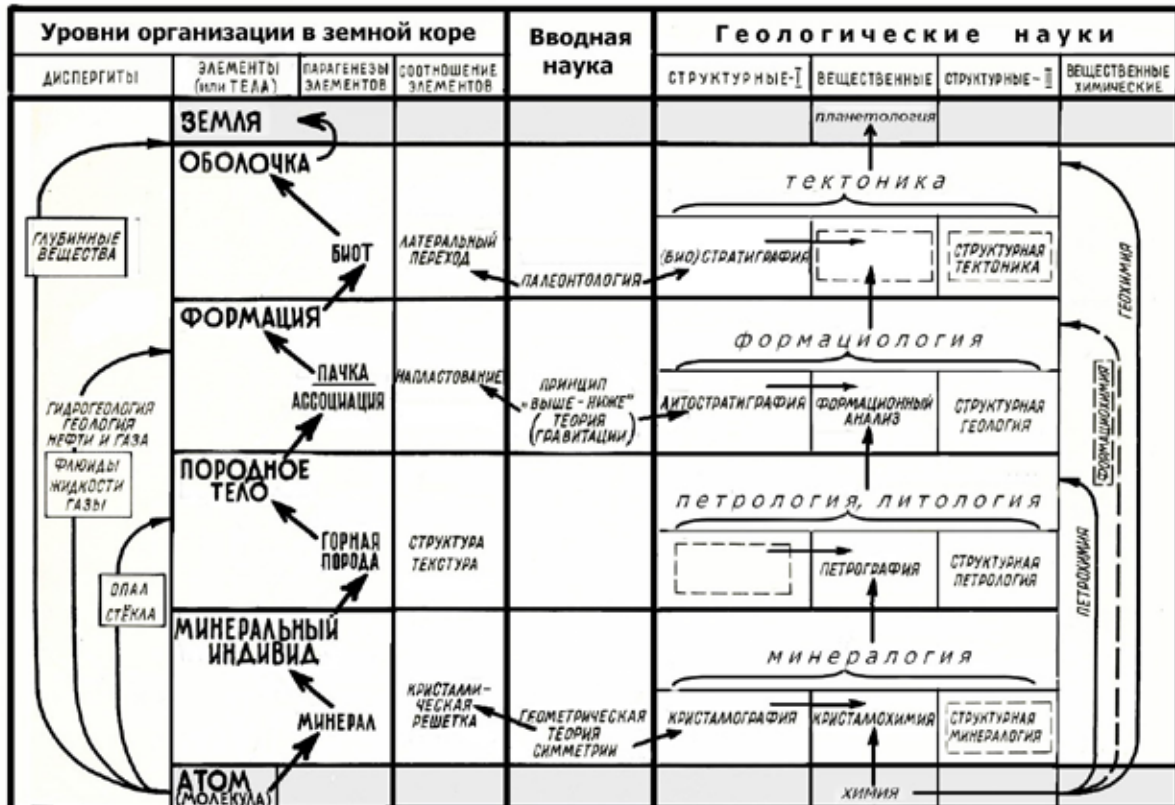
1. Белоусов В.В. Основные вопросы геотектоники. М.: Госгеолтехиздат, 1962.
2. Бергер М.Г. Некоторые вопросы учения о геологических формациях // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1970. № 2. С. 156-160.
3. Драгунов В.И. Основные понятия учения о геологических формациях // Матер. совещ. «Геологические формации». Л., 1968. С. 21-27.
4. Жемчужников Ю.А. Угленосные толщи как формации // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1955. № 5. С. 14-33.
5. Иванов Г.А. Зональность строения генетически различных типов угленосных формаций и её значение при изучении других осадочных формаций // Матер. совещ. «Геологические формации». Л., 1968. С. 63-66.
6. Крашенинников Г.Ф. Фашии, генетические типы и формации // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1962. № 8. С. 3-13.
7. Круть И.В. К состоянию учения о геологических формациях // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1968. № 4. С. 98-113.
8. Круть И.В. Исследование оснований теоретической геологии. М.: Наука, 1973.
9. Левин Б.С. Определение понятия «минерал» // Наст. сб.
10. Левин Б.С. Определение понятия «горная порода» // Наст. сб.
11. Левин Б.С. Систематика геологических наук // Наст. сб.
12. Попов В.И. Опыт классификации и описания геологических формаций. Л.: Недра, 1966.
13. Рухин Л.Б. Основы литологии. Ч. IV. Осадочные формации. М.: Гостоптехиздат, 1953.
14. Справочник по тектонической терминологии. М.: Недра, 1970.
15. Страхов Н.М. Типы осадочного процесса и формации осадочных пород // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1956. № 5. С. 3-21.
16. Хаин В.Е. Общая геотектоника. М.: Недра, 1973.
17. Херасков Н.П. Геологические формации (опыт определения) // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 1952. № 5.
18. Херасков Н.П. Тектоника и формации // Избр. тр. М.: Наука, 1967.
19. Шатский Н.С. Фосфоритоносные формации и классификация фосфоритовых залежей // Совещ. по осадочным породам. М.: Изд-во АН СССР, 1955.
20. Шатский Н.С. О Mn-носных формациях и металлогении Mn // Избр. тр. Т. 3. М.: Наука, 1965. С. 16-51.
21. Шатский Н.С. Осадочные формации: стенограмма доклада 5 февраля 1959 г. // Избр. тр. Т. 3. М.: Наука, 1965. С. 175-184.

## СИСТЕМАТИКА ГЕОЛОГИЧЕСКИХ НАУК

Левин Б.С.

Израиль, ber-levin@rambler.ru

Система геологических наук строится как матрица (рис.). Горизонтالي отражают объекты, вертикали – предметы изучения, их пересечениями определяются геологические дисциплины. Объект науки – изучаемое ею природное проявление, предмет – отдельные свойства и стороны объекта.



Иерархия геологических объектов и система геологических наук.  
В штриховых рамках – потенциальные геологические дисциплины.

Отправная точка при выделении объектов науки – представление об иерархии уровней организации вещества. В неживой природе выделяется следующая последовательность уровней: атомы – молекулы – минералы – горные породы – формации горных пород – оболочки Земли – планета Земля. Из них два первые – это область физики и химии, последний – планетологии, все остальные – геологии. Геологические уровни объективно заданы природой и соответствуют объектам геологических наук. При этом широко принято, что каждый следующий уровень иерархии представлен парагенезом объектов предыдущего уровня. Он не может быть произвольным объединением, а должен подчиняться некоторым условиям [3, 4, 10]. Формулирование этих условий – задача не тривиальная. На каждом уровне она решается по-разному [7-9]. Далее акцентирован лишь один аспект: несмотря на различие уровней, логика решений сходна и состоит в том, что везде выделяются два понятия – вещество и тело. Вещество – наполнитель тела, которое отлично от вещества наличием границ. При переходе с одного уровня организации на другой тела предыдущего слагают вещество последующего уровня, которое, заключённое в границы, образует тело нового уровня. Далее цикл повторяется, что отражено на рисунке в блоке уровней организации.

Тела каждого уровня принципиально отличны от тел других уровней. И принцип их объединения в вещество следующего уровня (суть парагенеза) на каждом уровне должен быть свой, хотя он всегда связывает элементы в структуру. Каждый такой принцип вводится сторонней, не геологической наукой. На минеральном уровне это теория симметрии, определяющая структуры кристаллических решёток. На петрографическом уровне в структурном плане есть пробел. Место вводной науки тут занимает эмпирика – тот или иной атлас зарисовок структур и текстур горных пород, который в принципе не может быть ис-

черпывающим. Лишь недавно математическая теория петрографических структур сдвинулась с мёртвой точки [1, 2, см. наст. сб.].

Горнопородные тела на этом уровне разделяются на два основных типа – напластованные и внедрённые, различающиеся по топологии границ: не пересекающиеся, субпараллельные границы – у первых, секущие – у вторых. Эти два типа тел горных пород образуют на следующем уровне два ряда формационного вещества: напластованные тела объединяются в пачки, внедрённые – в ассоциации. Напластования собираются в пачки исходя из принципа «выше-ниже», который опирается на понятие гравитационного потенциала [6]. Для внедрённых тел основанием их объединения в ассоциации является близость вещественного состава и структурные взаимоотношения (секущие границы, включения друг в друга и др.). Тела формаций объединяются в латеральные ряды через науки, внешние геологии, в первую очередь через планетологию. Ряды формаций облекают Землю и наполняют последнее крупнейшее геологическое тело – внешнюю оболочку Земли.

Есть объекты, названные диспергитами [11], проходящие через один или несколько уровней. Аморфные вещества не образуют минералов и с атомного (молекулярного) уровня переходят сразу на породный, заполняя породные тела – жилы, лавовые потоки и др. Жидкости и газы проходят с молекулярного сразу на уровень пачек-формаций. Есть мнение, что на глубинных уровнях Земли отсутствуют привычные нам формы, и вещество там переходит с атомного и даже ядерного уровня сразу на оболочечный [5].

Итак, объектами геологических наук являются тела (и их наполнения) четырех уровней – минералы, горные породы, формации и ряды формаций, представленные в виде строк таблицы. В её столбцах предметами наук выступают вещество и структура геологических образований. Каждый предмет подразделяется на два вида, обособляя четыре предметных типа геологических наук. Два структурных столбца отличны в силу того, что на каждом уровне можно выделить базовую структуру, принятую из вводной науки или принципа (столбец «структурные-I») и структуру того или иного нарушения базовой структуры («структурные-II»).

На минеральном уровне сейчас есть одна структурная наука – кристаллография, но именно под её крышей находятся оба структурных направления. Первое изучает кристаллические решётки в идеальных вариантах, второе – их нарушения, без которых невозможна жизнь кристалла. В таблице второе направление названо «структурной минералогией». На породном уровне исходной структурной науки пока нет. Зато нарушения эмпирических структур исследуются структурной петрологией. На уровне формаций разделение двух структурных наук имеет чёткое место. Исходная структура в напластованных образованиях – это ведомство литостратиграфии, её искажениями занимается структурная геология. На уровне рядов формаций первая структурная наука – (био)стратиграфия, вторая входит разделом в тектонику и здесь названа «структурной тектоникой».

Два типа дисциплин вещественного направления разделены на другой основе. Первый – науки, построенные в соответствии со ступенями иерархической лестницы. В них изучение вещества основано на материале, поставленном с предыдущего уровня. Эта последовательность наук такова: кристаллохимия, петрография, формационный анализ и не имеющая пока названия часть тектоники. Второй вещественный столбец объединяет науки, совершающие скачок по типу диспергитов – перескок с химического уровня на геологические уровни со второго и дальше. Это петрохимия, «формациохимия» и геохимия. Вторая не обособилась в самостоятельную науку, а вложена в третью.

Наконец, на каждом уровне есть наука, объединяющая все структурно-вещественные дисциплины. Таковы минералогия, петрология с литологией, формациология и тектоника. Их уже лучше параллелизовать не с вещественным подуровнем каждого уровня, а с уровнем завершённого тела (элемента). Заметим, что петрология с литологией делят между собой уровень горных пород, вообще говоря, по генетическим представлениям, но если абстрагироваться от исключений (вулканы, диапиры и др.), то можно свести их разделение к принципу внедрённых и напластованных образований. Из геологических дисциплин в схеме не нашли себе места динамическая и историческая геология – в силу того, что она построена в статике, без динамики и истории. Эти дисциплины могут быть вписаны в схему, где к геологическому веществу и телу добавлены время, процесс и т.д.

## Список литературы

1. Войтеховский Ю.Л. Структурная парадигма петрографии // Матер. XII всерос. петрограф. совещ. «Петрография магматических и метаморфических горных пород». Петрозаводск, 2015. С. 547-549.



2. Войтеховский Ю.Л. К математическим основаниям петрографии // Тр. XII всерос. научн. школы «Матем. исследования в естественных науках». Апатиты, 2015. С. 11-25.
3. Геология и математика. Н.: Наука, 1967.
4. Еганов Э.А. О выделении объектов исследования в геологии // Пути познания Земли. М.: Наука, 1971. С. 263-272.
5. Капустинский А. Ф. К теории Земли // Вопр. геохимии и минералогии. М.: Изд-во АН СССР, 1956. С. 37-71.
6. Левин Б.С. О статической стратиграфии // Матер. всесоюзн. совещ. «Экосистемы в стратиграфии». Владивосток, 1980. С. 68-72.
7. Левин Б.С. Определение понятия «минерал» // Наст. сб.
8. Левин Б.С. Определение понятия «горная порода» // Наст. сб.
9. Левин Б.С. Определение понятия «формация» // Наст. сб.
10. Мейен С. В. Понятия «естественность» и «одновременность» в стратиграфии // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1974. № 6. С. 79-90.
11. Поспелов Г.Л. Диспергиты и автодиспергация как важная проблема физики лито-, петро- и тектогенеза // Геология и геофизика. 1972. № 12. С. 53-73.

## ИСТОРИЯ ОСВОЕНИЯ ПРИРОДНЫХ РЕСУРСОВ АРКТИЧЕСКОЙ ЗОНЫ РОССИИ ДО XVIII ВЕКА

Лобанов К.В., Чичеров М.В.

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

**Новгородцы в Арктической зоне.** Первые русские мореплаватели появились на побережье Белого и Баренцева морей в X-XII вв. Продвижение новгородцев в Арктическую зону началось из района Ладоги и В. Новгорода. Морские плавания от Сев. Двины на запад до Норвегии и на восток до Н. Земли соединили ранее разобщённые участки северных морей. Для сбора пушнины и развития морских промыслов на север посылались полувоенные ватаги, которые селились на берегах рек, впадающих в эти моря. Карело-лопарское и ненецкое население подчинилось новгородской власти. Поселения XII в. превратились в города на торговых путях, как указано в русских и скандинавских летописях. Освоение природных ресурсов заключалось в развитии рыбных, соляных, зверобойных промыслов, добыче речного жемчуга и болотного железа. На северо-западе новгородцы встретились с норвежцами, оспаривавшими право на сбор дани. В упорной борьбе они отстаивали русские земли и в 1326 г. заключили договорную «Разграничительную грамоту» о границе владений, которая является в настоящее время западной границей Арктической зоны России (рис. 1).

Мореплавание к западу от Сев. Двины получило развитие после 1478 г., когда владения Новгорода вошли в состав Московского государства. В 1492 г. первый караван с зерном отправлен из Холмогор в Зап. Европу. Начало морским походам от Сев. Двины на восток положено новгородцами в 1032 г. Первые связи Руси с Уралом и Зауральем относятся к VII-VIII вв. Эти земли носили название Югра, были богаты пушшиной, борьба за них продолжалась долго. К началу XVI в. вдоль морских берегов проложен путь, связавший устья рек: Колы, Онеги, Сев. Двины, Печоры, Оби [1, 2].

**Рудоискательские экспедиции.** Поиски рудных месторождений в Арктической зоне России сыграли важную роль. Московское государство закупало медь, серебро и золото в Европе. 2 марта 1491 г. Иван III отправил первую экспедицию по поиску серебра и меди в Печорский край во главе с Андреем Петровым и Василием Болтиным. В неё вошли «два немца, Иван и Виктор, которые умели находить руду и отделять её от земли». Экспедиция вернулась в Москву 20 октября с известием о том, что «нашли руду серебряную да медную на р. Цильме, за полднища от р. Космы и за семь дниц от р. Печоры». Это место расположено «на р. Цильме, верстах в 20 от Космы, в 300 от Печоры и 3500 – от Москвы на пространстве 10 вёрст» [2, 3]. В 1492 г. отправлена вторая экспедиция на Цильму, которой руководил «Мануил Илариюв, дети боярские Василий Болтин и Иван Коробкин, да Андрей Петров с мастера с фрязи серебро делати и меди на Цильме, деловцев с ними руду копати с Устюга – 60, с Двины – 100 и с Пинеги – 80 человек». Она заложила на р. Цильме медные рудники и плавильные печи. «И с того времени мы начали сами добывать, плавить металлы и чеканить монету из своего серебра; имели и золотые деньги, и медали российские» [3]. Эти экспедиции появились на Цильме не случайно. Рудники заложены там, где в древности добывали мед-

ную руду чудские племена. Найдены следы этой деятельности: каменные песты, которыми толкли руду, глиняные горшки для выплавки меди и клинья для откалывания руды [2].

Цилемское рудное месторождение стало первым в истории России. Это укрепило позиции Москвы, и великие московские князья берегли его как зеницу ока, так как Урал с его месторождениями ещё не принадлежал Москве. Для охраны рудников в низовьях Печоры по указу Ивана III в 1499 г. «зарублен» Пустозерск, первый город за Полярным кругом, сыгравший видную роль в организации поисков и разработке рудных месторождений [4]. Иваном Грозным отправлены рудокопы искать серебряную руду на Н. Земле по примеру новгородцев, которые открыли эти острова в начале XI в. Ходили легенды, что в окрестностях губы Серебрянки, к северу от пролива Маточкин Шар, серебро выходит на поверхность земли «как некоторая накипь» [2]. Результаты экспедиции неизвестны. В эти годы монахи Печенгского монастыря разрабатывали полиметаллические серебросодержащие жилы на побережье Баренцева моря, а также ходили на южное обрамление Печенгской структуры мыть золото. В Карелии и на Кольском п-ове с XII в. добывался мусковит [4].

При Михаиле Романове в 1617 г. в Пермском крае найдены медные руды. После присоединения Урала велись поиски и разрабатывались медные месторождения в песчаниках, аналогах Цилемского месторождения. Здесь рудознатцы также ориентировались на древние чудские медные копи. Из Москвы была послана экспедиция во главе с Авраамом Бертеневым и английским рудознатцем Джоном Ватером, которые добыли 185 пудов руды и выплавили 4.92 пуда меди. В 1626 г. здесь построен Пыскорский медеплавильный завод [5]. В 1651 и 1652 гг. Алексеем Романовым на Н. Землю «для сыску серебряные и медные руды, узорочного камня и жемчугу», а также «всяких угожих мест» отправлены рудоискательские экспедиции во главе с бывшим пустозерским воеводой Романом Неплюевым, которые закончились трагически [1, 2].

**Проект Северного морского пути Дмитрия Герасимова.** В XVI в. повышенное внимание к северным морям стало уделяться в связи с поисками пути в Китай. Важную роль в этих поисках сыграл Дмитрий Герасимов, дьяк князя Московского Василия III, который знал условия мореплавания на севере, так как предпринял путешествие из Сев. Двины в Зап. Европу [1]. Свой проект плавания вдоль северных берегов он создавал с учётом опыта арктического мореходства. В 1524 г. Василий III послал Герасимова в Рим, где он проявил себя опытным дипломатом.



Рис. 1. Освоение природных ресурсов Арктической зоны России в X-XVII вв.

В Италии Герасимов поведал свою сокровенную мысль о возможности морского пути из Европы в Китай: «Двина, увлекая бесчисленные реки, несётся в стремительном течении к Северу... море там имеет такое огромное протяжение, что, по весьма вероятному предположению, держась правого берега, оттуда можно добраться на кораблях до страны Китая, если в промежутке не встретится какая-либо земля». Он составил чертёж севера России, который дошёл до нас в незначительной переделке итальянского картографа Батиста Агнезе, и считается самой древней картой Сев. Ледовитого океана. Рассказ Дмитрия Герасимова опубликован в 1525 г. Паоло Джировием в Риме в «Книге о посольстве Василия, великого государя московского к папе Клименту VII» и стал достоянием всего света. Эта карта отражает идею Северо-восточного прохода, его проект стал широко известен и был принят с большим интересом европейскими странами, особенно Англией, Голландией и Данией. На его основе снаряжены экспедиции для отыскания морского пути из Европы в Тихий океан.

**Освоение поморами Арктической зоны Вост. Сибири.** Русскому государству оказалось под силу массовое продвижение в Сибирь, установление морских сообщений с Обь-Енисейским бассейном, присоединение восточно-сибирских и дальневосточных земель. Зона промысловой и торговой деятельности стала более обширной. В Югре построены города для защиты природных ресурсов России от проникновения европейских экспедиций в Сибирь. Поморские промысловики и мореходы доходили в XVII в. по заполярной территории Сибири до устья Енисея [1, 6].

Мангазейский ход был одним из самых известных в истории освоения Сибири. Он освоен поморами в конце XVI в., затем Мангазея стала крупнейшим торговым центром. Город основан указом Бориса Годунова в 1600 г. Цель основания – установление контроля за морским ходом, ведущим в богатую пушшиной страну, и создание базы для дальнейшего освоения севера Сибири. Отсюда уходили отряды промышленников для обследования новых земель на Таймыре, Енисее, Лене, Колыме. В 1616 г. по указу Михаила Романова запрещены морские походы иностранцев в Мангазею и далее на восток Сибири. На путях волока через п-ов Ямал и морских путях выставлены заставы. Мангазейский уезд был огромен – от Урала до р. Лены [1, 2].

В те времена пушнина была дороже серебра и золота. В Ц. Россию отправлялось от 100 до 150 тысяч шкур: соболей, песцов, лисиц, бобров. Это был настоящий пушной Клондайк, где один рубль, вложенный в торговлю, приносил за год 32 рубля прибыли. О богатстве города ходили легенды, за Мангазеей прочно закрепилось прозвание «златокипящая». Только за период 1620-1690 гг. отсюда было вывезено 7280000 шкурок соболей. В Мангазее впервые разработаны технологии строительства на вечной мерзлоте. Здесь был создан литейный двор для плавки медной руды, анализ которой показал, что в ней присутствует никель [7]. Считается, что мангазейцы плавил норийскую руду, которая вывозилась из Норильского зимовья на оленьих упряжках. Смещение торговых путей на Енисей и Лену, хищническое истребление соболя привели к запустению и постепенному разрушению города. В 1672 г. Алексеем Романовым руководство уездом переведено в Туруханск (Н. Мангазею).

В первые десятилетия XVII в. поморские промышленники стали энергично осваивать районы по Н. и Подкаменной Тунгуске, продвигаться вдоль побережья Сев. Ледовитого океана к устью р. Пясины, до СВ берегов Таймыра. Путь от Туруханска по Енисею в Енисейский залив и дальше в Карское море, на Таймырский п-ов, в западную часть моря Лаптевых оказался решающим в истории хождения поморов в арктических водах. В 1648 г. экспедиция во главе с Семёном Дежневым вышла из Нижнеколымска на 6 судах. Но обогнул Чукотский нос и вошёл в Тихий океан лишь 1 коч. К середине XVII в. оказалась пройденной Вост. Сибирь. За 50 лет поморы прошли от Урала до Чукотки. Ими основаны Туруханск, Якутск, Верхоянск, Анадырь, Хатанга и другие города. Все новые территории присоединены к Российскому государству. Так определена восточная граница Российской Арктической зоны [6].

Исследования выполнены при финансовой поддержке программы Президиума РАН «Поисковые фундаментальные научные исследования в интересах развития Арктической зоны Российской Федерации».

### Список литературы

1. Белов М.И. Арктическое мореплавание с древнейших времен до середины 19 века // История открытия и освоения Северного морского пути. Т. 1. М.: Морской транспорт, 1956. 596 с.
2. Окладников Н.А. Российские колумбы. Мезенские полярные мореходы и землепроходцы. XVI – начало XX вв. Архангельск: ОАО «Правда Севера», 2008. 358 с.
3. Карамзин Н.М. История государства Российского. Т. 6. 2004. CD.
4. Лобанов К.В. Золото Циркум-Арктической зоны // Смирновский сборник 2015. Фонд акад. В.И. Смирнова. М.: ППП Типография «Наука», 2015. С. 40-55.

5.    Металлургические заводы Урала. XVII-XX вв. Екатеринбург: Академкнига, 2001. 536 с.
6.    Булатов В.Н. Русский север. Кн. 2. Встречь солнца. XV-XVII вв. Архангельск: Изд-во ПГУ, 1998. 352 с.
7.    Денисов В.В. Хронология Таймыра: хронология исторических событий генезиса Таймыра и Норильского р-на. Норильск: АПЕКС, 2009. 224 с.

## **АРХИВНЫЕ ДОКУМЕНТЫ ГОКУ ГАМО В Г. КИРОВСКЕ ОБ ОТКРЫТИИ ЁНО-КОВДОРСКОГО ЖЕЛЕЗОРУДНОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ**

Пивоварова Т.В.

Гос. областное казённое учреждение «Государственный архив Мурманской обл. в г. Кировске», gamo\_zapros@mail.ru

Документы архивного фонда АО «Апатит», находящиеся на хранении в ГОКУ ГАМО в г. Кировске, имеют большое значение для объективного и комплексного изучения истории освоения природных богатств Кольского п-ова. В первые годы деятельности треста решением ВСНХ на него возложены обязанности по добыче и переработке апатит-нефелиновых руд, проведению геологоразведочных, поисковых работ и освоению месторождений полезных ископаемых в других частях Кольского п-ова. Поэтому в архивном фонде сосредоточились документы о геологоразведочных работах на месторождениях не только апатит-нефелиновых руд, но и других полезных ископаемых. В статье пойдёт речь об открытии в 1933 г. железных руд Ковдорского месторождения.

На СЗ страны Ленинград был крупным центром машиностроения. К 1929 г. Ленинградский машиностроительный трест производил 20 % продукции общего машиностроения. Потребность города в чёрном металле постоянно росла. Для ускорения темпов расширенного производства и экономии общественного труда необходимо было приблизить металлургическую промышленность к источникам сырья. А к началу 1-ой пятилетки государство имело только одну угольно-металлургическую базу на юге страны. Издалека приходилось завозить огромное количество металла и топлива. Осуществить индустриализацию на базе старых промышленных центров России было невозможно. При отсутствии в Ленинградской обл. крупных железорудных месторождений руды Кольского п-ова приобретали исключительно важное значение. В будущем они должны были стать базой Ленинградской чёрной металлургии. Начинается этап форсированной подготовки к созданию топливно-металлургической базы на Европейском севере страны. На Кольском п-ове организовали геолого-поисковые работы на железные руды.

В 1929 г. на западном берегу оз. Имандра Г.Д. Рихтер обнаружил магнитную аномалию. Партия геологов под руководством А.Е. Ферсмана, проверяя её, выявила рудные залежи промышленного значения. Уже в 1932 г. стало ясно, что выявлены крупные запасы железных руд, обеспечивающие интерес не только местной промышленности, но и металлургии Ленинграда и прилегающих к нему районов. Летом 1933 г. Ёнский отряд Ленинградского геологоразведочного треста под руководством К.М. Кошица в районе оз. Ковдора открыл месторождение магнетитовых руд. На г. Вацу-Ваара геологи тогда же обнаружили карбонатные и щелочные породы.

Константин Михайлович Кошиц был на редкость скромный и трудолюбивый человек. Очень тепло о нём говорила Ольга Михайловна Римская-Корсакова\*. Приведем отрывок из её воспоминаний: «Открытие промышленного месторождения какого-либо полезного ископаемого – огромное счастье для геолога, редкая удача. Мы можем порадоваться, что открытие Ковдора выпало на долю честного, трудолюбивого геолога, отличного педагога и хорошего, справедливого человека. Имя первооткрывателя Ковдорского массива и связанного с ним железорудного (а теперь комплексного) месторождения увековечено не только мемориальной доской и в названии улицы в г. Ковдоре. Оно упоминается в геологических отчётах, научных статьях, монографиях и учебниках. Оно вошло в историю освоения природных



К.М. Кошиц  
(10.12.1903 – 20.09.1959).

\* Ольга Михайловна Римская-Корсакова (1914-1987) – минералог и педагог, доцент кафедры минералогии Ленинградского / Санкт-Петербургского) госуниверситета, исследователь Ковдорского месторождения.

богатств нашей Родины». Ковдорчане бережно чтят память К.М. Кошица. Решением Ковдорского горисполкома от 02.10.1965 ул. Лесная переименована в ул. им. Кошица. В г. Ковдоре она является центральной.

В 1934 г. К.М. Кошиц возглавил Ёнскую геологическую партию. В архивах АО «Апатит» есть «Окончательный отчёт по работам Ёнской геологоразведочной и магнитометрической партии. 1934 г.», в части геологоразведочных работ составленный К.М. Кошицем по материалам, полученным Ёнской железорудной партией (нач. Я.Н. Ромин). Магнитометрическая часть составлена начальником Ёнской магнитометрической партии Б.А. Наумовым, им же подсчитаны запасы. Отмечено, что задачей партии было получение дополнительных данных и выяснение предварительной разведкой характера и рентабельности месторождения магнитного железняка, открытого поисково-съёмочным отрядом Ёнской слюдяной партии. В тоже время работы должны были дать направление для детальной разведки. С этой целью геологоразведочной партией выполнена топографическая съёмка в масштабе 1/2000 на площади около 2 км<sup>2</sup>, земляные работы в наносах и коренных породах, взята 1 средняя проба из обнажений и 12 проб из шурфов и карьеров. Магнитометрической партией произведена детальная съёмка на площади 1.8 км<sup>2</sup> с числом точек 2520, рекогносцировочной съёмкой покрыто 48 км<sup>2</sup> с длиной маршрутов в 42 км и числом точек 480.

Месторождение может быть разделено на два участка, северный и южный, разделённые р. В. Ковдорой, впадающей в Ковдозеро. Они резко отличаются по рельефу и поведению магнитного поля. В отчёте дано описание геологии района, южного и северного участков, результаты опробования руд и слюды, а также подсчёт запасов Ёнского месторождения. Отмечено, что наряду с магнетитом важным для промышленности является наличие известняка. Химические анализы показали их высокое качество. К.М. Кошиц и Б.А. Наумов подвели итоги работы и определили очередные задачи. К отчёту приложены планы, карты, зарисовки Ёнского железорудного месторождения.

Не менее интересна и «Технико-экономическая записка по Ёно-Ковдорскому месторождению. 1935 г.» (рис.). Характеризуя железорудную базу СССР на Севере, её автор Леонард Борисович Антонов, в то время инженер геологоразведочного бюро треста «Апатит», отмечает, что Ёнское месторождение заслуживает исключительного внимания как ценный сырьевой источник богатых железных руд с грандиозными запасами, проверенными геологоразведочными работами за последние два года. Автор убеждён в том, что разведочные данные по Ёнскому месторождению, полученные в текущем году, должны быть немедленно реализованы нашей промышленностью, ибо Советский Союз имеет сейчас на Кольском п-ове такие же качественные и количественные железные руды, которые, несомненно, могут быть противопоставлены на внешнем рынке Скандинавским экспортным рудам. Здесь же дан обзор наших железорудных месторождений в различных точках Кольского п-ова в сравнении с норвежскими и шведскими месторождениями.

В разделе «Полезные ископаемые Ёно-Ковдорского района как сырьевая база для эксплуатационных работ» указано, что на основании данных разведки партии треста «Апатит» в 1935 г. можно сделать некоторые заключения об эксплуатации обнаруженных полезных ископаемых. Называются три ценных вида рудных и нерудных полезных ископаемых, суммарные запасы которых могут быть положены в основу немедленного развертывания строительства горнорудной эксплуатационной базы: слюда, известняки, железо. По всем суммированы разведочные данные. Отмечено, что Ёнское железорудное месторождение исключительно благоприятно для добычи богатых руд с попутным использованием рудной мелочи. Леонард Борисович в этой записке говорит и о строительстве рудничного посёлка, даёт сводку стоимости строительства по Ёно-Ковдорскому месторождению, высказывает соображения о стоимости железнодорожного пути от Кировской железной дороги к Ёнскому месторождению. В докладе Н.С. Зонтова \* «Полезные ископаемые Кольского п-ова и задачи их практического применения» на Мурманской окружной конференции ВКП(б) в 1939 г. Ёно-Ковдорское месторождение названо наиболее крупным железорудным месторождением Кольского п-ова.

Ковдорское железорудное месторождение – лучшее по качеству руд на Кольском п-ове. Содержание железа в них составляет в среднем 50 %, тогда как в рудах Кольского залива – около 37%, Шонгуй-Лопарского р-на – 29 %, Приимандровского р-на – 35 %, по отдельным месторождениям – 27-30 %. Вредные сера и фосфор во всех рудах, за исключением Ёно-Ковдорского р-на, ничтожны. В руде Ёно-Ковдорского р-на много фосфора, придающего ей ценные качества для получения томасовского чугуна. В докладе указано, что из четырех железорудных районов Кольского п-ова наибольший интерес представляет руда

---

\* Николай Степанович Зонтов – горный инженер-геолог, кандидат геолого-минералогических наук (1960), заслуженный геолог РСФСР, лауреат Государственной премии СССР, один из открывателей Оленегорского месторождения железных руд.

Железные руды известны в 4-х районах: Кольский залив близ Мурманска, ст. Шенгуй и Лепарская, Примандровский район у ст. Оленья и Ёна-Ковдорский район. Запасы этих руд выражаются в следующих цифрах (в тыс. тонн):

	Кат. А <sub>2</sub>	Кат. В	Кат. С <sub>1</sub>	Кат. С <sub>2</sub>	ВОЕГО
Кольский залив	-	28,5	23,7	-	52,2
Шенгуй - Лепарская	-	2,8	26,7	100,0	129,5
Примандровский	9,9	76,9	187,2	208,0	492,0
Ёна-Ковдорский	-	-	30,0	810,0	840,0
<b>ВОЕГО по Кольскому п-ву....</b>	<b>9,9</b>	<b>108,2</b>	<b>267,6</b>	<b>1.118,0</b>	<b>1.503,7</b>

Кольский п-в обладает колоссальными запасами железных руд, выражающимися в 1,5 млрд. тонн. Наиболее крупным железорудным месторождением является Ёна-Ковдорское, на которое приходится 840 млн. тонн, т.е. больше половины всех запасов п-ва.

По качеству руд лучшими являются руды Ёна-Ковдорского района. Содержание железа в них составляет в среднем около 50%, тогда как содержание железа в руде Кольского залива составляет в среднем около 37%, в руде Шенгуй-Лепарского р-на - 29%, в руде Примандровского района - 35%, а по отдельным м-ниям 27-30%. Вредные примеси сера и фосфор во всех рудах, за исключением Ёна-Ковдорского района, составляют ничтожный процент; в руде Ёна-Ковдорского района содержится много фосфора, придающего, однако, этой руде особые ценные качества для получения томассевского чугуна.

Из четырех известных железорудных районов Кольского п-ва наибольший интерес представляет Ёна-Ковдорский район, как по огромным запасам, так и по лучшему качеству руды; его можно ставить с железорудными месторождениями горы Магнитной на Урале.

Что касается разведанности, то наиболее разведанными являются железные руды Кольского залива и Примандровского района, где имеются запасы категорий А и В. Ёна-Ковдорские железные руды, являющиеся крупнейшими по запасам и лучшим по качеству менее всего разведаны и основные запасы там относятся к категории С.

Рис. Страница из «Технико-экономической записки по Ёно-Ковдорскому месторождению. 1935 г.»

Ёно-Ковдорского р-на как по огромным запасам, так и по лучшему качеству. Его можно ставить на один уровень с железорудными месторождениями г. Магнитной на Урале. Хотя к 1939 г. Ёно-Ковдорские железные руды были менее всего разведаны. Славная история их комплексного освоения была ещё впереди.

## ФОНД РЕДКОЙ КНИГИ МУЗЕЯ-АРХИВА ИСТОРИИ ИЗУЧЕНИЯ И ОСВОЕНИЯ ЕВРОПЕЙСКОГО СЕВРА ЦГП КНЦ РАН КАК КОМПЛЕКСНЫЙ ИСТОЧНИК ПО ИСТОРИИ РОССИЙСКОЙ АРКТИКИ И СУБАРКТИКИ

Шабалина О.В.

Центр гуманитарных проблем КНЦ РАН, Апатиты, oshabalina@yandex.ru

Музей-Архив истории изучения и освоения Европейского Севера Центра гуманитарных проблем Баренц региона КНЦ РАН – пример успешной интеграции форм культурно-исторической памяти ради воссоздания исторических процессов в российской Арктике и Субарктике. Структура культурно-исторической памяти, т.е. всей совокупности знаний и представлений о прошлом человечества, наряду с рациональной составляющей (знания) предполагает и психоэмоциональную (представления), формирующуюся средствами литературы и искусства, за которую в значительной мере «отвечают» музеи и библиотеки. Музей-Архив ЦГП КНЦ РАН хранит и экспонирует типичные музейные объекты (предметы быта, научный инструментарий), документальные материалы персональных фондов и коллекций отечественных учёных, деятелей науки и полярников, а также библиотечные объекты – книги.

Фонд редкой книги Музея-Архива сформирован на основе частных книжных собраний по истории освоения и изучения Арктики, Субарктики и полярных областей П.В. Витенбурга, А.Е. Ферсмана и Г.Д. Рихтера, прижизненных изданий трудов и произведений исследователей этих регионов. Сейчас фонд насчитывает более 400 экземпляров, в том числе: рукописные книги XVII в., старопечатные книги; редкие малотиражные книги с автографами, маргиналиями, владельческими и дарственными пометами; краеведческая литература до 1966 г. включительно.

Обладая явными аттрактивными свойствами, демонстрируемые в Музее-Архиве книги разных эпох организуют вокруг себя экспозиционное пространство. Будучи при этом статичными и недоступными для использования по прямому назначению, они становятся невольным информационным узилищем. Скрытыми от восприятия оказываются не только текст и иллюстрации, но и автографы, дарственные и владельческие пометы, экслибрисы, издательские марки на форзацах и обложках, маргиналии на полях. Поэтому акцентируем внимание на носителях латентной информации фонда редкой книги Музея-Архива ЦГП КНЦ РАН, в полной мере позволяющим проявить ему свойства комплексного исторического источника.

Основным средством определения принадлежности книги к тем или иным коллекциям, частным собраниям является книжный знак или владельческая запись. Музей-Архив ЦГП КНЦ РАН владеет несколькими уникальными образцами в жанре малой графики – экслибриса, получившего особое развитие в России в конце XIX – начале XX вв. Каждый экслибрис – бумажный печатный или рукописный ярлык, в меньшей степени – шрифтовой штемпель, отражает индивидуальность владельца книги и является отпечатком вкуса, стиля, духа времени.



Рис. 1. Экслибрис Н.П. Лихачёва.



Рис. 2. Н.П. Лихачёв. 1916.

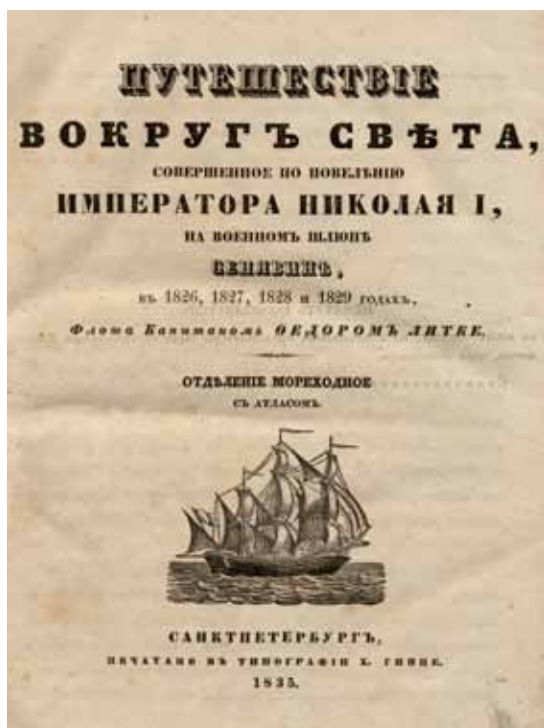


Рис. 3. Литке Ф.П. «Путешествие вокруг света...». 1835.

цветным декоративно-орнаментальным экслибрисом-наклейкой (нач. XX в.) с изображением фиалок и надписью «Библиотека Н.К. Синягина» попала к следующему владельцу, а затем в фонд Музея-Архива ЦГП КНЦ РАН.

Виттенбург Павел Владимирович (1884-1968) – известный геолог и полярник, собрал богатейшую библиотеку по истории арктических путешествий и исследований. Его дочь Евгения Павловна Виттенбург передала значительную часть книг Музею-Архиву ЦГП КНЦ РАН. Владычский книжный знак Павла Владимировича наполнен романтикой моря и путешествий. Выбор ракурса рисунка для экслибриса необычен: бескрайняя водная гладь, наблюдаемая с борта парусника. Есть мнение, что автор этой композиции Альберт Николаевич Бенуа (1852-1936), сопровождавший экспедицию Виттенбурга на Кольский п-ов в 1920 г. в качестве художника. Но Евгения Павловна Виттенбург в письме на имя руководителя Музея-Архива Бориса Ивановича Кошечкина 6 июня 1977 г. написала, что рисовал экслибрис для клише Н.В. Пинегин, т.к. А.Н. Бенуа в конце 1920-х уже был за границей.

Музей-Архив ЦГП КНЦ РАН обладает ещё одним интересным частным владельческим книжным знаком, попавшим в фонд редкой книги из собрания семьи профессора Гавриила Дмитриевича Рихтера (1899-1980) – известного ученого-географа, снеговед. Кому именно из членов семьи принадлежал этот экслибрис, установить не удалось. Но изображённый на нём белый медведь, «читающий» книгу на фоне северного сияния, однозначно свидетельствует о большом интересе владельца к Арктике и Субарктике.

На экслибрисе библиотеки Ленинградского Дома учёных им. Максима Горького художника Г.И. Гидони (1885-1943?) есть все символы-атрибуты времени создания – писатель Алексей Максимович Пешков (1868-1936) сидит за столом в окружении книг. Перед ним бюст В.И. Ленина и раскрытые сочинения И.В. Сталина.

Многочисленны и разнообразны шрифтовые штампы на книгах фонда Музея-Архива ЦГП КНЦ РАН. Это штампы семьи Рихтер, акад. А.Е. Ферсмана, создателя одной из ведущих в стране школ горных инженеров-механиков В.И. Геронтьева и многие другие владельческие знаки общественных, научных и частных библиотек.

В фонде редкой книги Музея-Архива ЦГП КНЦ РАН практически половина единиц

Так, экслибрис 1908 г. для русского историка, коллекционера, археографа, создателя уникального музея палеографии, общепризнанного авторитета в области источниковедения, сфрагистики, дипломатики акад. Николая Петровича Лихачёва (1862-1936) сюжетно лаконичен, но помещён в помпезную орнаментальную раму, свойственную более ранним книжным знакам, что подчёркивает социальный статус владельца и отражает консерватизм политических взглядов известного монархиста и организатора черносотенного движения. Автор экслибриса – историк, археолог, искусствовед Николай Емельянович Макаренко (1877-1938) [1]. На экслибрисе изображен сам Николай Петрович, сидящий за столом в окружении книг, страсть к собирательству которых он сохранял всю жизнь (рис. 1, 2).

Синягин Николай Козьмич (1874-1912) – русский купец, библиофил, коллекционер, член кружка любителей русских изящных изданий, занимавшийся описанием иллюстрированных русских книг и имевший обширнейшую библиотеку (около 20000 томов). В 1920-х книги собрания продавались в магазине «Антиквариат», владельцем которого был сначала П.В. Губар, затем Ф.Г. Шилов. Вероятно, через этот магазин книга с

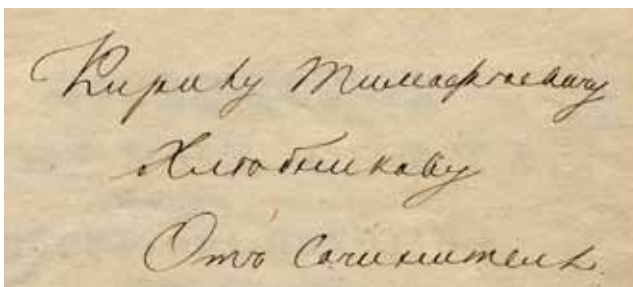


Рис. 4. Автограф Ф.П. Литке





Рис. 5. Заряно С.К.  
Портрет генерала-адъютанта Ф.П. Литке. 1854.

хранения имеет на страницах автографы владельцев, дарителей и авторов – известнейших исторических деятелей, учёных, путешественников, исследователей, чья область интересов была неразрывно связана с Севером. Среди них – труд вице-адмирала Степана Осиповича Макарова (1849-1904) «"Ермак" во льдах» с авторской дарственной надписью: «Николаю Ильичу Тульскому на память о совместном плавании. С. Макаров. 7 апр. 1901». Книга передана в Музей-Архив семьёй Н.И. Тульского – второго помощника капитана на первом Российском ледоколе.

Следующий автограф, также принадлежавший С.О. Макарову, содержит дарственную надпись: «Глубокоуважаемому Фёдору Карловичу Авелану на добрую память от автора. 5 марта 1900» и располагается на титуле авторского оттиска статьи вице-адмирала Российского императорского военно-морского флота на английском языке «The "Yermak" Ice-Breaker». Фёдор Карлович Авелан (1839-1916) – один из наиболее опытных морских офицеров Российского флота, адмирал. В 1896-1903 гг. занимал ответственную должность начальника Главного морского штаба.

11 апреля 1897 г. вице-адмирал С.О. Макаров и профессор Морской академии Фердинанд Фердинандович Врангель (1844-1919) – сын кругосветного мореплавателя адмирала Ф.П. Врангеля – прочли лекцию в Мраморном дворце в присутствии высокопоставленных лиц. Первая часть лекции «Краткий исторический обзор исследований Северного Ледовитого океана» прочитана Ф.П. Врангелем, вторая часть «К Северному полюсу напролом!» – вице-адмиралом С.О. Макаровым. Брошюру с текстами лекций барон Ф.Ф. Врангель подарил Константину Ивановичу Михайлову-Стояну (1853-1914) – режиссёру, педагогу, музыкальному деятелю, о чём свидетельствует дарственная надпись на титуле экземпляра из фонда Музея-Архива ЦГП КНЦ РАН.

Кирилл Тимофеевич Хлебников (1776-1838) – путешественник, этнограф народов Д. Востока и СВ Америки, член-корреспондент Санкт-Петербургской Академии наук, директор Русско-Американской Компании, писатель получил книгу о путешествии вокруг света в 1826-1829 гг. на военном шлюпе «Сенявин» графа Фёдора Петровича Литке (1797-1882), сочинённую самим мореплавателем и географом, исследователем Арктики (с 1855 г. – почётным членом, с 1864 г. – президентом Петербургской Академии наук) с авторской дарственной надписью. Сейчас эта книга с автографом – одна из ценнейших единиц хранения фонда редкой книги нашего Музея-Архива (рис. 3-5).

Английский арктический мореход, капитан торгового флота Джозеф Виггинс подарил книгу, написанную Хеленой Пилл и им дополненную, «Северный свет. Отчёт о путешествии на яхте "Бленкатра"» (1894) русскому вице-адмиралу, кругосветному путешественнику, в 1892-1898 гг. – начальнику Главного гидрографического управления Павлу Николаевичу Назимову (1829-1902). На шмуцтитуле книги – дарственная надпись: «Подарена моему старому знакомому и хорошему другу адмиралу Назимову. На память о большом интересе, проявленном им к Карскому морскому пути в течение более 20 лет. Джозеф Виггинс. 1896». Видимо, при получении книги Павел Николаевич счёл нужным зафиксировать этот момент, поставив свой автограф ниже дарственной надписи 14 июня 1896 г. (рис. 6-8).

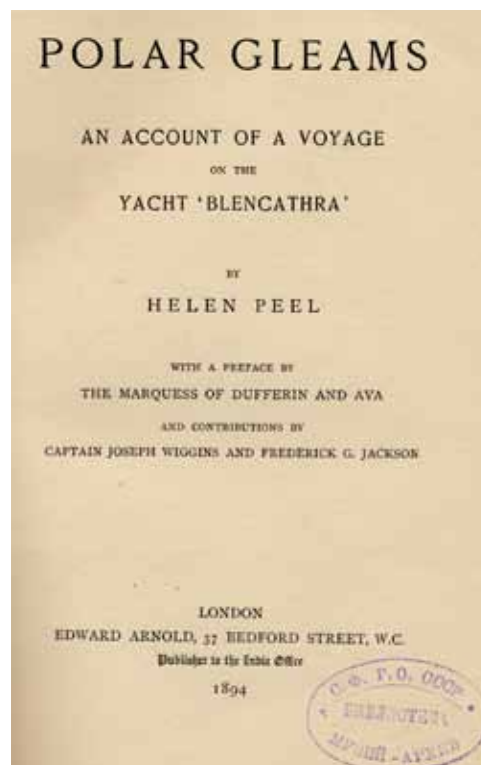


Рис. 6. Пилл Х., Виггинс Дж.  
«Северный свет. Отчёт о путешествии на яхте "Бленкатра"». 1894.

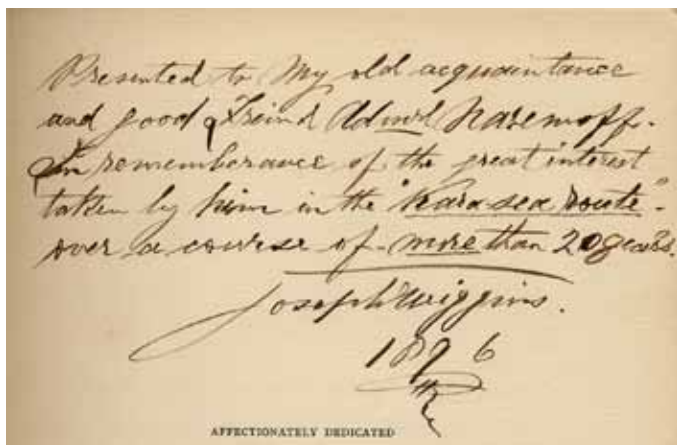


Рис. 7. Автограф и дарственная надпись Дж. Виггинса. 1896.

ных от информантов сведениях, сравнивая их с данными, опубликованными Н.Н. Харузиным.

Владельческие знаки, автографы, маргиналии в единицах хранения Фонда редкой книги Музея-Архива ЦГП КНЦ РАН, определяют их единичность, позволяют проследить историю бытования, миграции книги в социуме. На этой основе можно определить тенденции развития общества и науки, воссоздать творческую лабораторию учёного, писателя, общественного деятеля, чьи интересы лежали в области изучения и освоения Арктики и Субарктики. Редкие книги усиливают потенциал фонда как уникального комплексного источника по истории освоения и изучения полярных областей, российской Арктики и Субарктики.

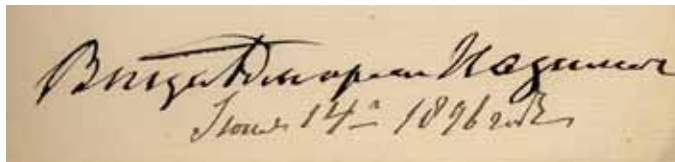
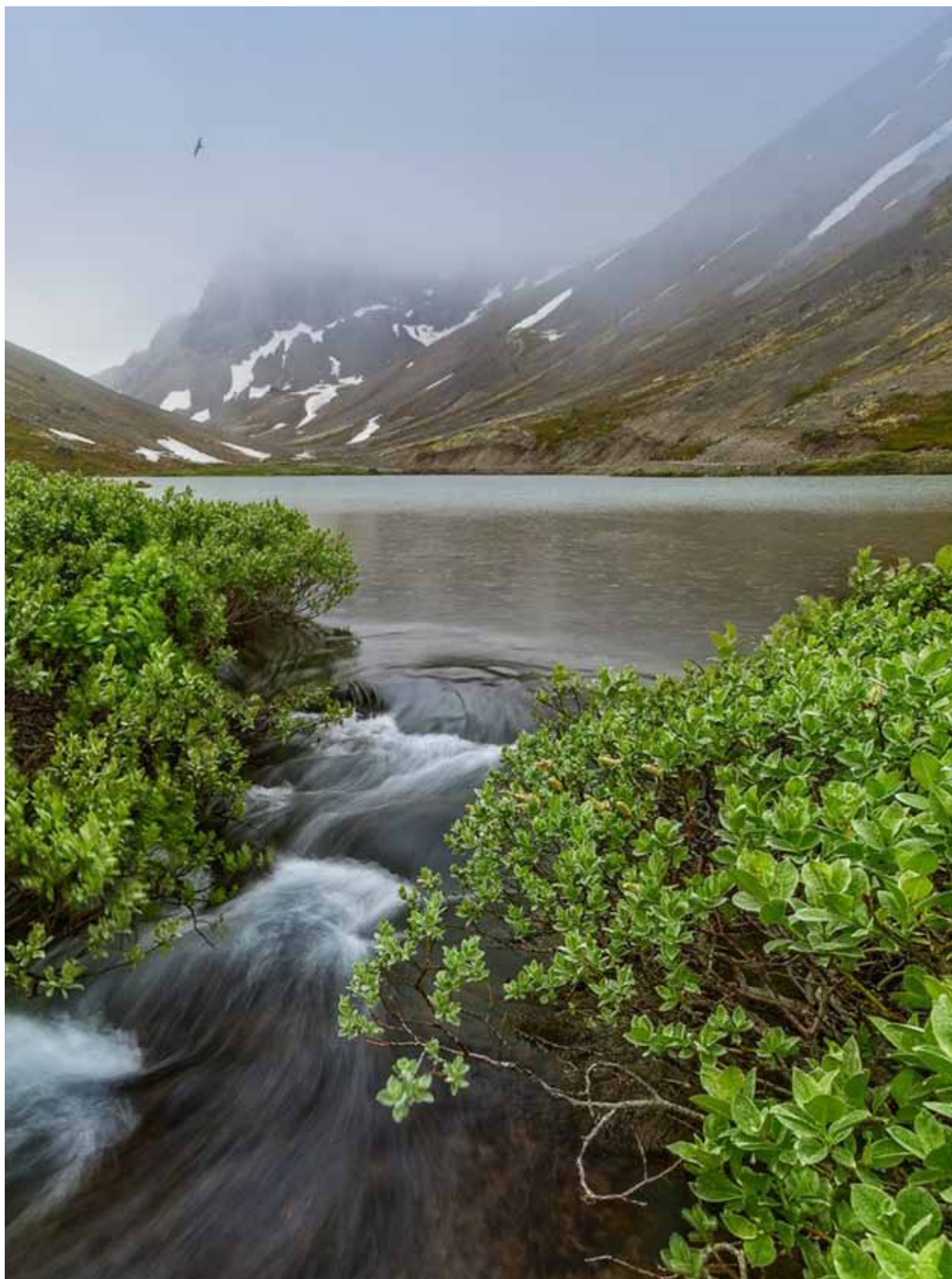


Рис. 8. Автограф П.Н. Назимова. 1896.

### Список литературы

1. Гетманский Э.Д. Книжный знак Российской империи // Семь искусств. № 7(54). 2014. <http://7iskusstv.com/2014/Nomer7/Getmansky1.php>.



Региональная геология,  
геофизика и геохимия

## КОМПЛЕКСНЫЕ ТИТАНОМАГНЕТИТОВЫЕ РУДЫ КОЛВИЦКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ (КОЛЬСКИЙ П-ОВ)

Войтеховский Ю.Л.<sup>1</sup>, Нерадовский Ю.Н.<sup>1</sup>, Бороздина С.В.<sup>1</sup>, Грошев Н.Ю.<sup>1</sup>, Мокрушин А.В.<sup>1</sup>, Савченко Е.Э.<sup>1</sup>, Малыгина А.В.<sup>2</sup>

<sup>1</sup> Геологический институт КНЦ РАН, Апатиты; <sup>2</sup> Апатитский филиал Мурманского государственного технического университета, Апатиты, woyt@geoksc.apatity.ru

В южной части Кольского п-ова развит порьереченский (порьегубский) интрузивный комплекс пород, который образует в гранулитах Лапландско-Колвицкого пояса цепь массивов северо-западного простирания протяженностью более 20 км. Интерес к комплексу вызван изучением минерального состава связанных с ним титаномагнетитовых руд Колвицкого месторождения [2]. Оно известно как типичное месторождение Ti-Fe-V руд [1], но в настоящее время получены данные о более широком элементном составе оруденения, включая цветные (Cu, Ni, Co) и благородные элементы (Au, Ag, Pt, Pd, Rh), поэтому есть основание расширить перспективы месторождения за пределы титаномагнетитовых руд.

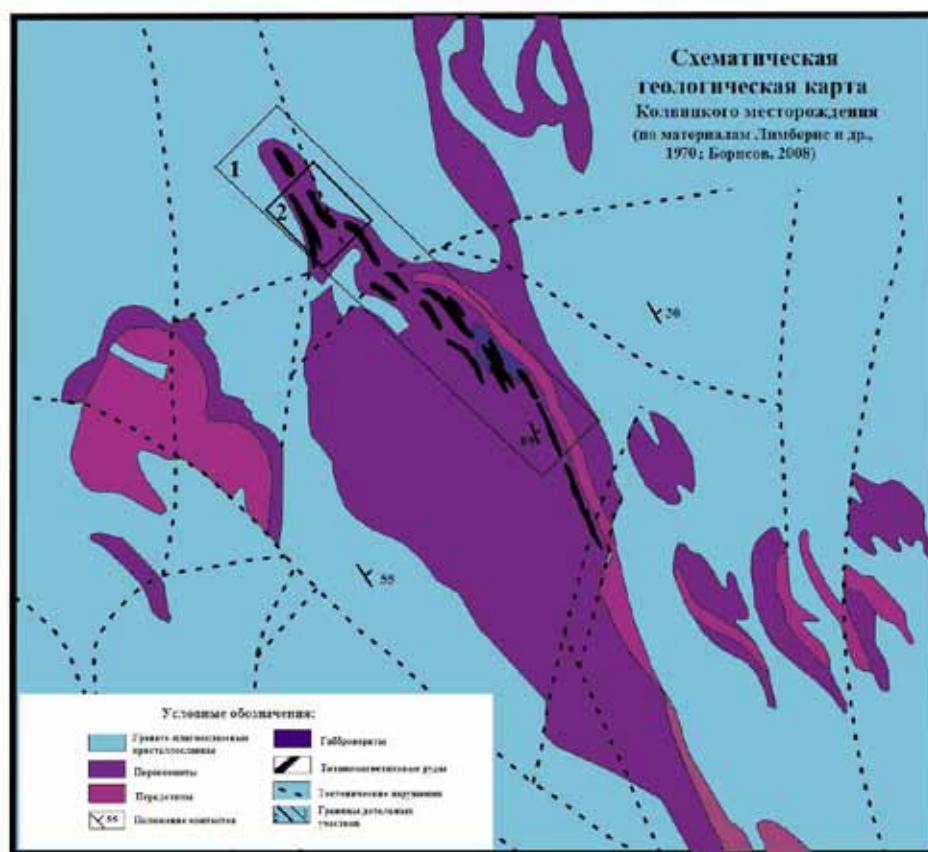


Рис. 1. Схематическая геологическая карта Колвицкого месторождения.

В интрузивный комплекс входит 15 массивов, сложенных среднезернистыми клинопироксенитами, перидотитами и оливинитами. Наиболее крупный массив клинопироксенитов располагается в северо-западной части, имеет размеры  $4 \times 1$  км (рис. 1). Клинопироксениты повсеместно содержат ксенолиты основных гранулитов, а в восточной части массив пересекается сложной тектонической зоной северо-западного простирания, в пределах которой развиты линзы перидотитов и оливинитов с залежами титаномагнетитовых руд, тела габброноритов и кристаллических сланцев. Главная рудная зона (ГРЗ) имеет блочную структуру, в связи с развитием многочисленных более поздних поперечных разломов северо-восточного простирания, смещающих рудные тела на расстояние до 50 м. Ю.Г. Лимберис с коллегами полагают (Лимберис и др., 1970 ф), что в порьереченском комплексе можно выделять две интрузивные

фазы: раннюю – клинопироксениты и позднюю – комплекс вебстеритов, перидотитов и оливинитов вместе с титаномагнетитовыми рудами.

Оруденение, связанное с порьберченским комплексом, представляет редкое сочетание трех типов оруденения: железо-титано-ванадиевых руд ильменит-титаномагнетитового типа, сульфидных медно-никелевых руд, обогащенных медью, и малосульфидного платинометалльного оруденения, представленного теллуру-висмутидами палладия, серебра и свинца.

Титаномагнетитовые руды слагают крутопадающие тела, мощностью от 5 до 50 м, по простиранию от 40 до 1500 м, уходящие на глубину более 350 м. Рудные тела, сложенные богатыми рудами, имеют линзообразные и жилообразные формы, контакты с вмещающими породами резкие. Геологические запасы руды составляют около 100 млн тонн при среднем содержании  $Fe_2O_3$  – 40 %,  $TiO_2$  – 7 %,  $V_2O_5$  – 0.2 %. Титаномагнетитовые руды по содержанию титаномагнетита выделяются бедные (< 30%), средние – (30-50 %), богатые вкрапленные (50-80 %) и сплошные руды (> 80 %). Рудные залежи содержат ксенолиты гранат-плагиоклаз-пироксеновых сланцев мощностью до 1.5 м. Главными минералами руд являются: титаномагнетит (титанистый магнетит) – 42-77 % (среднее 58.9), ильменит – 4-10% (среднее 8.3), шпинель – 3-12 % (среднее 7.5) [4].

Сульфидное медно-никелевое оруденение присутствует в породах и титаномагнетитовых рудах ГРЗ в виде вкрапленности. Содержание вкрапленности 5-10%. Она концентрируется преимущественно за пределами титаномагнетитовых руд, в связи с этим во вмещающих породах содержание Cu, Ni и S составляет в среднем 0.232, 0.098 и 0.35 %, а в титаномагнетитовых рудах – 0.168, 0.075 и 0.36 %, соответственно. Важно, что сульфидная вкрапленность наблюдается также обособленно в отрыве от богатых титаномагнетитовых руд в других массивах комплекса. Установлено 13 минеральных фаз сульфидов, среди которых преобладают медные фазы, главными минералами являются: троилит, халькопирит, кубанит и пентландит, второстепенными: борнит, халькозин, ковеллин макинавит, виоларит и др. [3].

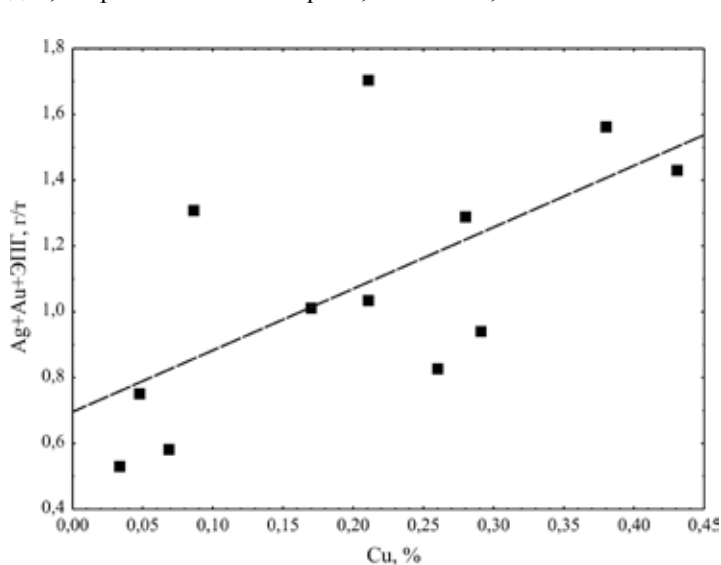


Рис. 2. Зависимость содержания Ag+Au+ЭПГ от содержания Cu в породах и титаномагнетитовых рудах Колвицкого месторождения. Штрихами показана линия регрессии.

Платинометалльное оруденение представлено Pd, Pt, Rh, суммарное содержание которых в породах варьирует от 0.020 до 0.814 г/т, а в титаномагнетитовых рудах от 0.004 до 0,036 г/т. Оно сопровождается высокими содержаниями Au и Ag. Так содержание серебра в породах составляет от 0.56 до 1.32 г/т, а в титаномагнетитовых рудах от 0.52 до 1.03 г/т. Суммарное содержание ЭПГ, Au и Ag достигает в породах с сульфидной вкрапленностью 1.7 г/т. Наблюдается корреляция содержания ЭПГ, Au и Ag с распределением Cu (рис. 2).

В результате исследований пород и руд под электронным микроскопом LEO-1450 обнаружено 191 зерно минералов благородных металлов (МБМ), среди них выявлено 13 минеральных фаз, из которых 8 палладиевых и 5 серебряных (табл. 1). Размеры зерен МБМ варьируют от 0.2 мкм до 20 мкм. По частоте встречаемости на первом месте располагается палладиевый минерал фрудит (57.6 %), далее идут гессит (12.6 %), котульскит (8.4 %), электрум (6.3 %); остальные фазы встречаются редко. По объему вещества на первом месте находится золото-серебряная минеральная фаза – 42.4 %, а затем идут платиноиды: фрудит (25.6 %), котульскит (16.1 %) и др. Выявлено, что благороднометалльная минерализация представлена преимущественно теллуру-висмутидами палладия и серебра.

Анализ минеральных ассоциаций, показал, что 78 % зерен МБМ включены в первичные сульфидные минералы, в том числе 71 % зерен – в халькопирит и кубанит, 5 % зерен – в троилит и 2 % – пентландит; 22 % зерен МБМ располагались в прожилках, секущих породообразующие силикаты. Наблюдается связь МБМ, в составе которых присутствуют элементы Bi, Pb, Sn и S с вкрапленниками сульфидов, а Ag, Te и Au – с прожилками.

Таблица 1. Минералы благородных металлов в породах и рудах Порьереченского комплекса.

Минерал	Формула
Гессит	$Ag_2Te$
Звягинцевит	$Pd_3Pb$
Котульскит	$Pd(Te,Bi)$
Меренскит	$(Pd,Pt)(Te,Bi)_2$
Мончеит	$(Pt,Pd)(Te,Bi)_2$
Паоловит	$Pd_2Sn$
Плюмбопалладинит	$Pd_3Pb_2$
Фрудит	$PdBi_2$
Кюстелит	$Ag,Au (Pd,Fe)$
Эмпрессит	$AgTe$
Минеральная фаза	МФ Pd-Te-Ag-Pb (Bi,Au,Sn)
Минеральная фаза	МФ Pd-Te-Bi-Pb (Ag)
Минеральная фаза	МФ AgS
Минеральная фаза	МФ Pb-I-Ag-Te

Анализ распределения МБМ в разных структурных позициях показал, что они встречаются, как в виде включений в главных сульфидах, так и в зоне контакта сульфидов с силикатами и в прожилках за пределами вкрапленников. При этом преобладают выделения в прожилках (43 %), несколько меньше выделений внутри зерен сульфидов (30 %) и на контакте (27 %). Наблюдается тенденция развития палладиевых фаз со свинцом и оловом во включениях, а платино-палладиевых фаз с висмутом и серебряных фаз с золотом – в прожилках. Последние также активно выделялись и на границе вкрапленников, в местах пересечения их трещинами, путем замещения сульфидов. Таким образом, фазы МБМ с платиной и золотом внутри сульфидов отсутствуют.

Исследования оруденения в порьереченском комплексе позволяют предположить, что все типы оруденения генетически связаны и возникли в результате единого процесса. Металлогения комплексного оруденения Колвицкого месторождения определяется, вероятно, прежде всего, дифференциацией магматического расплава на раннемагматической стадии, в течение которой выделился оливин и отликвировали сульфиды и титаномагнетит. Обогащенная этими компонентами часть расплава осела в нижние части магматического очага, а верхняя часть обогатилась компонентами клинопироксена. Последовательное внедрение клинопироксенитов, а затем перидотитов и титаномагнетитовых руд сформировали современное взаимоотношение клинопироксенитов с породами и рудами ГРЗ. Неравномерность распределения сульфидной и титаномагнетитовой фаз послужила причиной образования слоев с разной концентрацией рудного вещества непосредственно в ГРЗ, а также широкого рассеяния сульфидного оруденения с МБМ в пределах порьереченского комплекса в целом. Это позволяет рекомендовать расширение поисков и оценку сульфидного оруденения с МБМ за пределами главного массива.

### Список литературы

1. Беляев К.Д., Карпов Р.В. Геологические предпосылки поисковых работ на Кольском п-ове и новые направления их развития // Состояние и перспективы расширения минерально-сырьевой базы Северо-Запада РСФСР. Л.: «Недра», Лен. Отд., 1973. С. 15-29.
2. Войтеховский Ю.Л., Нерадовский Ю.Н., Гришин Н.Н. и др. Колвицкое месторожд. (геология, вещественный состав руд) // Вестник МГТУ. Т. 17. № 2. 2014. С. 271-278.
3. Нерадовский Ю.Н., Войтеховский Ю.Л., Гришин Н.Н. и др. Сульфидная минерализация в титаномагнетитовых рудах Колвицкого месторождения (Кольский п-ов) // Наука и образование – 2014 [Электронный ресурс]: матер. Междунар. науч.-техн. конф. Мурманск, 24-28 марта 2014 г. С. 858-863. <http://www.mstu.edu.ru/science/actions/conferences/files/nio-9.pdf>
4. Нерадовский Ю.Н. Исследование фазового состава титаномагнетита (на примере Колвицкого месторождения, Кольский п-ов) // Рациональное недропользование: сб. научн. тр. / Ред. С.Е. Гавришева. Магнитогорск: Изд-во Магнитогорск. Гос. Техн. ун-та им Г.И. Носова, 2014. С. 158-167.

## РАЗЛОМНО-БЛОКОВОЕ СТРОЕНИЕ СЕВЕРО-ОНЕЖСКОГО СИНКЛИНОРИЯ И ЕГО МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКОЕ ЗНАЧЕНИЕ

Гусев А.В.<sup>1,2</sup>

<sup>1</sup> Национальный минерально-сырьевой университет «Горный», Санкт-Петербург

<sup>2</sup> АО «Северо-Западное производственно-геологическое объединение», Санкт-Петербург, artemvgusev@gmail.com

Северо-Онежский синклиорий входит в состав Онежской палеопротерозойской структуры, приуроченной к юго-восточной части докембрийского Карельского массива (кратона) Фенноскандинавского щита. Описываемая структура имеет овально-ромбовидную форму, вытянута в северо-западном направлении и имеет размер 120 × 150 км. Структурный рисунок синклиория выражается в чередовании широких корытообразных синклиналей и узких линейно вытянутых антиклинальных структур с преобладающим северо-западным простиранием.

Онежская структура, как и Северо-Онежского синклиория, в частности, характеризуется довольно высокой степенью геолого-геофизической изученности, однако определенные вопросы структурного, структурно-геологического и генетического характера требуют дополнительного рассмотрения, «обновления» и систематизации на основе вновь получаемых данных [4].

Целью данной работы являлось рассмотрение разломно-блокового строения Северо-Онежского синклиория, систематизация основных разломных структур в связи с их морфологией, хронологией формирования, проявленности в геофизических полях, данных дешифрирования космоснимков и их металлогенической значимостью.

При рассмотрении структуры синклиория в геофизических полях может быть выделено четыре блока (структурных элемента второго порядка): Оровогубский, Великогубский, Ванчезерско-Клименецкий и Кончезерский, характеризующихся сходной морфологией и достаточно отчетливо обособленных друг от друга по рисунку локальных гравитационных аномалий (рис. 1). Данные блоки характеризуются вертикальными подвижками в архейском гранито-гнейсовом основании и во многом их взаимодействие предопределило основные черты проявления вулканизма в ятулий-людиковийское время, а также характер и морфологию складчатых структур развитых в пределах синклиория. Данные блоки разделены тремя сквозными глубинными разломами северо-западного простирания, преимущественно характеризующихся сдвиговой морфологией. По времени формирования данные разломы могут быть отнесены к раннепротер-

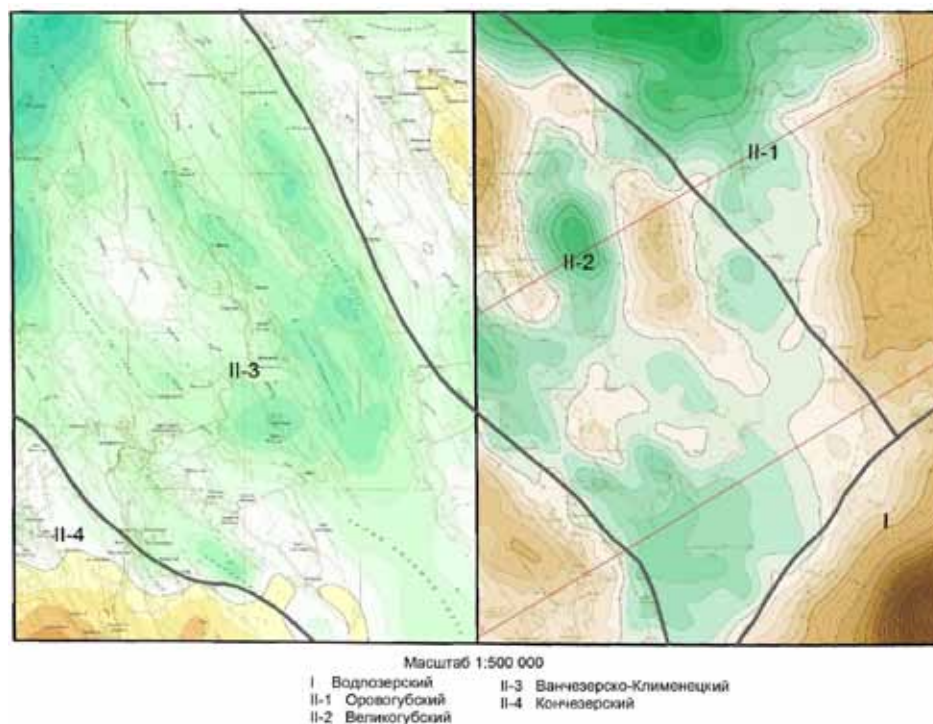


Рис. 1. Схема блокового строения архейского основания Северо-Онежского синклиория (в пределах листов Государственной геологической карты 200, Р-36-ХVII, ХVIII) по результатам интерпретации гравитационного поля Δg.

Таблица 1. Основные разломные системы, развитые в структуре Северо-Онежского синклинория.

Характеристика и ориентировка разломной сети	Морфологическая характеристика	Период образования	Проявленность в геофизических полях	Основные признаки дешифрирования	Металлогеническая значимость
1 Продольные глубинные разломы субмеридианального простирания	Сдвиги, сбросы	Зоны, контролируемые ЗКП, протяженные элементы древнейшей архейской микро-блоковой тектоники (Архей)	Зоны нарушения корреляции $\Delta g$ , локальные линейные аномалии, градиенты, линии нарушения корреляции магнитного поля $\Delta T$	Серия сближенных линейamentos различной протяженности, составляющих зоны меридианального направления	Контролируют проявленность зон ЗКП, и приуроченных к ним комплексного оруднения
2 Крупные разломы, контролируемые положение границ крупных блоков в пределах синклинория (северо-западного простирания)	Сдвиги, сбросы	Ранний протерозой, сингенетичные формирования облика синклинория	Гравитационные ступени – зоны перехода от положительного к отрицательному полю, градиенты $\Delta g$ . Цель протяженных или коротких положительных или отрицательных локальных аномалий $\Delta T$ , иногда сочетание по простиранию положительных и отрицательных локальных аномалий $\Delta T$	Протяженные спрямленные линейamentos в виде узких полос, разделяющих различный рисунок фотоизображения за счет частоты повторяемости (чередования) форм рельефа и элементов гидросети. Полосы обусловлены разнородным характером проявления по простиранию линейamentos форм рельефа	Структурообразующие в пределах синклинория, контролировали процессхождение процессов вулканизма в ятулий-людиковойское время
3 Разломы преимущественно СЗ-направленные в зонах складчатонаправленных деформаций, проявленные в толще карельских вулканогенно-осадочных образований, частично обновленные современной тектонической активизацией	Сбросы, взбросы	Ранний протерозой, после лодико-вийского вулканизма	Градиенты различной интенсивности и линии нарушения корреляции поля $\Delta g$ . Локальные положительные и отрицательные аномалии, границы аномальных зон $\Delta T$ различной протяженности, линии нарушения корреляции, иногда сочетание указанных элементов магнитного поля по простиранию линейamentos	Границы, разделяющие различные фотоизображения или полосы, контрастирующие с окружающими участками по тону за счет спрямленных форм мезо- и микрорельефа, и смещения структурных линий, выраженных различным сочетанием элементов ландшафта, по линии разрыва	Контролируют положение зон СРД (комплексное уран-ванадий-благороднометальное оруденение)
4 СВ зоны линейamentos, отражающие сквозные разломы, связанные, вероятно, с рифейской тектонической активизацией	Сдвиг	Ранний рифей	Линии нарушения корреляции $\Delta g$ и $\Delta T$	Четкие тонкие полосы, контрастирующие с окружающими участками и разделяющие их за счет некоторого смещения элементов ландшафта по линии	Контролируют положение наиболее рудонесных узлов в пределах зон СРД (комплексное уран-ванадий-благороднометальное оруденение)
5 Унаследованное валобразное приразломное поднятие фундамента, проявленное в вулканогенно-осадочных образованиях	Взбросы	Ранний протерозой	Фрагментарные линии нарушения корреляции $\Delta g$ , объединяющие участки гравитационного поля	Черда параллельных полос, разрушающих единообразное фотоизображение, создающих форму вала широтного направления	–
6 Кольцевые структуры разной природы, в т.ч. отражающие вероятные вулканические центры	–	Ранний протерозой	Положительные, иногда отрицательные локальные аномалии концентрической формы.	Концентрический рисунок структурных линий	–



розойским, сингенетичным образованию прогиба. При этом наиболее древними разломами, выделяемыми в пределах синклинория, являются разломы субмеридионального простирания, вероятно генетически приуроченные к зонам формирования архейских зеленокаменных поясов (ЗКП) [5].

В пределах описанных блоков выделяются сквозные наложенные разломы преимущественно северо-западного и северо-восточного простирания. Разломы северо-западного направления развиты преимущественно в зонах так называемых складчато-разрывных дислокаций (СРД), проявленных в толще карельских (раннепротерозойских) вулканогенно-осадочных образований – конседиментационные разломы, частично обновленные современной тектонической активизацией [1].

Разломы северо-восточного направления, вероятнее всего, характеризуют наиболее поздние (постседиментационные) процессы и секут северо-западные разломы, тем самым формируя общий клавишный рисунок геологического разреза территории. Необходимо отметить, что по амплитудности разломы данной группы наиболее слабо проявлены и часто развиты не на полную мощность вулканогенно-осадочного наполнения Онежской структуры. Формирование данных разломов связано с раннерифейской тектонической активизацией, в ходе которой на контакте разломов северо-западного и северо-восточного направлений были сформированы тектонические узлы, контролирующие положение месторождений и рудопроявлений комплексной уран-медь-молибден-ванадиевой рудной формации [2, 5].

Помимо выделенных выше разломных систем при структурно-морфологическом анализе площади синклинория также можно выделить разломные элементы еще двух типов, хронологически, вероятно, более древних, чем описанная ранее северо-восточная система, однако, менее значимых с точки зрения металлогенического потенциала. Это элементы, характеризующие различные унаследованные валлообразные поднятия в фундаменте и кольцевые структуры различной природы, в том числе отражающие вероятные палеовулканические центры. В совокупности характеристики выделенных разломных систем приведены ниже в обобщающей табл. 1.

Таким образом, по ряду структурно-геологических признаков, таких, как ориентировка разломной сети, морфологическая характеристика, время заложения, проявленность в геофизических полях и металлогеническая значимость, в структуре Северо-Онежского синклинория можно выделить шесть основных разломных систем, формирующих общий рисунок геологического строения территории и влияющих на размещение полезных ископаемых и металлогенические особенности территории.

К ним относятся: 1) продольные глубинные разломы субмеридионального простирания, 2) крупные разломы северо-западного простирания, контролирующие положение границ крупных блоков в пределах синклинория, 3) разломы преимущественно СЗ направления в зонах складчато-разрывных деформаций, 4) сквозные СВ разломы, связанные с рифейской тектонической активизацией, 5) разломы, унаследовавшие валлообразные поднятия фундамента, проявленные в вулканогенно-осадочных образованиях, 6) кольцевые структуры разной природы, в т.ч. отражающие вероятные вулканические центры.

## Список литературы

1. Блоковая тектоника и перспективы рудоносности СЗ Русской платформы / Сб. науч. ст. Л.: ВСЕГЕИ, 1986.
2. Голубев А.И., Трофимов Н.Н., Лавров М.М. Геология и минерагения Онежского рудного района (Южная Карелия) // Геодинамика, магматизм, седиментогенез и минерагения СЗ России. Петрозаводск: Институт геологии КарНЦ РАН, 2007. С. 89-94.
3. Минерагения Докембрия. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2009. 314 с.
4. Афанасьева З.Л., Ахмедов А.М., Богомолов Е.С., Глушанин Л.В. Онежская палеопротерозойская структура: (геология, тектоника, глубинное строение и минерагения). Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2011. 431 с.
5. Хаин В.Е., Божко Н.А. Историческая геотектоника. Докембрий. М.: Недра, 1988. 382 с.

## ВЫДЕЛЕНИЕ И АНАЛИЗ ГЕОДИНАМИЧЕСКИХ ОПАСНОСТЕЙ С ИСПОЛЬЗОВАНИЕМ 3D ГЕОЛОГО-СТРУКТУРНОЙ МОДЕЛИ ПРИРОДНО-ТЕХНИЧЕСКОЙ СИСТЕМЫ «РУДНИК РАСВУМЧОРРСКИЙ – КАРЬЕР ЦЕНТРАЛЬНЫЙ» (ХИБИНЫ)

Жиров Д.В.<sup>1</sup>, Климов С.А.<sup>1</sup>, Жирова А.М.<sup>1</sup>, Пантелеев А.В.<sup>2</sup>

<sup>1</sup> ГИ КНЦ РАН, Апатиты, zhirov@geoksc.apatity.ru; <sup>2</sup> ЗАО «СЗФК», п. Коашва, PantelevAV@szfk.biz

### Abstract

The geodynamic safety represents one of the most essential factors of mining operations, which is especially actual for the environmental and technical systems (ETS) with accumulated large-scale human-caused transformations of the parental geological setting. In order to investigate the ETS geodynamics, various remote instrumental in-situ analytical and monitoring methods setting identification, zoning and ranking of all geodynamic hazards as the final target, are applied. This paper reports the results of comprehensive geological, structural, and tectonophysical surveys in the «Rasvumchorrsky Mine – Central Open Pit ETS» (Khibiny), which led to the identification, geometrization, and 3D-vizualization of main factors controlling the geodynamic hazard in the ETS under discussion. It is concluded that the man-induced (anthropogenic) factor dominates in this site of bowels.

### Введение

Геодинамическая безопасность является одним из важнейших показателей горных работ, который особенно актуален для природно-технических систем (ПТС) с накопленными масштабными антропогенными преобразованиями исходной геологической среды [1-2]. В рамках настоящего исследования под геодинамической опасностью подразумеваются фактические или возможные явления и процессы, опасные для жизни и деятельности человека (персонала), а также для производственной инфраструктуры и техники, вызванные трансформацией упругой энергии недр в работу по деформированию, разрушению, колебанию, смещению горных пород. Соответственно геодинамическая безопасность отражает состояние защищенности от проявления опасных геодинамических явлений и процессов в ходе деятельности с изменением состояния недр.

Задачами настоящей работы стали выявление и анализ с использованием 3D геолого-структурной модели основных геодинамических опасностей в ПТС «рудник Расвумчоррский – карьер Центральный» (Хибины), расположенной в пределах Фенноскандинавского щита, сложенного высокопрочными массивами пород (рис. 1).



Рис. 1. Карта рельефа Хибинского массива с вынесенной ийолит-уртитовой дугой (ИУ), объект исследований (белый прямоугольник), апатит-нефелиновыми месторождениями (звездочки: К – Куисвумчорр, Ю – Юкспорр, АЦ – Апатитовый Цирк, ПР – Плато Расвумчорр, ВР – Восточный Расвумчорр, КО – Коашва, Н – Ньоркпахк, ОР – Олений Ручей) и крупными техногенными объектами (круги).

## Общие сведения о геодинамических опасностях

Под геодинамической опасностью мы подразумеваем любые явления и процессы, которые воздействуют на состояние современного поля напряжений и трансформируют / могут трансформировать его в сейсμοдинамические и деформационные явления, включая разрушение. В наиболее общем, далеко не полном виде сводка основных контролирующих эти процессы факторов перечислена в таблице 1. Необходимо отметить, что здесь представлены компоненты, которые не могут считаться независимыми. Связи и взаимовлияние могут быть прослежены между любыми группами из табл. 1. В разном сочетании эти компоненты могут нести как положительный, так и отрицательный эффект воздействия.

Сложность выявления факторов контроля геодинамических опасностей и установления их причинно-следственных связей и соподчинённости для каждого из природных объектов обуславливает большую степень неопределённости на первых этапах освоения из-за недостаточной базы наблюдений и, наоборот, на последующих стадиях – большие трудности с обработкой и сопряжением многомерной и разнородной по типам и форматам фактографии. Поэтому для длительно эксплуатировавшихся месторождений особую актуальность и целесообразность приобретают 3D и 4D методы моделирования и анализа.

## Исходные данные и методика исследований

Главным источником фактографии о пространственно-временных закономерностях современного поля напряжений в ПТС стал каталог непрерывной инструментальной регистрации сейсмичности центра геофизического мониторинга (ЦГМ) АО «Апатит» в Расвумчоррском руднике за период 2002-2014 гг. Программно-аппаратный комплекс ЦГМ позволяет определять гипоцентры и энергию событий. Зона уверенной регистрации, в которой обеспечивается выделение сейсмических событий энергии  $10^3$  Дж (принятое значение фонового сигнала-шума) с вероятностью не менее 0,8 по четырем и более сейсмопунктам, охватывает блок в границах разрезов Р12П (восток) – Р12 (запад), магистралей М -100 м – М +1000 м и по вертикали гор. +100 м – гор. +900 м. В него попадает восточная часть подземного Расвумчоррского рудника, западная (наиболее глубокая) часть карьера рудника Центральный и зона их стыковки. Данные о региональной сейсмичности приняты по опубликованным результатам инструментальных сейсмологических исследований КФ ГС РАН на территории Мурманской области за период 1992-2014 гг. [3].

Оценка и реконструкция исходного состояния поля напряжений, характеризующего массив пород до начала техногенного воздействия, осуществлялись по результатам обработки и анализа индикаторов кинематики смещений – разрушений – деформаций. С этой целью в горных выработках и уступах карьера документировались кинематические признаки относительных смещений (смещения геологических маркеров, борозды и зеркала скольжения, закономерные парагенезисы систем трещиноватости, ориентированные заколы и другие специфические структурные элементы), по которым осуществлялась реконструкция палео стресс состояния, вызвавшего смещение, разрушение и/или деформацию массива пород и его частей (блоков). По опыту ранее проведённых исследований был подобран следующий комплекс методов: дифференцированная обработка и анализ многопараметрических замеров с использованием ПО математической статистики и анализа, кинематический метод Гущенко – Сим (анализ борозд скольжения) [4-5], метод катакластического анализа (МКА) Ребецкого [6], модифицированный метод поясов анализа трещиноватости Даниловича – Шермана [7-8], морфоструктурный метод анализа прототектонической трещиноватости [9], метод многопараметрической документации и анализа трещиноватости и кинематических признаков [10], методы 3D и 4D моделирования и обработки пространственно распределённых данных [11].

Источником информации по проявлениям горного давления (разрушения, деформации горных выработок и т.п.) служили журналы первичной документации сотрудников Службы прогноза и профилактики горного давления (СППГУ) Расвумчоррского рудника АО Апатит. Для построений и анализа были использованы сведения о привязанном месте проявления горного давления и его интенсивности, а также восстановленное положение главного сжимающего напряжения (рис. 2). Эти данные, накопленные за 10-12 лет, были предварительно обработаны, проанализированы и подготовлены для визуализации в 3D геолого-структурной модели. Места концентрации и интенсивность горного давления отображены в виде оконтуренных зон с градиционной окраской, а для визуализации направлений его действия на горные выработки использована векторная форма через искусственное ограничение пространства только верхней полусферой и дополнительно – в виде траекторий тензоров в полной сфере. Ценность этих данных заключена в возможности геометризовать зоны концентрации горного давления, осуществить в первом приближении их ранжирование по опасности / интенсивности проявления и получить представление о флуктуациях в пространстве направления действия максимальных сжимающих напряжений.

Таблица 1. Основные факторы контроля геодинамической опасности в ходе эксплуатации месторождений.

№	Факторы	Агенты влияния и механизмы реализации
<i>Природные</i>		
1.	Напряжённо-деформированное состояние (НДС)	Высокие значения и анизотропия (неравнокомпонентность) полей напряжений. Разгрузка критических напряжений (стресс состояний) вызывает сейсמודинамические явления и интенсивные деформационные процессы.
2.	Физико-механические свойства и агрегатное состояние пород	Физико-механические свойства пород и их реология определяют локализацию проявлений горного давления и других опасных геолого-геофизических явлений. Агрегатное состояние (рыхлое, слабосвязанное, дезинтегрированное, скальное и т.п.) определяет модель поведения под нагрузкой или под собственным весом.
3.	Гидрогеология и гидрология	Повышенные водопритоки в выработки, как правило, существенно снижают прочностные свойства и повышают вероятность опасных геолого-геофизических явлений.
4.	Метеоусловия	Обильные осадки и интенсивное снеготаяние изменяют гидрогеологический режим. Циклы «замерзание – оттаивание» и «прогрев – охлаждение» способствуют физическому выветриванию приповерхностных пород. Вариации атмосферного давления могут служить триггером для систем в неустойчивом равновесии.
5.	Разрывная тектоника, структурные неоднородности и трещиноватость	Разломы, разрывные нарушения, трещины, зоны катаклаза и милонитизации и проч., являются проводниками для поверхностных / подземных вод, а также глубинных газово-жидких фаз, концентраторами напряжений и разграничительными поверхностями / зонами относительных смещений блоков.
6.	Природные физические (геофизические) поля	Флуктуации природных геофизических полей, включая геомагнитные возмущения, солнечно-лунные приливы и др., воздействуют на НДС и могут служить триггерами для систем в неустойчивом равновесии. Неоднородность теплового потока приводит к перераспределению и концентрации напряжений.
<i>Антропогенные (техногенные)</i>		
7.	Выемка, перемещение и складирование	Выемка из мест первичного залегания, перемещение и складирование горных пород в огромных объёмах (десятки-сотни миллионов тонн) существенно изменяет состояние геологической среды, включая гидрогеологический и гидрологический режимы, НДС и др.
8.	Взрывные работы	Массовые взрывы активизируют / провоцируют сейсמודинамические явления и деформационные процессы в геомеханическом пространстве рудников.
9.	Геометрия горных выработок, способ и направление развития горных работ	Геометрия, способ и направление развития горных работ определяют локализацию и характер проявления горного давления. В зависимости от применяемых параметров может достигаться как положительный эффект (разгрузка горного давления), так и негативный (активизация геодинамических явлений).

Строение месторождения, разрывная тектоника и её кинематика были изучены с использованием геологических планшетов, разрезов и керн разведочного бурения, а также в ходе полевых работ в карьере (2003-2011 гг.) и в Расвумчоррском руднике (2013-2015 гг.). Широко применялись методы многопараметрической документации трещиноватости [10], тахеометрической и лидарной съемки разрывных нарушений в откосах уступов.

Накопленная фактографическая база распределённых данных была обработана и проанализирована с визуализацией промежуточных и окончательных результатов в 3D геолого-структурной модели геомеханического пространства ПТС «рудник Расвумчоррский – карьер Центральный». Модель разработана в программе Trimble SketchUp Pro с применением оригинальных скриптов (plugins). Структура модели включает следующие тематические слои / группы объектов:

- земная поверхность исходная (до разработки) над Расвумчоррским рудником;
- земная поверхность текущая (с учётом техногенного преобразования по результатам эксплуатации рудника и карьера);
- контур западной части карьера Центральный на конец отработки над зоной стыковки с рудником Расвумчорр;
- подземные горные выработки рудника Расвумчорр;
- выборочные геологические разрезы и погоризонтные планы в растровой форме для характеристики основных особенностей строения рудной и вмещающих толщ;

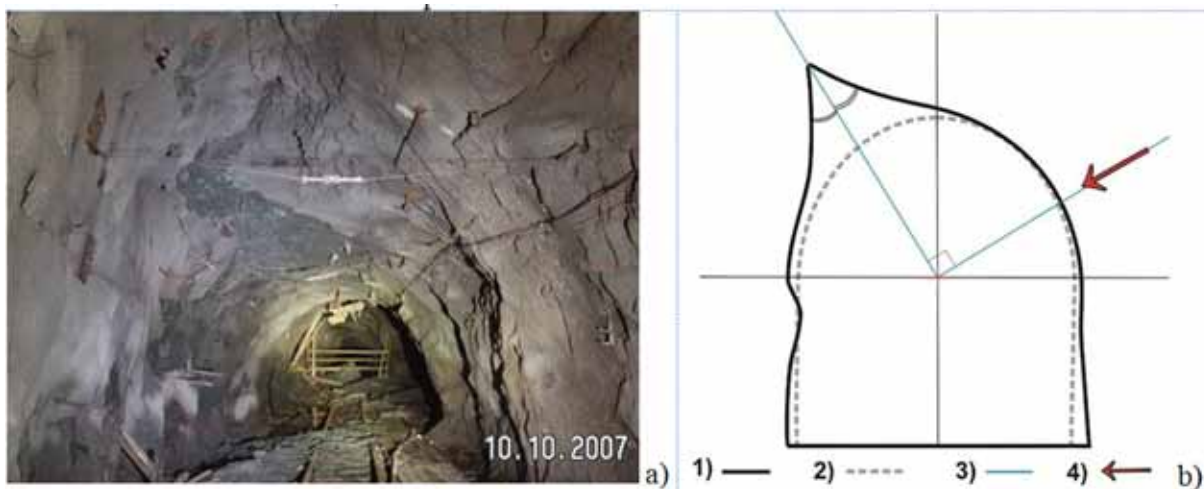


Рис. 2. Форма разрушения поперечного контура выработок (а) и схема определения ориентации главного сжимающего напряжения (б): 1 – фактический контур выработки; 2 – проектный контур выработки; 3 – биссектриса угла разрушения поперечного сечения и нормаль к ней; 4 – направление горного давления (максимального сжимающего напряжения) в верхней полусфере. Фото Пантелеева А.В.

— основные (наиболее крупные или значимые для контроля динамических явлений) разрывные нарушения и разломы из группы ГР: Главный разлом, опоряющие нарушения в лежачем и висячем крыльях месторождений Апатитовый цирк и Расвумчорр, радиальные разрывные нарушения, в т.ч. радиальный разлом, ограничивающий месторождения Апатитовый Цирк и Плато Расвумчорр, и др.;

— околуренные зоны проявления горного давления, дифференцированные по степени интенсивности, по горизонтам / подгоризонтам +310 м, +422 м, +450 м, +470 м, +494 м, +517 м, +530 м, +550 м, +575 м, +600 м, +614 м;

— реконструированные векторы и тензорные траектории, характеризующие современное положение максимального сжимающего напряжения: реконструированные вектора горного давления (в верхней полусфере наблюдения), реконструированные траектории тензора максимального сжимающего напряжения;

— результаты 4D анализа спектра выделения сейсмической энергии по годам в период 2002-2013 гг., а также визуализация гипоцентров событий в период крупных сейсמודинамических активизаций, например: визуализация форшоковых событий 23-09-2004 г., периода пика активности от 24-09-2004 г., афтершоковых событий от 25-09-2004 г. и 26-09-2004 г.;

— рудное тело;

— данные структурных замеров и документации «in situ»;

— вспомогательная информация - отметки горизонтов, номера магистралей и разрезов.

Интерфейс 3D модели позволяет выводить и визуализировать информацию в произвольном выборе тематических слоёв, групп и отдельных объектов, а также осуществлять фильтрацию по интерактивно задаваемым параметрам и изменение отображаемых свойств (цвет, текстура, прозрачность, дополнительные визуальные эффекты). Всё это формирует весьма мощный инструмент пространственного анализа.

### Обсуждение результатов и выводы

Полученная 3D геолого-структурная модель выявила ряд связей между основными факторами контроля геодинамических опасностей и обосновала очевидные выводы. Их получение и доказательство другими методами представляет весьма затруднительную и нетривиальную задачу. Прежде всего, следует рассмотреть связь разрывных нарушений с сейсмичностью и горным давлением. Согласно [1-2] эта связь должна быть явной и отражать эффект масштабности, т.е. чем больше разлом, тем большую область он контролирует, в которой концентрируются большие напряжения и реализуются сильные сейсмособытия. Однако 3D модель ПТС «рудник Расвумчоррский – карьер Центральный» показала более сложные и разнообразные соотношения и взаимодействия факторов на данном участке недр. Наиболее крупной разрывной структурой рассматриваемой ПТС является Главный разлом (ГР) IV ранга размерности по СНиП 2.02.02–85[12], имеющий субсогласное с падением рудного тела залегание. Он осложнён многочисленными нарушениями нескольких иерархических уровней соподчинённости, образуя сложную ветвящуюся с изгибами и заламами структуру типа «конский хвост». Основным

диагностическим признаком трещиноватости комплекса ГР служит характерный коричневато-кирпичный цвет внутренней зоны и вмещающих пород, приобретённый вследствие шпреуштейнизации - изменения нефелина. Помимо группы ГР имеются радиальные, кольцевые и диагональные разрывные нарушения и дайки различного состава меньшего ранга масштабности. Незначительная часть из них также несёт следы шпреуштейнизации.

Визуализация ранжированных по интенсивности проявлений горного давления выявила разнообразный характер связей с разрывной тектоникой для участков ПТС. В центральной и западной частях Расвумчорского рудника (в пределах разрезов 0-22) контроль проявляется в приспособлении контуров ГД к форме и простираанию разрывных структур, а также в резком изменении его интенсивности при пересечении нарушений. При этом необходимо отметить, что на смежных горизонтах контуры зон концентрации напряжений, их интенсивность и направления, как правило, существенно изменяются (рис. 3). Так на горизонте +310 м выделяется несколько незначительных по площади зон со слабой - средней интенсивностью проявления ГД, положение которых резко дискордантно залеганию разрывных нарушений (см. рис. 3-а). На горизонте +422 м площадь и интенсивность зон резко возрастает, а их распространение начинают ограничивать оперяющие ГР нарушения (зона  $O_1$ , -  $O_2$ , и зона между  $O_3$  и  $O'_1$  на рис. 3-б). На горизонте +450 м области проявлений ГД средней интенсивности смещаются ближе к ГР с образованием 2-х участков в районе ответвления оперяющих нарушений  $O_1$  и  $O_2$  и около стыковки  $O'_1$  с  $O_1$  (см. рис. 3-с). На горизонте +470 м зона высокой интенсивности ГД повторяет изгиб нарушения  $O_1$ , а средней контуры интенсивности расположены вдоль простираания ГР, один из которых сечёт практически по нормали нарушение  $O_3$  (см. рис. 3-d). То есть мы видим на разных горизонтах принципиальные изменения интенсивности проявлений горного давления, а также площадей, направленности и формы контуров зон концентрации напряжений. При этом одни и те же разрывные нарушения могут показывать на смежных горизонтах как явный контроль НДС, так и нейтральность.

Противоположным образом ведёт себя ГД в районе стыковки карьера с подземным рудником (восточная часть ПТС). Здесь зоны концентрации формируют обширные площади на всех горизонтах, незначительно различаясь между собой по положению локальных максимумов (рис. 4). Они пересекают как ГР, так и его оперяющие структуры, а их контуры со стороны борта карьера в первом приближении следуют за рельефом его поверхности. Таким образом, превалярующим фактором контроля для данного

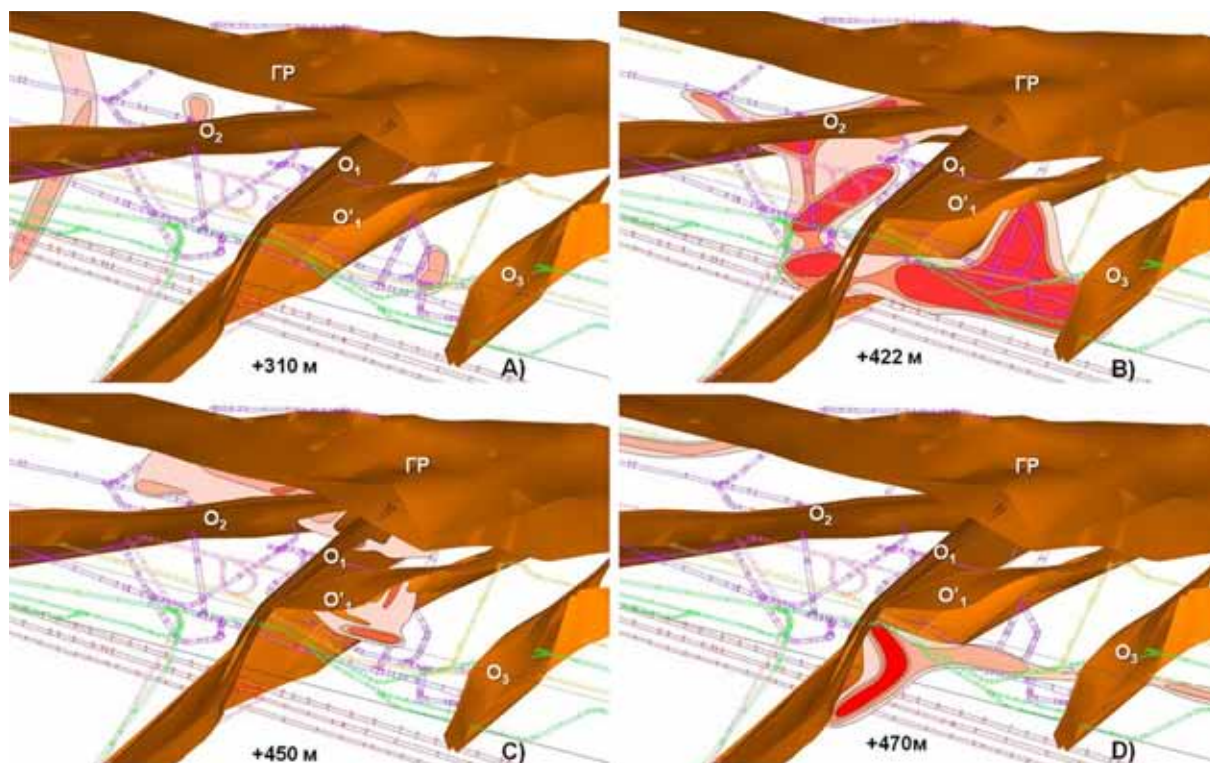


Рис. 3. Контуры зон проявлений ГД / концентрации НДС на горизонтах +310 м, +422 м, +450 м и +470 м и их связи с разрывной тектоникой в западной и центральной частях Расвумчорского рудника. ГР – Главный разлом,  $O_1$ ,  $O_2$ ,  $O_3$  – оперяющие нарушения 1-го ранга соподчинённости,  $O'_1$  – оперяющее нарушение 2-го ранга, замкнутые контуры с градиционной окраской – области проявлений ГД.

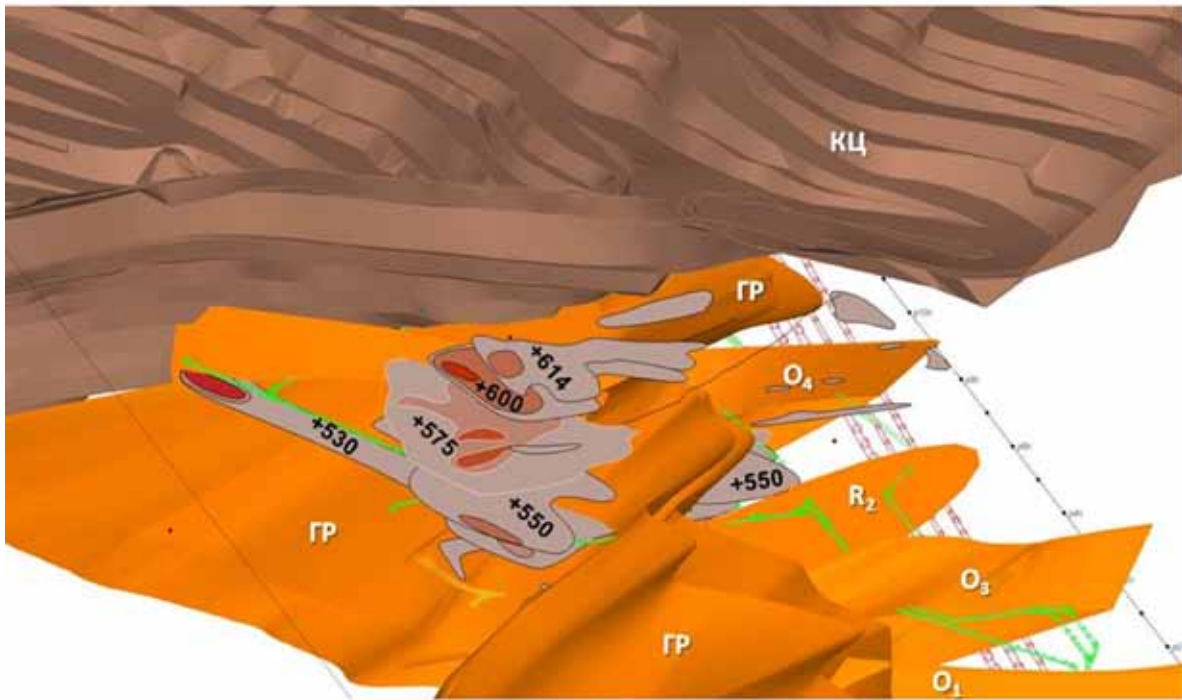


Рис. 4. Контуры зон проявлений ГД / концентрации НДС на горизонтах +530 м, +550 м, +575 м, +600 м и +614 м в восточной части Расвумчоррского рудника в районе его стыковки с карьером рудника Центральный. Буквенные обозначения в соответствии с рис. 3.

участка является техногенная группа: «геометрия горных работ» и «выемка и перемещение больших объёмов пород».

Векторная форма визуализации горного давления (см. рис. 2) также показывает сложную картину, которая может быть интерпретирована только в отношении отдельных участков (рис. 5). Поведение восстановленных в верхней полусфере векторов горного давления (направлений действия максимального сжимающего напряжения на выработки) характеризуется конвергентной тенденцией – уменьшением размаха флуктуаций по мере удаления от крупных выемок и зон искусственных обрушений. Они постепенно принимают субгоризонтальное положение параллельно простиранию рудных тел, что хорошо коррелируется с результатами замеров НДС «in situ» [13-16]. Однако в районе стыковки рудника и карьера наблюдается участок хаотичного распределения векторов по направлению и углу наклона (см. рис. 5-а), а под консолью обрушения выделяется однородная зона с большими углами падения ( $\geq 25^\circ$ ) вкост простирания руды (см. рис. 5-б). В обоих отмеченных случаях за изменчивость направлений и их отклонения от общего тренда отвечают составляющие техногенного фактора. Отчётливой связи между векторами ГД и элементами залегания разрывных нарушений выявлено не было. В смежных точках наблюдения может наблюдаться как конформность, так и резкая дискордантность. Таким образом, доминирующее влияние на концентрацию напряжений и проявление горного давления в рассматриваемом ПТС оказывает техногенный фактор и в менее выраженной форме – разрывная тектоника.

Закономерности и связи сейсмической активности в ПТС с основными факторами контроля были изучены и оценены по суммарному выделению сейсмической энергии (по периодам различной длительности) и пространственному распределению и концентрации гипоцентров периодов активизации. Построение энергетического спектра сейсмической энергии показало наличие 3-х устойчивых зон, отличающихся повышенными значениями (рис. 6). Вне зависимости от периода осреднения (месяц–квартал–год) эти максимумы локализируются с незначительными флуктуациями по площади и форме на следующих участках (см. рис 6-а): 1 – восточная ветвь ГР с разветвлением оперяющих нарушений в его лежачем крыле в районе 5-го и 6-го рудоспусков в карьере рудника Центральный (под южным бортом); 2 – зона стыковки подземного рудника и карьера (участок обрушения СЗ борта карьера); 3 – под консолью обрушения над месторождением Апатитовый Цирк. Любой из графиков суммарного выделения сейсмической энергии показывает наличие минимум двух из трёх выделенных зон (рис. 7). Год от года абсолютные значения сумм сильно варьируют, однако вклад этих областей составляет не менее 70-80 % от общей суммы.

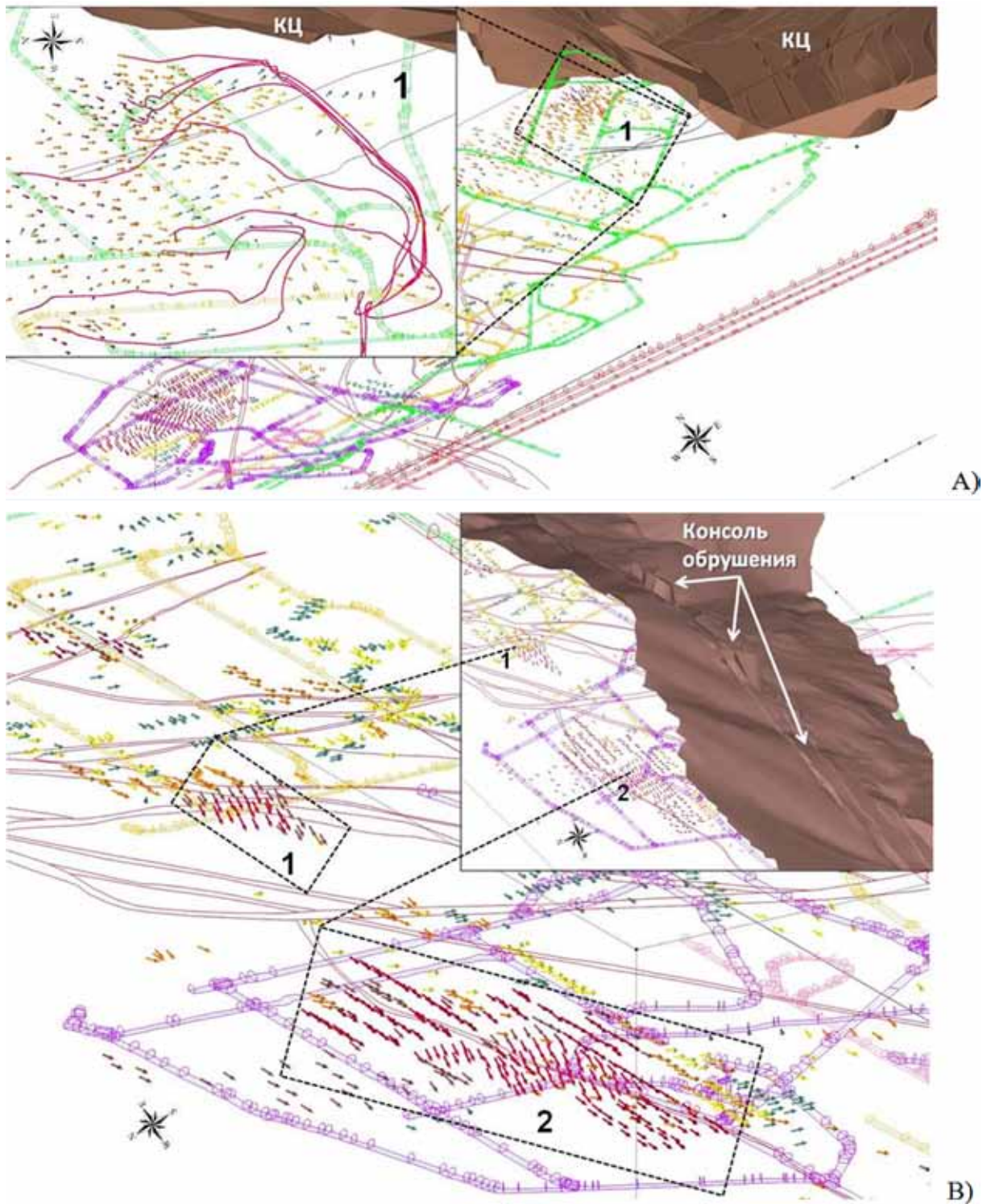


Рис. 5. Поведение восстановленных в верхней полусфере векторов горного давления (направлений действия максимального сжимающего напряжения на выработки): А) в зоне стыковки подземного рудника и карьера, линии показывают сглаженные траектории главного сжимающего напряжения; В) под консолью обрушения. Буквенные обозначения в соответствии с рис. 3.

Интересно, что в наиболее явном виде связь сейсмичности и горного давления прослеживается не с наиболее крупными разломами (например, с самим ГР), а с оперяющими нарушениями, причём только на локальных участках. Единственный из вышеперечисленных максимумов сейсмоэнергии (№1 на рис. 6), находящийся в восточной части ПТС под южным бортом карьера рудника Центральный, обнаруживает очевидную связь с разрывной тектоникой – областью разветвления оперяющих ГР нарушений. При этом выделенная объёмная область сейсмогенерации конкретно не увязывается ни с одним из разрывных



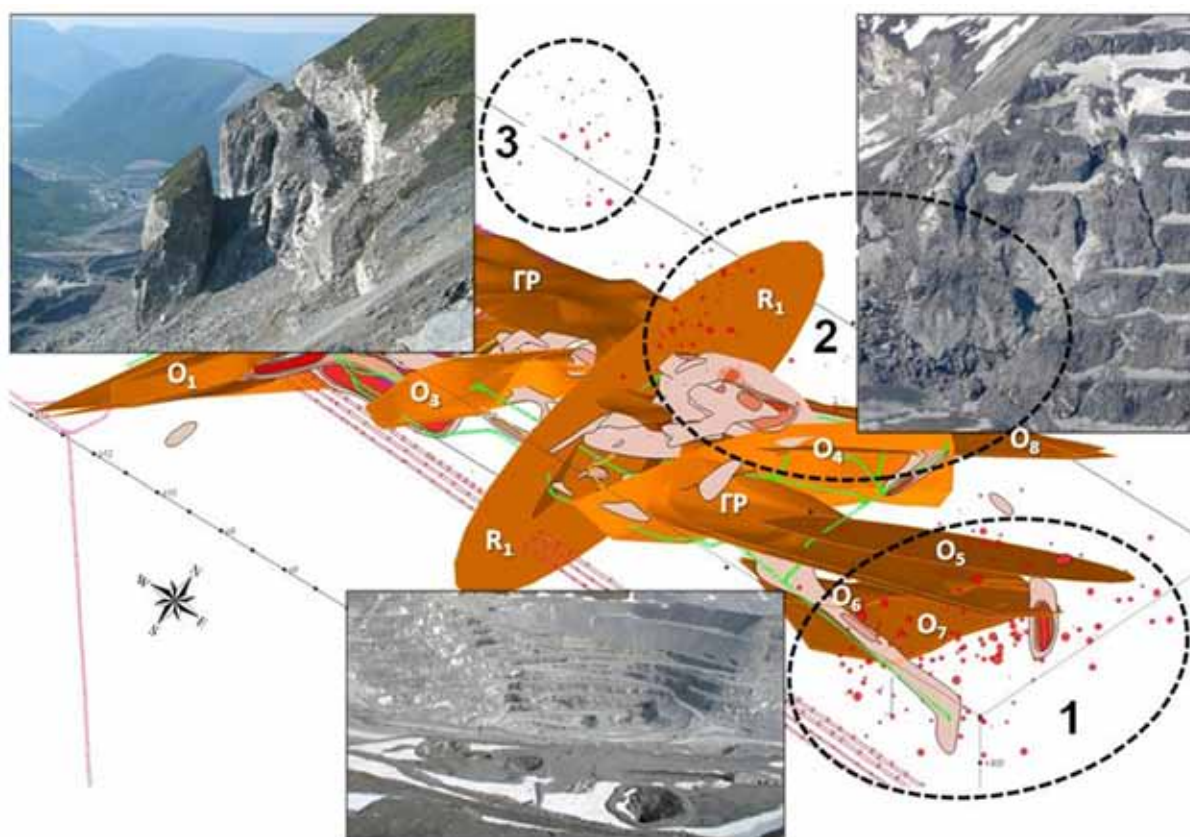


Рис. 6. Пространственное распределение сейсмособытий в период активности от 24-26 сентября 2004 г. Основные зоны максимального выделения сейсмической энергии: 1 – ГР и разветвление оперяющих нарушений в его лежачем крыле в районе 5-го и 6-го рудоспусков в карьере рудника Центральный (под южным бортом), 2 – зона стыковки подземного рудника и карьера (участок формирования обрушения борта карьера); 3 – под консолью обрушения над месторождением Апатитовый цирк.

нарушений, но вместе с тем, определённо имеет тяготение к их совокупности. Необходимо отметить, что в аналогичной структурной ситуации (пакет оперяющих ГР нарушений) к западу от этого места в Расвумчоррском руднике суммарное выделение сейсмической энергии характеризуется пониженными значениями. В остальных выделенных зонах не наблюдается концентрации гипоцентров сейсмособытий вблизи или вдоль разрывных нарушений.

Зона минимума выделения сейсмической энергии формируют обширную область в центральной части Расвумчоррского подземного рудника. Она изменчива с течением времени, однако удлинение и вытянутость её формы практически всегда имеет СВ простирание, субпараллельное группе радиальных разломов (группа R), которые маркируют границу месторождений, подземного рудника и карьера и по которым дешифрируется взбросо-сдвиг со смещением месторождения Плато Расвумчорр на юг и вверх не менее, чем на 250 м. В отдельные годы к северным участкам этих разломов приурочены локальные максимумы выделения сейсмической энергии (см. 2003, 2004, 2010 и 2012 гг. на рис. 7).

В целом область относительного спокойствия имеет слабо выраженную тенденцию смещаться с течением времени на восток вслед за продвижением фронта горных работ. Ещё одна особенность заключается в её расположении под формирующимся относительно «новым» отвалом, который обеспечивает дополнительную пригрузку по оси Z (рис. 8). Это даёт нам основания рассматривать в качестве одного из возможных объяснений локализации области устойчивого минимума выделения сейсмической энергии за счёт техногенного фактора – складирования большого объёма горных пород.

Таким образом, созданная 3D геолого-структурная модель позволила выявить и проанализировать пространственные связи и сделать наиболее вероятные выводы о природе и соотношении основных факторов контроля геодинамических опасностей в ПТС «рудник Расвумчоррский – карьер Центральный»:

1) Основным выводом служит тезис об очевидном превалировании техногенных составляющих («геометрия горных работ» и «выемка и перемещение больших объёмов пород») в контроле геодинамики недр в ПТС «рудник Расвумчоррский – карьер Центральный». Объёмные области максимального выделения

сейсмической энергии устойчиво совпадают с участками масштабно измененной и изменяемой геологической среды, таких как зона стыковки подземного рудника и карьера, а также консоль обрушения. Влияние разрывной тектоники также играет заметную роль, но она несёт в основном усиливающую нагрузку. Так в западной части ПТС в районе стыковки подземного рудника и карьера наблюдается обширная зона повышенного выделения сейсмозергии и проявлений горного давления различной интенсивности. На участке выхода ГР и оперяющих его нарушений в массив пород Южного борта карьера рудника Центральный (на глубине 50-200 м от поверхности) отмечается заметное усиление сейсмичности и интенсивности ГД (см. рис. 4, 6, 7).

Это единственный наглядный пример связи с разрывной тектоникой для исследуемой ПТС. В целом влияние карьерной выемки явно прослеживается на расстоянии 200-250 м вглубь массива пород латерально и по вертикали, а консоль обрушения вызывает изменения ориентировки векторов ГД на глубинах

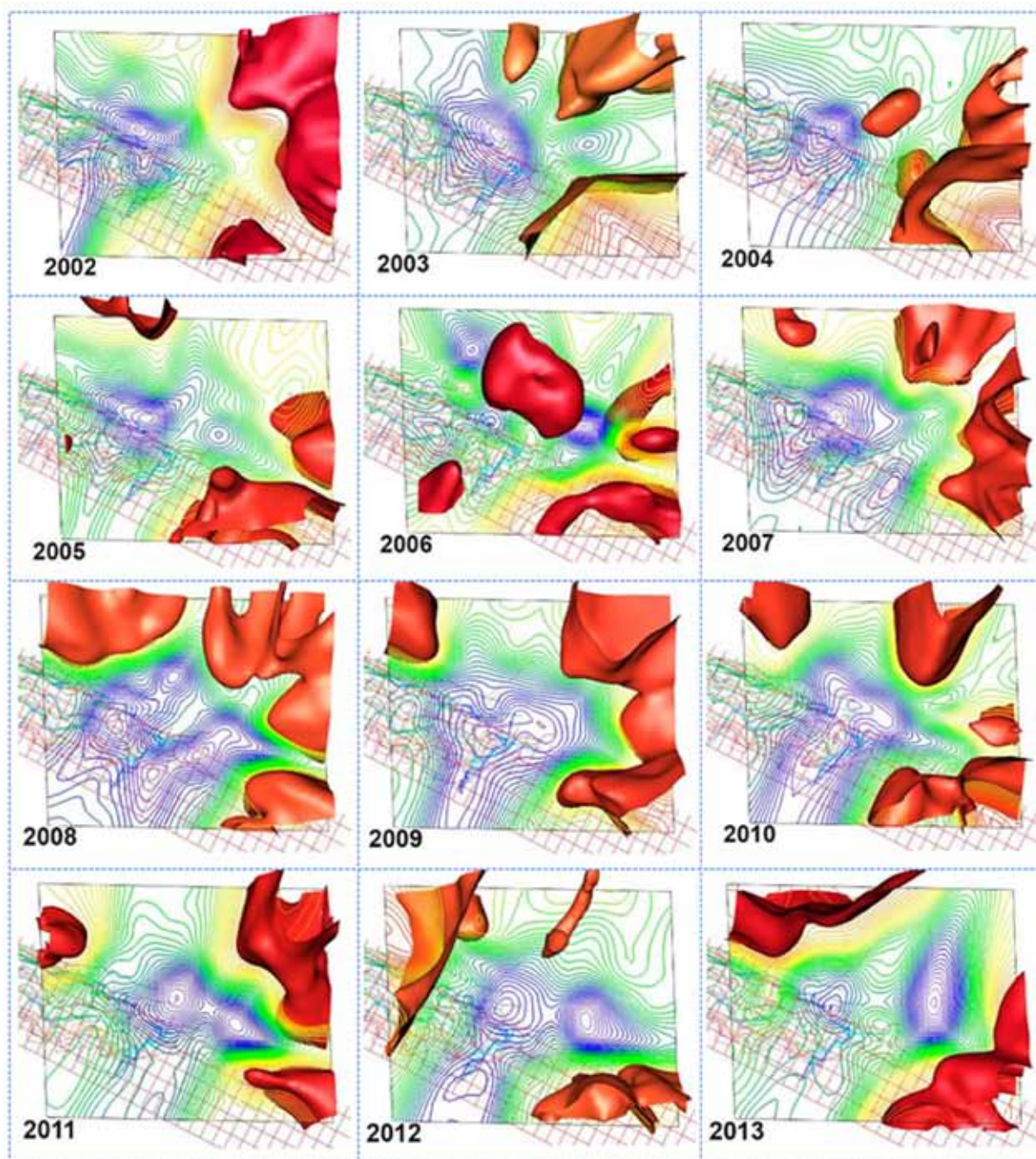


Рис. 7. Вариации изоповерхностей выделения сейсмозергии в усреднении по годам в ПТС «рудник Расвумчоррский – карьер Центральный» в проекции на срез горизонта +450 м. Темные поверхности – максимумы (относительный вклад  $\geq 70\%$  от суммы выделившейся энергии), светлые участки – минимумы энергывыделени.

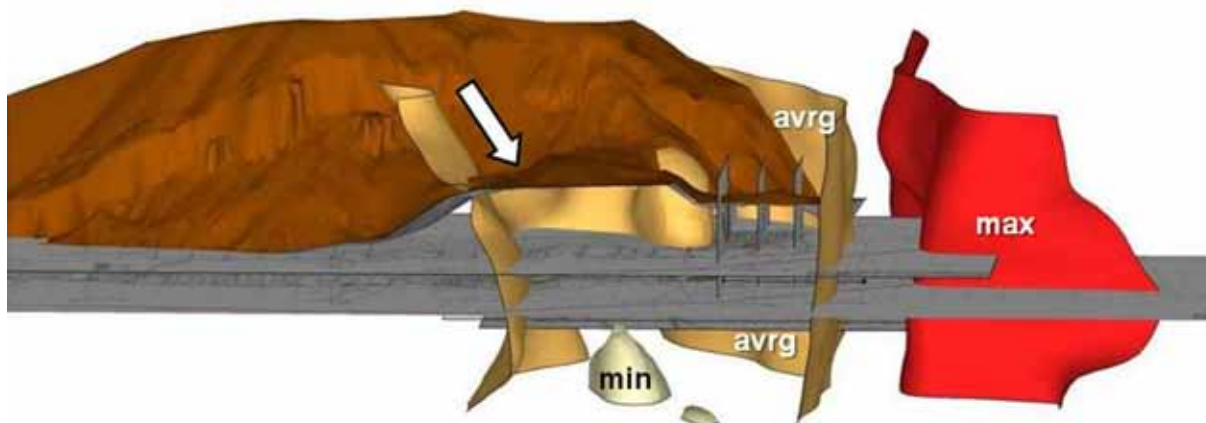


Рис. 8. Положение области минимального выделения сейсмоденергии (в интервалах осреднения от месяца и выше). Стрелкой показан формирующийся современный отвал. max – изоповерхность максимального выделения энергии, avg – изоповерхность средних значений, min – изоповерхность минимальных значений.

свыше 500 м от поверхности с учётом склона горы. На удалении от этих техногенных образований (карьерной выемки, консоли обрушения) следует ожидать относительное возрастание контролирующей роли разрывной тектоники.

2) Долговременная зона минимума выделения сейсмоденергии расположена в центральной части ПТС (см. рис. 7-8), где образует относительно устойчивую область, которая год от года незначительно меняет свою форму и локализацию. Длинная её ось соотносится с простираем пакет радиальных разрывных нарушений, по которым реконструирован взбросо-надвиг восточной части с относительной амплитудой не менее 250 м и по которым проведена граница месторождений Апатитовый Цирк и Плато Расвумчорр. С другой стороны, выявлена приуроченность этой зоны к формирующемуся современному отвалу горных пород (см. рис. 8). В 1960-1980 гг. на этом месте эксплуатировался карьер, который начиная с 1990-х гг. стал засыпаться вскрышными породами. К настоящему времени превышение насыпи над исходным рельефом достигает около 200 метров. То есть, для объяснения месторасположения минимума сейсмичности можно привлечь и техногенный фактор, и разрывную тектонику. По нашему мнению, техногенный фактор является опять же доминирующим, так как в долговременном временном ряде обнаруживается тренд смещения этой области на восток вслед за продвижением фронта горных работ.

3) Поведение сейсмичности в рассмотренной ПТС не может быть описано причинно-следственной связью только с иерархической структурой ГР. Не наблюдается сколько-либо выраженной группировки сейсмодобытий и/или концентрации проявлений горного давления вдоль или непосредственно вблизи отдельных крупных разломов и разрывных нарушений (например, см. рис. 6-а). Соответствующая активность может быть увязана, как правило, только с их локальными участками с образованием сильно варьирующих в смежных горизонтах по площади, форме и местоположению зон (см. рис. 3). При этом выявлено, что в большей мере контролирующая роль проявлена у относительно малых нарушений (второго-третьего ранга соподчинённости по отношению к Главному разлому или V ранга размерности по СНиП 2.02.02–85) [12]. Участие самого ГР проявлено слабо. Мы объясняем эти наблюдения масштабным фактором накопления и разгрузки избыточных напряжений (стресс состояний). Существующие геомеханические условия в массиве пород ПТС предполагают концентрацию и разгрузку - диссипацию природных и техногенных напряжений преимущественно через образование, деформацию и смещение относительно малых нарушений, так как для вовлечения крупных разрывных нарушений необходима энергетика других порядков. Вероятнее всего, подготовка событий с участием крупных разломов нуждается в многолетнем периоде, далеко выходящем за пределы имеющейся статистики наблюдений. Рассмотренный четырнадцатилетний период (цифровая регистрация) в пределах ПТС показал единственное событие класса  $10^9$  Дж и всего 5 событий класса  $10^8$  Дж. Частота событий класса  $10^7$  Дж и выше варьирует от 1-2 до 4-5 в год. В то же время широко известен пример техногенного землетрясения 16 апреля 1989 г. в Кировском руднике Хибин с энергией порядка  $10^{12}$  Дж [16], которое было реализовано по «классической» схеме с участием крупных разломов 1-2 ранга иерархии соподчинённости (V-IV ранг по СНиП 2.02.02–85). При этом задокументированные амплитуды смещений по участвующему в событии нарушению протяжённостью порядка 1,1 км составили всего от 1,5 до 9 см при раскрытии стенок до 2-3 см [16]. Таким образом, вынесенная на

3D геолого-структурную модель фактография показала, что разрывная тектоника несёт в геомеханическом пространстве ПТС вторичную по отношению к техногенному фактору роль в генерации и контроле сейсмичности и НДС.

4) Выполненные исследования показали хорошую применимость 3D геолого-структурного моделирования для решения задач выявления, локализации и геометризации основных факторов контроля геодинамических опасностей, а также для установления основных пространственных связей между ними и укрупнённого районирования. Возможность визуализировать различные типы пространственно распределённых данных в любом наборе по желанию исследователя существенно облегчает обнаружение закономерностей, которые другими методами выявить весьма затруднительно. Повысить точность выявления и локализации геодинамических опасностей, а также информативность и надёжность диагностики особенно факторов со «слабым сигналом» возможно за счёт существенного увеличения точек наблюдения (сейсмопунктов регистрации) в наиболее проблемных областях (см. рис. 6).

Выявленные для ПТС «рудник Расвумчоррский – карьер Центральный» закономерности и связи между факторами геодинамической опасности, а также их относительное ранжирование носят в своей основе не универсальный, а индивидуальный для данного ПТС характер. Для других природно-технических объектов перечень факторов и их относительную роль необходимо уточнять по результатам выполнения аналогичного комплекса исследований.

### **Благодарности**

Исследования выполнены в рамках темы НИР № 0231-2015-0013 (руководители Д.В. Жиров и В.В. Рыбин) с организационной помощью и финансовой поддержкой АО «Апатит» и НМСУ «Горный». Сбор, обработка и анализ данных о природном и техногенном полях напряжений стали возможными благодаря поддержке гранта РФФИ 14-17-00751 (научн. рук. – проф., д.т.н. А.А. Козырев). Авторы выражают искреннюю благодарность за помощь и организационно-техническую поддержку руководству и сотрудникам АО «Апатит». Отдельная благодарность выражается П.А. Корчаку, П.Л. Глазунову, А.А. Стрешневу и С.В. Цирелю.

### **Список литературы**

1. Батугина И.М., Петухов И.М., Батугин А.С. Горное дело и окружающая среда. Геодинамика недр М.: Горная книга, 2012. 120 с.
2. Геодинамическое районирование недр. Методические указания. Л.: ВНИМИ, 1990. 129 с.
3. Виноградов Ю.А., Асминг В.Э., Кременецкая Е.О., Жиров Д.В. Современная сейсмичность на территории Мурманской области и ее проявление в горно-промышленных зонах. Новосибирск: СО РАН, ФТПРПИ. № 1. 2016. С. 62-70.
4. Гущенко О.И. Метод кинематического анализа структур разрушения при реконструкции полей тектонических напряжений // Поля напряжений в литосфере. М.: Наука, 1979. С. 7-25.
5. Сим Л.А. Изучение тектонических напряжений по геологическим индикаторам (методы, результаты, рекомендации) // Изв. ВУЗов. Геология и разведка. 1991. № 10. С. 3-22.
6. Ребецкий Ю.Л. Тектонические напряжения и прочность природных массивов. М.: ИКЦ Академкнига, 2007. 406 с.
7. Данилович В.Н. Метод поясов в исследованиях трещиноватости, связанной с разрывными смещениями. Иркутск: Иркутский политехн. ин-т, 1961. 47 с.
8. Шерман С.И. О потенциальной способности глубинных разломов к магмоконтролирующей деятельности // Вестник научной информации Забайкал. отд. Геогр. о-ва СССР. Чита: 1966. № 5. С. 16-24.
9. Жиров Д.В. Морфоструктурные критерии контроля трещиноватости интрузивных пород: методические и прикладные аспекты реконструкции стресс-состояний // Матери. докл. Всеросс. науч.-техн. конф. «Геомеханика в горном деле». 1-3 октября 2013 г., Екатеринбург. Екатеринбург: ИГД УрО РАН, 2014. С. 96-105.
10. 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.
11. Жиров Д.В., Климов С.А., Рыбин В.В., Мелихова Г.С. 3D инженерно-геологическое моделирование в целях обоснования проектных решений по реконструкции карьеров // Матер. III Межд. конф. «ГПК. МГПК БЕАР - 2013», Кировск 21-22 ноября 2013 г. Мурманск: Северная ТПП, 2014. С. 99-100.
12. СНиП 2.02.02–85 Основания гидротехнических сооружений.
13. Козырев А.А. и др. Управление горным давлением в тектонически напряженных массивах. Апатиты, 1996. Ч. 1. 159 с.

14. Козырев А.А. и др. Управление горным давлением в тектонически напряженных массивах. Апатиты, 1996. Ч. 2. 162 с.
15. Козырев А.А., Мальцев В.А., Панин В.И., Рыбин В.В. Опыт профилактики горных ударов на Хибинских апатитовых рудниках // Горный журнал. 1998. № 4. С. 47-51.
16. Козырев А.А. и др. Сейсмичность при горных работах. Апатиты, 2002. 325 с.

## **БРУСИТИЗАЦИЯ – ВАЖНЕЙШИЙ ЭТАП СТАНОВЛЕНИЯ КИМБЕРЛИТОВ**

Зинчук М.Н., Зинчук Н.Н.

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

Асбестовидные жилки светло-серого брусита (немалита) были описаны ранее в породах трубки Новинка Верхнемунского кимберлитового поля Сибирской платформы (СП). Аналогичные образования были установлены в некоторых скважинах, вскрывших различные горизонты восточного тела трубки Удачная. Кроме того, наличие брусита предполагалось по результатам пересчета петрохимических анализов кимберлитов с высоким первоначальным содержанием оливина при условии достаточно полной его серпентинизации. Наличие брусита было подтверждено также и рентгенометрическими исследованиями. В процессе комплексного изучения вещественного состава коренных месторождений алмазов СП нами получены новые данные, свидетельствующие об относительно широком распространении брусита. Новые сведения о физических свойствах и химическом составе этого минерала позволили высказать некоторые соображения о генезисе брусита в кимберлитовых породах. Наибольшие концентрации брусита установлены в отдельных блоках восточного тела трубки Удачная, где он является основным породообразующим минералом. Размер блоков пород, обогащенных бруситом, в центральной части тела достигает иногда до 50-60 м. Содержание минерала в таких участках превышает 60 %. Брусит образует здесь волокнистые агрегаты, напоминающие асбест. Кристаллы минерала редки. В шлифе он часто отмечается в виде параллельно-волокнистых агрегатов, которые, кроме волокон, могут представлять торцевые срезы разбитых по спайности таблитчатых индивидов. Во многих таких индивидах срез проходит плоско и тогда под микроскопом с анализатором они выглядят как единое целое и дают волнистое погасание. Брусит либо развивается по оливинолу непосредственно, либо между ними образуется узкая прокладка серпентина. Нередко брусит замещает не только зерна оливина, но и частично другие глубинные минералы кимберлитов (гранаты и пироксены), основную массу породы, а также ксенолиты глубинных пород ультраосновного состава. Отдельные прожилки этого минерала пересекают ксенолиты вмещающих карбонатных пород и кристаллических сланцев фундамента. Для двух последних типов пород большие скопления прожилков брусита не характерны. Индивиды брусита ориентированы обычно в одном направлении. В отличие от серпентинизации, в процессе полного замещения бруситом исходных минералов кимберлитов реликтовая структура и текстура почти не сохраняется. Остаются обычно только реликты некоторых устойчивых минералов, а также очень расплывчатые очертания вкрапленников оливина. Все это свидетельствует о полной перекристаллизации исходной породы, сопровождаемой выносом кремнекислоты. Петрографическое изучение бруситизированных кимберлитов в шлифах показало, что серпентин не всегда можно считать промежуточным минералом в процессе образования брусита по оливинолу. Последний образуется также совместно с бруситом в заключительную стадию замещения исходной породы, когда вынос вещества из нее и гидролиз практически прекратились. Массовая бруситизация является самостоятельным процессом, который сопровождается полным выносом кремнекислоты, фактически полным разрушением исходной породы, когда происходило ее растворение по всему объему. В процессе растворения породы, выноса кремнезема и выпадения брусита важную роль играли растворы солей щелочных металлов (особенно натрия). Наряду с повышенными концентрациями брусита в отдельных блоках восточного тела трубки Удачная присутствие этого минерала в основной массе пород установлено на всю разведанную глубину месторождения (до 1200 м). Максимальная концентрация брусита в отдельных частях глубоких горизонтов восточного тела трубки Удачная достигает 15 % объема основной массы кимберлитов. Повышенное количество брусита выявлено нами также в отдельных блоках кимберлитовых пород трубок Сытыканская и Юбилейная, где он вместе с серпентином, кальцитом и пироауритом образует мелкие прожилки. В кимберлитовых породах глубоких горизонтов трубки Мир отмечены почти мономинеральные выделения брусита, выполняющего мелкие жёды и пустоты, а в единичных случаях и маломощные прожилки. В кимберлитовых

породах брусит уверенно диагностируется на дифрактометрических кривых по параметрах элементарной ячейки минерала ( $a_0 = 0.4743$  нм). Довольно четко брусит идентифицируется и на дериватограммах, на кривых ДТА которых в области 320-500 °С зафиксирован интенсивный эндотермический эффект, обусловленный потерей минералом воды. Максимум обезвоживания брусита для различных образцов приходится на интервал 420-450 °С. Кроме основного на дериватограммах брусита, зафиксированы второстепенные по величине термические эффекты, характеризующиеся для изученных образцов различными максимумами температур. Так, на кривых ДТА первой группы образцов (обр. М-53/1189-с и др.) отмечен малоинтенсивный эндотермический эффект при 200 °С, связанный с потерей низкотемпературной воды. По аналогии с силикатами, которым свойственны такие же термические эффекты, его можно объяснить выделением «межпакетной» воды, т.е. молекул воды, которые заместили часть гидроксидов. Подобного рода явление, на генетической стороне остановимся далее, вряд ли может быть обнаружено другими методами (кроме дериватографии), поскольку содержание низкотемпературной воды невелико. Термические кривые другой группы образцов (У-36-2, У-36-8 и др.) характеризуются интенсивностью высокотемпературных эффектов, что связано с повышенным содержанием механических примесей (серпентин, карбонаты кальция), которые не удалось отделить механическим путем от исследованного минерала. ИК-спектры поглощения исследованных проб брусита отвечают таковым для эталонных проб. Наиболее интенсивны полосы в области частот 450-480 и 3690-3710 см<sup>-1</sup>, типичные для спектров минералов группы брусита. Они обусловлены валентными колебаниями магний-кислородных (гидроксильных) полиэдров и ОН-групп. Характеристические полосы поглощения конденсированных MgO<sub>6</sub>-групп находятся в области 480 см<sup>-1</sup> (и меньше). Согласовываются с химическими данными и частоты ОН-валентных колебаний, положение которых зависит от изоморфных замещений в октаэдрических позициях. Полосы поглощения ОН-валентных колебаний чисто магнезиальных разновидностей расположены в области частот 3700 см<sup>-1</sup>. В чистых образцах брусита, кроме магнезии и воды, остальные компоненты отсутствуют или находятся в ничтожном количестве. Содержание гидроксида магния в обр. 1 равно почти 100 % и в обр. 2 – около 90 %. Рассчитанные для обоих образцов кристаллохимические формулы (с учетом низкотемпературной воды для обр. 2) имеют следующий вид: обр. 1 – Mg(OH)<sub>1,95</sub>; обр. 2 – Mg(OH)<sub>1,75</sub>(H<sub>2</sub>O)<sub>0,03</sub>. Исходным минералом для образования брусита (как и серпентина) обычно является оливин. Оба минерала обычно возникают одновременно, но в зависимости от конкретных условий преобладает (иногда довольно резко) один из них. Серпентин нередко образует тонкую прокладку между оливином и бруситом. Однако наиболее часто в отдельных трубках СП (Удачная, Новинка, Заполярная и др.) наблюдается смесь микроскопических и субмикроскопических индивидов серпентина и брусита. Образование последних за счет оливина происходило по общеизвестной реакции: 2Mg<sub>2</sub>SiO<sub>4</sub>+3H<sub>2</sub>O= Mg(OH)<sub>4</sub>Si<sub>2</sub>O<sub>5</sub>+Mg(OH)<sub>2</sub>. Для указанной реакции взят чисто магнезиальный оливин. В действительности, в кимберлитах оливин обычно содержит железо, которое после преобразования первичного минерала либо входит в состав серпентина или брусита, либо выпадает в виде оксидов. Кроме того, железо вообще может удаляться из системы в виде растворимых в воде солей. В случае замещения оливина одним только серпентином часть магния должна быть вынесена водными растворами или же должна войти в состав других магнезиальных минералов. Поскольку водные растворы кимберлитов обычно богаты CO<sub>2</sub>: 2Mg<sub>2</sub>SiO<sub>4</sub>+3H<sub>2</sub>O+2CO<sub>2</sub>=Mg<sub>3</sub>(OH)<sub>4</sub>Si<sub>2</sub>O<sub>6</sub>+Mg(HCO<sub>3</sub>)<sub>2</sub>. В отличие от этого, в случае развития по оливину брусита высвобождается кремнекислота: Mg<sub>2</sub>SiO<sub>4</sub>+4H<sub>2</sub>O=2Mg(OH)<sub>2</sub>+Si(OH)<sub>4</sub>. Судя по тому, что в кимберлитовых трубках, в которых оливин непосредственно замещается бруситом, кварц и халцедон не выпали, кремнекислота удаляется водными растворами. В результате переноса последними кремнекислоты в приконтактных частях трубки образуются мономинеральные выделения кварца (аметиста) или халцедона. Довольно благоприятными участками для этого являются присутствующие в кимберлитовых породах крупные ксенолиты вмещающих трубки карбонатных пород. За счет растворения карбонатов в последних возникают многочисленные трещины и пустоты, в которых при смене физико-химических условий среды и происходит осаждение минералов кремнезема.

С целью определения валентного и структурного состояния железа в минерале, похожем на брусит, из кимберлитов глубоких горизонтов трубки Мир, выполнено исследование оптических и ЯГР-спектров этих новообразований. Последние для густо-сине-зеленой разновидности минерала получены на модифицированном спектрометре ЯГРС-4М в режиме линейного изменения скорости источника γ-квантов. В 5/2 каналах амплитудного анализатора накапливались два антисимметричных спектра в диапазоне ±4 мм/с. В результате сложения этих спектров получены спектры, лишенные дефектов, связанных с геометрией спектрометра. Минимальная ширина линий поглощения, полученная на данном спектрометре с источником <sup>57</sup>Co (Cr) активностью 100 мКи, - 0.22 мм/с для стандартного поглотителя нитропрусида натрия.

Образец в виде порошка, запрессованного в пластинку из парафина, измерялся при комнатной температуре и при температуре жидкого азота. Пластинка помещалась под углом  $\nu=54.4^\circ$  к пучку  $\gamma$ -квантов для того, чтобы избежать влияния возможной текстурированности образцов на вид спектра. Для обеих температур спектр состоит из одного дублета, несимметричного для  $T=80$  К. Изомерный сдвиг дублета относительно центра спектра нитропрусида натрия равен соответственно 0.62 и 0.70 мм/с. Эти значения соответствуют ионам  $Fe^{3+}$  в высокоспиновом состоянии. Линии поглощения уширены однородно, что говорит о широком диапазоне близких по структурным параметрам позиций, в которых находятся ионы  $Fe^{3+}$ . Дублет, соответствующий  $T=300$  К, существенно анизотропен. Поскольку анизотропия исчезает при  $T=80$  К, её однозначно можно приписать пространственной анизотропии мессбауэровского поглощения (эффекту Гольданского-Корягина). Это явление характерно для ионов железа, находящихся в анизотропных кристаллографических позициях и в данном случае, возможно, связано с тем, что ионы  $Fe^{3+}$  находятся в бруситоподобных слоях. Отметим, что для ионов  $Fe^{2+}$  в бруситовых слоях хлорита и в самом брусите подобная анизотропия в спектрах не наблюдается. В поляризованных оптических спектрах поглощения сине-зеленой разновидности этого новообразования (близкого к ферригидроксида) в области  $14800\text{ см}^{-1}$  отмечается широкая интенсивная полоса поглощения, обусловленная переносом заряда  $Fe^{2+} \rightarrow Fe^{3+}$ . Слабая поляризация этой полосы связана с полосчатым погасанием волокон, которые были использованы в качестве препарата для измерений. На фоне интенсивного коротковолнового поглощения наблюдается также узкая полоса поглощения  $22700\text{ см}^{-1}$ , вызванная изолированными ионами  $Fe^{3+}$ . В ближней ИК-области как для сине-зеленой, так и для светло-желтой разновидности минерала отмечаются слабые полосы поглощения ионов  $Fe^{2+}$ , т.е. часть железа в структуре минерала находится в двухвалентной форме. По величине энергии полос поглощения ионов  $Fe^{2+}$  этого новообразования существенно отличается от пирроаурита, что указывает на различные параметры вмещающих их полиэдров. В видимой области оптико-спектроскопические характеристики сине-зеленых разновидностей ферригидроксида, пирроаурита и иоваита близки между собой. В оптических спектрах светло-желтой разновидности дополнительно обнаруживается серия слабых полос поглощения, предположительно связанных с ионами  $Fe^{3+}$ .

Таким образом, проведенными исследованиями установлено, что брусит в кимберлитовых породах СП представлен чисто магнезиальной разновидностью, не содержащей заметного количества изоморфных примесей в катионной части. В то же время возможно частичное связывание магния с галогеном (хлором), который либо входит в виде изоморфной примеси, замещая гидроксил (наблюдается незначительное увеличение параметров элементарной ячейки при отсутствии замещения магния железом), либо образует субмикроскопические примеси. Последнее мало вероятно потому, что хлористый магний должен содержать много кристаллизационной воды, чего аналитическими методами не установлено. В кимберлитах брусит образуется в процессе проявления двух этапов постмагматической переработки породы. С первым этапом связано формирование брусита при серпентинизации оливина. Количество брусита в этом случае в целом невелико. Он слагает агрегаты в смеси с серпентином и другими сходными минералами, поэтому трудно диагностируется обычными методами. В отличие от этого, сложная сеть прожилков брусита, развитая в ряде кимберлитовых трубок, возникла в процессе воздействия на породу гидротермально-метасоматических растворов на заключительных этапах постмагматической переработки кимберлитов. Несмотря на то что брусит частично образуется во время серпентинизации кимберлитов, бруситизация представляет собой отдельный метасоматический процесс, для которого характерен вынос кремнекислоты и железа, а также появление чисто магнезиального гидроксида, представленного агрегатами из ориентированных индивидов. Процесс бруситизации происходил в иных условиях, чем массовая серпентинизация кимберлитов. Если при серпентинизации брусит образует примесь, то при бруситизации содержание серпентина невелико. Встречаются также породы, в которых в одинаковой степени развиты серпентин и брусит. Последний слагает прожилки в частично серпентинизированном кимберлите и, несомненно, является более поздним образованием. Отсюда следует, что бруситизация – более поздний самостоятельный процесс. Обычно она приводит к полному уничтожению структурно-текстурных особенностей исходной породы. И только на некоторых (переходных) участках сохраняются очертания первичных минералов, представленных оливином. Как и в полностью замещенных участках, здесь индивиды брусита ориентированы в одном направлении. Оптическая ориентировка реликтов оливина свидетельствует о том, что его крупные зерна замещались не только от краев, а и по трещинам. В одних случаях шло замещение оливина непосредственно бруситом, в других появлялась «прокладка» серпентина, которую не всегда можно отнести к промежуточным образованиям. Изучение таких ассоциаций в шлифах показало, что серпентин возник в местах, куда раствору проникать достаточно трудно. Наличие псевдоморфоз

брусита и довольно распространенных реликтов оливина свидетельствует о том, что отложение брусита происходило не только в пустотах или по трещинам, но и путем замещения всей породы. Возможно, отложению брусита в породе предшествовало частичное ее растворение по всему объему. Образование брусита может идти в относительно широком температурном интервале. В стандартных условиях гидроксид магния формируется в щелочной среде в условиях очень низкого парциального давления  $\text{CO}_2$ . По мере повышения температуры гидролиз происходил в более кислых условиях. Среди вторичных образований в ряде кимберлитовых трубок СП нередко встречается еще один минерал группы брусита – амакинит, которому свойственны зеленоватые кристаллы или их сростки размером до 55 мм. Как установлено, гидрат  $\text{Fe}^{2+}$  в воде является стабильной фазой по отношению к оксидам железа. Но он может легко замещаться сульфидами и силикатами железа, а также сидеритом и очень легко окисляется на воздухе. Поэтому для образования и сохранения амакинита необходимы специфические условия, которые, по нашему мнению, в значительной степени обеспечиваются вечной мерзлотой. Наиболее вероятно формирование амакинита путем гидролиза  $\text{Fe}_2\text{SO}_4$  при взаимодействии с  $\text{CaCO}_3$ :  $\text{CaCO}_3 + \text{Fe}_2\text{SO}_4 + 3\text{H}_2\text{O} = \text{Fe}(\text{OH})_2 + \text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O} + \text{CO}_2$ . При этом  $\text{CO}_2$  должна удаляться или вновь связываться в карбонат. Следует также отметить, что  $\text{FeSO}_4$ , образовавшийся при окислении сульфидов, довольно устойчив в восстановительных условиях. Мелантерит ( $\text{FeSO}_4 \cdot 7\text{H}_2\text{O}$ ) распространен в условиях вечной мерзлоты. Доказательством такого генезиса амакинита в кимберлитовых породах СП является и его ассоциация с гипсом. С процессом бруситизации тесно связано образование впервые установленного в кимберлитовых породах магниевого ферригидроксида, не имеющего аналогов по составу. Учитывая полученные данные о составе, структуре и свойствах этого минерала в целом, можно предположить, что его структура также состоит из бруситоподобных слоёв с молекулами воды в межслоевом пространстве. Поэтому его эмпирическую формулу можно более корректно представить в виде  $4\text{Mg}(\text{OH})_2 \cdot \text{Fe}^{3+}(\text{O}, \text{OH}, \text{Cl}) \cdot n\text{H}_2\text{O}$ . Однако окончательный вывод о принадлежности изученного ферригидроксида к новому минералу можно будет сделать только после уточнения его структуры.

## **РУДОПРОЯВЛЕНИЯ УРАНА В РЕЛЬЕФЕ ЗЕМНОЙ ПОВЕРХНОСТИ ЛИЦЕВСКОГО РАЙОНА И БЛАГОПРИЯТНЫЕ СТРУКТУРНЫЕ УСЛОВИЯ РУДООБРАЗОВАНИЯ В СТРОЕНИИ ЗЕМНОЙ КОРЫ**

Ильченко В.Л.

ГИ КНЦ РАН, Апатиты

### **Введение**

По данным литературы, все известные на кристаллических щитах месторождения урана расположены вблизи земной поверхности (первые сотни метров, редко  $> 1$  км) и, чаще всего, в краевых частях породных объектов кислого состава круглой или овальной формы (гранито-гнейсовые купола и т.п.). Представления об источниках рудного вещества (урана) и генезисе месторождений, например, Стрельцовского рудного поля, существенно различаются, это: 1) породы, вмещающие рудные тела месторождений; 2) верхнекоровый очаг кислой магмы; 3) мантийный источник [1]. Если источником урана служили вмещающие породы с изначально повышенным его содержанием, близповерхностная позиция месторождений объясняется благоприятными для рудоотложения механическим состоянием пород и геохимическими условиями в верхней части земной коры – наличие в некоем интервале глубин зоны контакта нисходящих холодных вод (атмосферных осадков) с восходящими горячими глубинными флюидами (геохимический барьер). Насыщение флюида рудным веществом, распыленным во вмещающих породах, требует предварительной их дезинтеграции. Движение флюида в породах земной коры определяют условия, обеспечивающие, в итоге, аномально высокую концентрацию рудного компонента (транспорт в локальную область стока); в земной коре флюид движется по системе тектонических трещин, а направление поверхностных вод определяется формами рельефа.

Рельеф земной поверхности кристаллических щитов (как древнейших образований) – в первую очередь – сформирован на ранних стадиях (архей – ранний протерозой) их развития массивными метеоритными бомбардировками, в результате чего возникло множество кольцевых ударных кратеров (астроблем). Любая астроблема маркирует в земной коре зону тектонического дробления горных пород



полусферической или конической формы, причём радиус астроблемы приблизительно равен глубине «пробоя» [2]. Наличие на поверхности древних щитов импактных структур диаметром более 100 км предполагает возможность проникновения ударной энергии глубоко за пределы земной коры (ниже границы Мохо – в астеносферу и мантию) – с возможной активизацией глубинных магматических процессов (что оправдывает предположения о соответствующих источниках рудного вещества). Удар крупного метеорита сопровождается выделением тепла – с испарением значительной части (в зависимости от массы ударника – до 80 %) его вещества [3]. При испарении образуется раскалённое облако (огненный шар – «плюм» [4]), во многом напоминающее плотную вулканическую палящую тучу, с условиями для плотностной дифференциации вещества. Судя по всему, наиболее тяжёлые элементы этой тучи должны быстро конденсироваться, выпадая на дно и стенки кратера, а позднее транспортироваться водными потоками и накапливаться в наиболее глубоких его частях; лёгкие элементы разносятся ветрами очень далеко. Первичному обогащению поверхности мишени более плотным (рудным) веществом должны помогать метеоусловия: насыщенность атмосферы пылевыми и ионизованными частицами – главная причина формирования грозных облаков [5]. Кроме того, метеоритные бомбардировки приводят к дроблению горных пород земной коры с развитием аномалий в гравитационном поле и формируют на поверхности слой «реголита», что ускоряет развитие коры выветривания и также облегчает вымывание из породы урановых (и прочих рудных) соединений.

Исследованием роли гравитационного поля в процессах экологического загрязнения окружающей среды установлено, что выброшенные в атмосферу тяжёлые металлы очень чутко реагируют на вариации земной гравитации: происходит как бы их «сползание вниз» – в сторону наибольшего градиента гравитационного поля [6]. Крупные импактные кратеры Земли [7] достаточно хорошей сохранности заполнены толщами продуктов разрушения пород (аутигенные брекчии и т.п.) значительной мощности, например, кратеры: Чиксулуб – до 3.5 км, Попигаи и Карский > 2 км (и т.д.). Такие толщи должны обладать очень хорошей проницаемостью (по крайней мере, в первое время), благодаря чему обогащённые тяжёлым веществом флюиды с поверхности могли проникать глубоко вниз по тектоническим зонам, возможно, до самого «дна» кратеров.

### **Рельеф земной поверхности Лицевского района**

Благоприятными для локализации рудных тел часто считают площади, изобилующие рудопроявлениями, из которых ни одно не является промышленным [8]. Лицевский район выбран как полигон для исследований, поскольку здесь обнаружено много (>30) урановых рудопроявлений [9, 10, 11]. Площади рудоносных провинций контролируют тектонические структуры (вулканические кальдеры, гранито-гнейсовые купола и др.), преимущественно, кольцевой формы [12].

Недавние полевые наблюдения с изучением рельефа в Лицевском районе показали: все кольцевые структуры здесь имеют некоторый наклон, из-за чего вдоль их более высокого края почти повсеместно наблюдаются порожистые ручьи, огибающие центральное поднятие и стекающие «по дуге» к противоположному краю с образованием дугообразной цепи узких озёр. Метод актуализма позволяет предполагать, что поверхности этих астроблем никогда не были строго горизонтальными (возможно, имели тот же наклон с момента их появления). Этим можно объяснить асимметрию распределения рудопроявлений в пределах отдельных колец: уран (и прочие тяжёлые металлы), осевшие на поверхности кольцевой структуры из «плюма» [4], сносился водотоками из более высоких областей в области понижений. Если выбросы из метеоритных кратеров покрывали толстым слоем почти всю поверхность ранней Земли [4], то примерно так должно было бы происходить первичное обогащение рудными компонентами пород в ограниченных кольцами участках земной поверхности [13].

Крупные урановые месторождения в Канаде и Австралии ассоциируются с наличием мощных кор выветривания или архейских реголитов, перекрытых позднепротерозойскими толщами [12], которых нет в Лицевском районе. Полагая, что заключение о природе выделенных выше кольцевых структур справедливо и учитывая их количество, а также сходство всех древнейших щитов по геологическому строению и вещественному составу, можно полагать, что перечисленные предпосылки формирования месторождений существуют, а значит – и месторождения здесь вполне могли быть, но к настоящему времени уничтожены, например, ледниковой эрозией. Сразу возникает вероятность, что уничтожению подверглись не все гипотетические месторождения урана; если так, следует подумать, где и как их искать.

## Строение земной коры Лицевского района

Геофизические исследования земной коры Печенга-Лицевского района показали, что она отличается ритмичным расслоенным строением, хорошо заметным на сейсмологических разрезах, выполненных в параметрах обменных волн [14]. Показатели обменноспособных свойств среды обусловлены её механическим (напряжённо-деформированным) состоянием: повышение этого показателя обнаружено в зонах тектонических нарушений ствола Кольской сверхглубокой скважины, а также – в веществе вблизи крупных тектонических границ (в т.ч. – граница Мохо) [14 и др.]. Рядом с такими границами снижается скорость распространения сейсмических волн, породы приобретают повышенную пластичность [15], что приближает их к свойствам гранулированных (сыпучих) сред; которые должны обладать повышенной флюидной проницаемостью. Правильное чередование слоёв нарушают многочисленные глубинные разломы (с их падением под разными углами), «зеркальные» пары которых (в разрезах) часто выглядят как профили «ударных конусов» [16, 17]. Периметры колец часто образуют положительные формы в рельефе земной поверхности; рядом с ними также часто наблюдаются (на трассирующих кольца геофизических разрезах) выходы на поверхность глубинных разломов и, скорей всего, кольцевые структуры означают границы ударных конусов, а под ними – зоны дробления пород в земной коре [16, 17]. Подобное пересечение субгоризонтальных границ тектонического расслоения наклонными границами ударных конусов представляет практический интерес для поисковой геологии (например, как зона разгрузки глубинных рудных флюидов), причём пространственное положение таких зон можно предсказать с довольно высокой точностью построением модели.

### Принцип моделирования

Тектоническое расслоение земной коры обусловлено тем, что все породные блоки регулярно преобразуются энергией лунного прилива в колебательные системы. Ритмичная (фрактальная) слоистость породного блока возникает под контролем структуры волнового поля в динамических условиях стоячей волны, затухание которой заполняет всё породное пространство множеством неподвижных узлов – точечных концентраторов избыточно высоких напряжений [18]. Геометрия объёмной структуры расслоения зависит от положения пары плоскопараллельных отражающих поверхностей – внешних границ породного блока. Ритмично-волнообразные вариации в пространственном распределении показателей упругой анизотропии горных пород земной коры формируются в динамических условиях затухания стоячей волны. Механизм тектонического расслоения:  $M_n = M/2^n$  ( $M_n$  – мощность элемента расслоения,  $M$  – мощность земной коры) был успешно использован в расчёте параметров модели расслоения земной коры Печенгского блока [18].

Этот механизм расслоения позволяет, на основании результатов ГИС (кавернограмма) неглубокой скважины, пробуренной в консолидированных породах верхней части блока земной коры, построить модель тектонического расслоения данного блока [18, 19]; в случае наличия импактной (кольцевой) структуры на поверхности этого блока, в модель расслоения вводят информацию о наклонных границах ударного конуса, чьё положение определяется из результатов измерения астроблемы (её радиус примерно равен глубине пробоя). Эта модель характеризует пространственную структуру тектонических нарушений в границах блока и может служить многоцелевой основой для дальнейших исследований динамики эндогенных флюидных процессов (в объёме блока), включая и гидротермальное рудообразование.

### Заключение

Многие типы урановых месторождений (тип несогласия, например) часто относятся к разряду «скрытых» или слабо проявленных с поверхности. Поэтому целенаправленный поиск таких месторождений традиционными радиометрическими методами зачастую затруднителен и требует привлечения ряда других методов структурной и разведочной геофизики: на участке месторождения Сигар-Лейк проведено более 15 видов геофизических съёмок; ещё большее разнообразие методов применено на опытном полигоне МАГАТЭ [12].

Приведённый в настоящей работе принцип моделирования позволяет, на основании геоморфологического анализа, предсказывать скрытые в земной коре и не проявленные на поверхности зоны тектонических нарушений, что можно использовать как метод поисковой структурной геологии

Работа выполнена при поддержке РФФИ, грант №14-05-00443.

### Список литературы

1. Мальковский В.И., Пэк А.А. Влияние разрывных нарушений на процессы флюидного теплопереноса в земной коре. М.: ИФЗ РАН, 2014. 120 с.

2. Планета Земля. Энциклопедический справочник. Т. «Тектоника и геодинамика». Ред.: Л.И. Красный, О.В. Петров, Б.А. Блюман. СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2004. 652 с.
3. Глуховский М.З. Масштабные импактные события архея и палеопротерозоя и их влияние на тектоническую эволюцию ранней Земли в аспекте сравнительной планетологии // ДАН. 2014. Т. 456. № 1. С. 64-69.
4. Шувалов В.В., Артемьева Н.А., Кузьмичёва М.Ю. и др. Выбросы из кратеров – маркеры ударных катастроф // Физика Земли. 2012. № 3. С. 66-80.
5. Ермаков В.И., Стожков Ю.И. Физика грозových облаков. (Препринт 2) М.: РИИС ФИАН, 2004. 37 с.
6. Хохлов Ю.В. Влияние гравитационного поля Земли на процессы экологического загрязнения окружающей среды (на примере полигона Красный бор, Тосненский район Ленинградской области, и Чернобыльской АЭС) // Российский геофизический журнал. 2012. № 51-52. С. 139-144.
7. Глубокое бурение в Пучеж-Катунской импактной структуре. Коллектив авторов. Научные редакторы: В.Л. Масайтис, Л.А. Певзнер. СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 1999. 392 с. + 2 вкл. (МПР РФ, ФГУП НПП «Недра», ВСЕГЕИ).
8. Митчелл А., Гарсон М. Глобальная тектоническая позиция минеральных месторождений : Пер. с англ. М.: Мир, 1984. 496 с.
9. Савицкий А.В., Громов Ю.А., Мельников Е.В., Шариков П.И. Урановое оруденение Лицевского района на Кольском п-ове (Россия) // Геология рудных месторождений. 1995. № 5. С. 403-416.
10. Казанский В.И., Лобанов К.В. О границах и металлогении Печенгского рудного района // Геология рудных месторождений. 1996. № 1. С. 103-109.
11. Афанасьева Е.Н., Михайлов В.А., Былинская Л.В. и др. Ураноносность Кольского п-ова. Информ. сб. «Материалы по геологии месторождений урана, редких и редкоземельных металлов». М.: ВИМС. 2009. Вып. 153. С. 18-26.
12. Прогнозирование и комплексное изучение рудных районов, перспективных на выявление урановых месторождений типа несогласия (методическое руководство). М.: Геокарт, ГЕОС, 2006. 201 с.
13. Ильченко В.Л. Роль метеоритных бомбардировок в развитии рельефа земной поверхности с первичным обогащением пород рудными элементами // Тр. XII Всеросс. (с международным участием) Ферсмановской научной сессии. Апатиты. 2015. С. 105-108.
14. Строение литосферы Российской части Баренц-региона. Под ред.: Н.В. Шарова, Ф.П. Митрофанова, М.Л. Вербы, К. Гиллена. Петрозаводск: Карел. НЦ РАН, 2005. 318 с.
15. Павленкова Н.И., Павленкова Г.А. Строение земной коры и верхней мантии Северной Евразии по данным сейсмического профилирования с ядерными взрывами. М.: Геокарт, ГЕОС, 2014. 192 с.
16. Ильченко В.Л., Каулина Т.В. Удар метеорита как структурообразующий фактор и триггер в активизации рудообразующих процессов (на примере U-рудопоявлений Печенга-Лицевского р-на, Мурманская обл.) // Матер. Всеросс. научн. конф. «Месторождения стратегических металлов: закономерности размещения, источники вещества, условия и механизмы образования». Москва. ИГЕМ, 25-27.11.2015 г. С. 126-127.
17. Ильченко В.Л. Геоморфологические особенности рельефа и глубинное строение земной коры (Печенга-Лицевский рудный район, Мурманская обл.). Матер. XLVIII Тектонического совещания «Тектоника, геодинамика и рудогенез складчатых поясов и платформ. В 2-х томах. Т. 1. М.: ГЕОС, 2016. С. 201-205.
18. Ильченко В. Приливные волны и динамическая эволюция Земли. - Саарбрюккен. LAMBERT Academic Publishing. 2013. 292 с.
19. Ильченко В.Л. Космические факторы (влияние Луны и Солнца) в геодинамике и возможность их применения в нефтегазовой отрасли (для некоторых видов прогноза) // Новые идеи в геологии нефти и газа – 2015. Сб. науч. трудов (по матер. междуна. научно-практич. конф.) на CD. Электронное издание. // Отв. ред. А.В. Ступакова. Изд-во МГУ, 2015. С. 33-36.

## **ДВА НЕОЖИДАННЫХ РЕЗУЛЬТАТА, ПОЛУЧЕННЫХ ПРИ ОПРЕДЕЛЕНИИ ВОЗРАСТА ВОДЫ ВОДОЗАБОРА «ЦЕНТРАЛЬНЫЙ», (г. КИРОВСК, МУРМАНСКАЯ ОБЛ.)**

Каменский И.Л.<sup>1</sup>, Гудков А.В.<sup>1</sup>, Мазухина С.И.<sup>2</sup>, Ганнибал М.А.<sup>1</sup>, Скиба В.И.<sup>1</sup>, Токарев И.В.<sup>3</sup>

<sup>1</sup>ГИ КНЦ РАН, Апатиты, <sup>2</sup>ИППЭ КНЦ РАН, Апатиты, <sup>3</sup>СПбГУ, Санкт-Петербург

С началом «атомной эры», особенно после испытания водородных бомб в атмосфере, концентрация ТРИТИЯ (Т) в гидросфере резко выросла (местами до 1000 раз) [1]. Так как продуктом распада трития (период полураспада 12.3 года) является ГЕЛИЙ-3 (<sup>3</sup>He) и атом трития входит в молекулу воды, было предложено оценивать возраст воды, которая потеряла контакт с атмосферой уже после начала «атомной

эры», по соотношению этих «родительского» и «дочернего» изотопов [2]. Этот метод сразу же начал использоваться западными учеными [3]. Заметим что, когда для гидротерм Курил и Камчатки были получены высокие значения отношения  $^3\text{He}/^4\text{He} \sim 10^{-5}$ , их вода была отдана для анализа трития, его в ней не оказалось и источником такого гелия признали мантию Земли [4].

В нашей стране первый раз метод был применен для межгорного микробассейна, где пробурены скважины водозабора «Центральный», снабжающего г. Кировск. Первое опробование была проведено в 1988 году для 7 скважин [5]. Для этих проб были определены не только значения отношений  $^3\text{He}/^4\text{He}$  и концентрации трития, но и соотношение  $^{20}\text{Ne}/^4\text{He}$ . Это, в частности, было связано с тем, что на тот момент мы не имели методики получения концентраций  $\text{Ne}$  в воде. Предполагалось, что концентрация неона будет равна ее значению для пресной воды, уравновешенной с воздухом, при известной средней температуре подземных вод. Откуда можно будет вычислить и концентрацию гелия.

Этот подход оказался плодотворным и дал первый неожиданный результат. В координатах  $^3\text{He}/^4\text{He} \div ^{20}\text{Ne}/^4\text{He}$  значения этих отношений для опробованных скважин образовали линейную зависимость (рис. 1, линия Д-М1).

Это было проинтерпретировано, как свидетельство смешанной природы подземных вод на исследуемой площади. При этом «молодая» вода (возраст 16 лет) составляет более 90 % от общего объема, а «древняя» вода (возраст около 50 тыс. лет) – остальное. В разных скважинах соотношение между «молодой» и «древней» водой оказалось различным. Отношения  $^3\text{He}/^4\text{He}$  в конечных членах смешения существенно различаются, что и привело к образованию линейной зависимости. Для «древней» воды отношение  $^3\text{He}/^4\text{He}$  было принято равным таковому для гелия валовой пробы пород «Хибины генеральная», откуда по линии смешения (рис. 1, линия Д-М1) было определено значение  $^{20}\text{Ne}/^4\text{He}$  в «древней» воде.

Изотопные характеристики благородных газов для каждой из опробованных скважин определяют пропорции смешения на различных участках эксплуатируемого пласта. Доля «древних» вод максимальна в точке инъекции и постепенно уменьшается вниз по потоку подземных вод за счет разбавления «молодыми» водами. Воды на участке пласта, расположенном выше по потоку от точки инъекции, характеризуются наименьшим вкладом «древних» вод. Эта картина, по-видимому, является характерной для приповерхностных горизонтов. Например, в работе [7] говорится: «...воды, распространенные в коренных породах и четвертичных отложениях, образуют взаимосвязанные водоносные горизонты..., усиленная эксплуатация водоносных (водозаборных) скважин может привести к «подсосу» некондиционных вод из глубины».

В 1992 г. кампания по опробованию была повторена и подтвердила выявленную в 1988 г. картину (рис. 1, линия Д-М2). Наименьшая доля «древней» воды в Сква. 10, а наибольшая в Сква. 3.

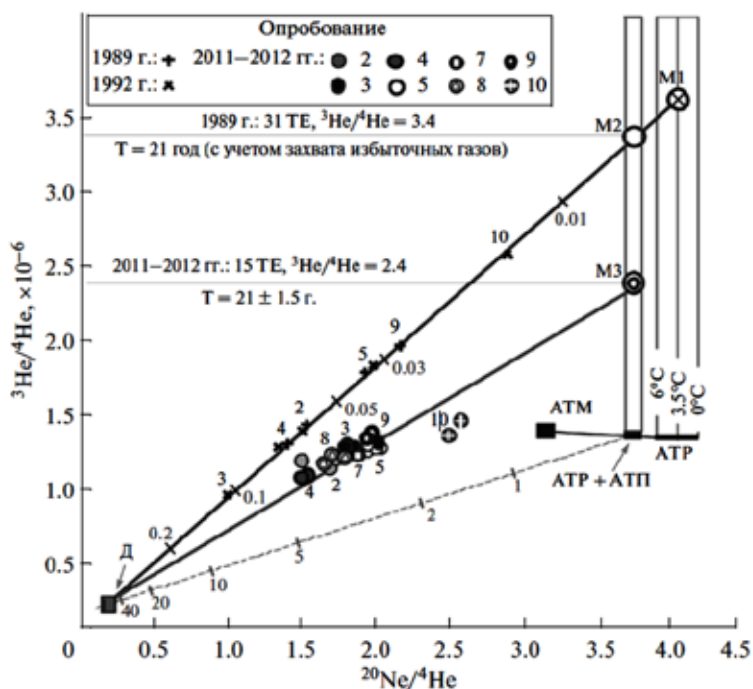


Рис. 1. Результаты изотопных анализов  $^3\text{He}/^4\text{He} \div ^{20}\text{Ne}/^4\text{He}$  для водорастворенных газов водозабора «Центральный» за 3 опробования с 1988 по 2012 гг.

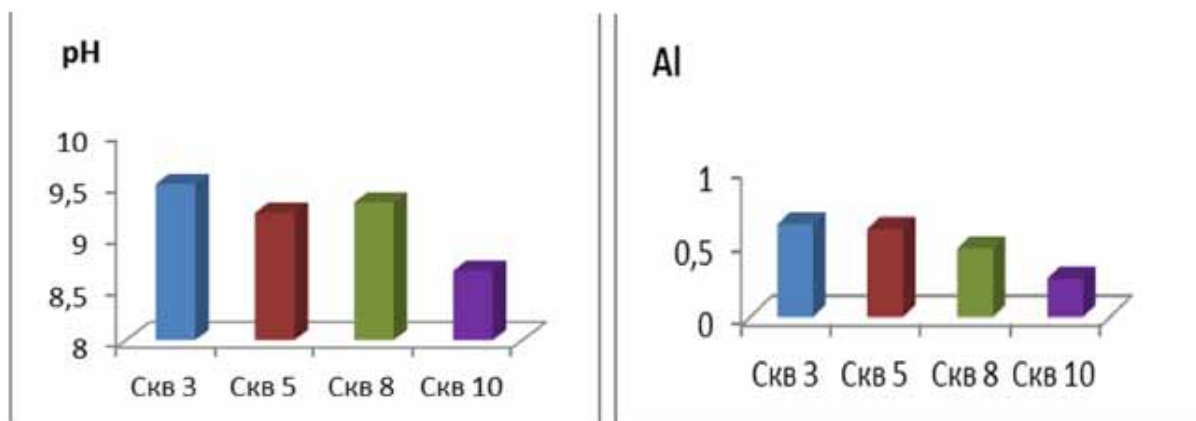


Рис. 2 . Средние значения pH и Al (мг/л) некоторых скважин водозабора «Центральный» за 1996-1998 гг.

На рис. 2 представлены средние значения pH (ПДК 9,0) и Al (мг/л)(ПДК 0,5 мг/л) некоторых скважин за 1996-1998 гг. Как видно, единственная из скважин, удовлетворяющая кондиционности, является Скв. 10. В ее водах «старые» составляли около 1 %.

Работа была возобновлена в 2010 г. с целью проверить, как обстоят дела на исследуемом участке через 20 лет, с учетом того, что появилась возможность определять концентрации He и Ne. Была выполнена большая методическая работа по усовершенствованию и отбора проб воды, ее дегазации и последующего изотопного анализа на более совершенном масс-спектрометре. Опробовались те же скважины, что и в 1988 и 1992 гг. Были измерены концентрации He и Ne, а также изотопные отношения  $^3\text{He}/^4\text{He}$  и  $^{20}\text{Ne}/^4\text{He}$  [6]. Новый этап работы дал второй неожиданный результат. Прекрасная линейная зависимость между измеряемыми отношениями, зарегистрированная 20 лет назад, сменилась хаотичным облаком точек (рис. 1, линия Д-М3). По этим, вновь полученным данным, вообще нельзя вычленить долю тритиевого  $^3\text{He}$  и, стало быть, вычислить возраст «молодой» воды. Однако, известность параметров «древней» воды, полученных в ходе первых двух кампаний опробования, позволила исправить положение и оценка возраста была выполнена. В том числе, измерение концентраций He и Ne обнаружило наличие избыточного атмосферного гелия, происходящего из захваченных пузырьков воздуха. Поправка на избыточный воздушный гелий была учтена и для материалов первых двух кампаний опробования. В итоге для всех трех этапов работы была получена согласованная оценка возраста «молодой» воды около 21 года.

Важно интерпретировать появление в 2010 г. хаотичности в расположении точек на диаграмме  $^3\text{He}/^4\text{He} \div ^{20}\text{Ne}/^4\text{He}$ . Наиболее вероятное, на наш взгляд, объяснение сводится к следующему. В 1988 и 1992 гг. все скважины водозабора работали с одинаковой нагрузкой и останавливались лишь изредка для проведения технических работ по их обслуживанию. В дальнейшем, вследствие планового уменьшения объема водоотбора, появилась возможность варьировать схемой включения скважин. Это было важно в связи с ухудшением качества воды из-за того, что с «древней» водой поступало недопустимо высокое количество алюминия и возрастал показатель pH. Поэтому на водозаборе маневрировали отбором воды из скважин таким образом, чтобы минимизировать вклад некондиционной воды. Постоянное перемещение центра тяжести водоотбора по площади привело к «размазыванию» пятна некондиционных вод, поступающих из кристаллического фундамента, по эксплуатируемому горизонту песков.

## Выводы

1. Водозабор «Центральный» поставляет в водопроводную сеть г. Кировска смесь пластовой «молодой» воды (возраст около 20 лет) четвертичных отложений и «древней» воды из коренных пород (возраст около 50 тыс. лет). Последняя, характеризуется как некондиционная и является причиной появления недопустимо высоких концентраций алюминия и неприемлемого повышения показателя pH.
2. Прерывистая эксплуатация скважин, призванная исключить поступление некондиционных вод в водопровод, в действительности приводит к интенсивному перемешиванию этих двух типов вод на забое скважин и «размазыванию» пятна смешанной воды по эксплуатируемому горизонту.
3. По-видимому, будет правильнее организовать равномерный водоотбор из всех скважин и/или сместить его центр выше по потоку от точки инъекции «древней» воды. Одну-две скважины, расположенные вблизи места инъекции этой «древней» воды отключать нельзя, так как эта глубинная вода все равно

будет поступать в эксплуатируемый пласт. Воду, откачиваемую этими скважинами, придется сбрасывать в озеро.

4. Возможно, есть какая-то иная, неизвестная нам, причина, искажившая изотопные характеристики 1989 года и ухудшившая качество воды. Например, более активное поступление «древней» воды из-за сейсмособытий (см. сообщение Д.В.Жирова в настоящем сборнике).

Работа поддержана руководством ОАО «Апатиты-Водоканал» (генеральный директор А.С. Квасников) и грантом РФФИ 10-05-00306-а.

#### Список литературы

1. Ферронский В.И., Поляков В.А. Изотопия Гидросферы Земли. М.: Научный мир, 2009. С. 632.
2. Толстихин И.Н., Каменский И.Л. О возможности определения возраста подземной воды тритий-гелий-3 методом. Геохимия. № 8. 1969. С. 1027-1029.
3. Torgersen T., Clarke W.B. and Jenkins W.B. The tritium/helium-3 method in hydrogeology. In Isotope Hydrology; IAEA 2, 1978. P. 917-930.
4. Девирц А.Л., Каменский И.Л., Толстихин И.Н. Изотопы гелия и тритий в вулканических газах //ДАН 1971. Т. 197. № 2. С. 450-452.
5. Kamensky I.L., Tokarev I.V. and Tolstikhin I.N.  $^3\text{H}$ - $^3\text{He}$  dating : A case for mixing of young and old groundwaters. GGA. 1991. V. 55. № 10. P. 2895-1899.
6. Гудков А.В., Каменский И.Л., Мелихова Г.С. и др. Тритий-Гелий-3 метод и его применение для датирования подземных вод ( на примере Кировского горнопромышленного района, Мурманской область) // Геохимия, 2014, № 7. С. 646-653.
7. Мазухина С.И. Формирование поверхностных и подземных вод Хибинского горного массива. Отв. ред. Маслобоев В.А. Апатиты. Изд-во: КНЦ РАН, 2012. 173 с.

#### КР-СПЕКТРЫ МЕТАМИКТНОГО ЦИРКОНА ИЗ ГРАНИТОИДОВ ЛИЦЕВСКОГО УРАНОВОРУДНОГО РАЙОНА

Каулина Т.В., Лялина Л.И., Бочаров В., Ильченко В.Л., Аведисян А.А.

ГИ КНЦ РАН, Апатиты, kaulina@geoksc.apatity.ru; СПбГУ РЦ «Геомодель», С-Петербург

Радиационные нарушения в структуре циркона отражаются в изменении его физических свойств: увеличение параметров элементарной ячейки, изменение рентгеновских дифракционных картин; снижение ИК и КР интенсивностей с уширением полос; уменьшение показателя преломления и двупреломления, уменьшение плотности и твердости и др. ([6] и ссылки там). Преимущество метода рамановской или КР-спектроскопии состоит в том, что можно локально ( $< 1$  мкм) оценивать степень кристалличности структуры циркона и получать информацию о содержании микропримесей [1, 4].

Рамановские спектры природных кристаллов циркона заметно различаются, что обусловлено многими факторами, влияющих на кристаллическую решетку цирконов. К ним относятся температура, давление, микропримеси, нановключения твердых минеральных фаз, газовой-жидкие включения и др. [1]. Для обычного циркона с ненарушенной кристаллической структурой характерны следующие КР-полосы: 1008, 975, 439, 393, 355, 269, 225, 214 и 202  $\text{см}^{-1}$  наиболее интенсивные пики на 1008, 439 и 355  $\text{см}^{-1}$  [2].

КР-спектроскопия является отличным инструментом для изучения радиационно-индуцированной метамиктизации циркона на микроуровне [3]. С увеличением структурных повреждений кристаллической решетки, форма и положение отдельных рамановских активных мод изменяется: (1) полосы становятся шире, (2) уменьшается общая интенсивность спектра, (3) полосы смещаются в сторону меньших волновых чисел, (4) пики становятся асимметричными, когда аморфизации достигает критического уровня [3, 4]. Радиационное повреждение циркона не является величиной, которая только накапливается со временем, поскольку радиационные повреждения отжигаются при температуре выше 300-350  $^{\circ}\text{C}$ , и таким образом, степень метамиктности можно использовать при восстановлении термальной истории анализируемых образцов.

Изучение циркона из гранитоидов участка «Скальное» в отраженных электронах показало существенное изменение этого минерала под воздействием флюидов с образованием сложных внутренних текстур (рис. 1). Помимо первичных участков циркона с ростовой зональностью, появляются измененные участки с

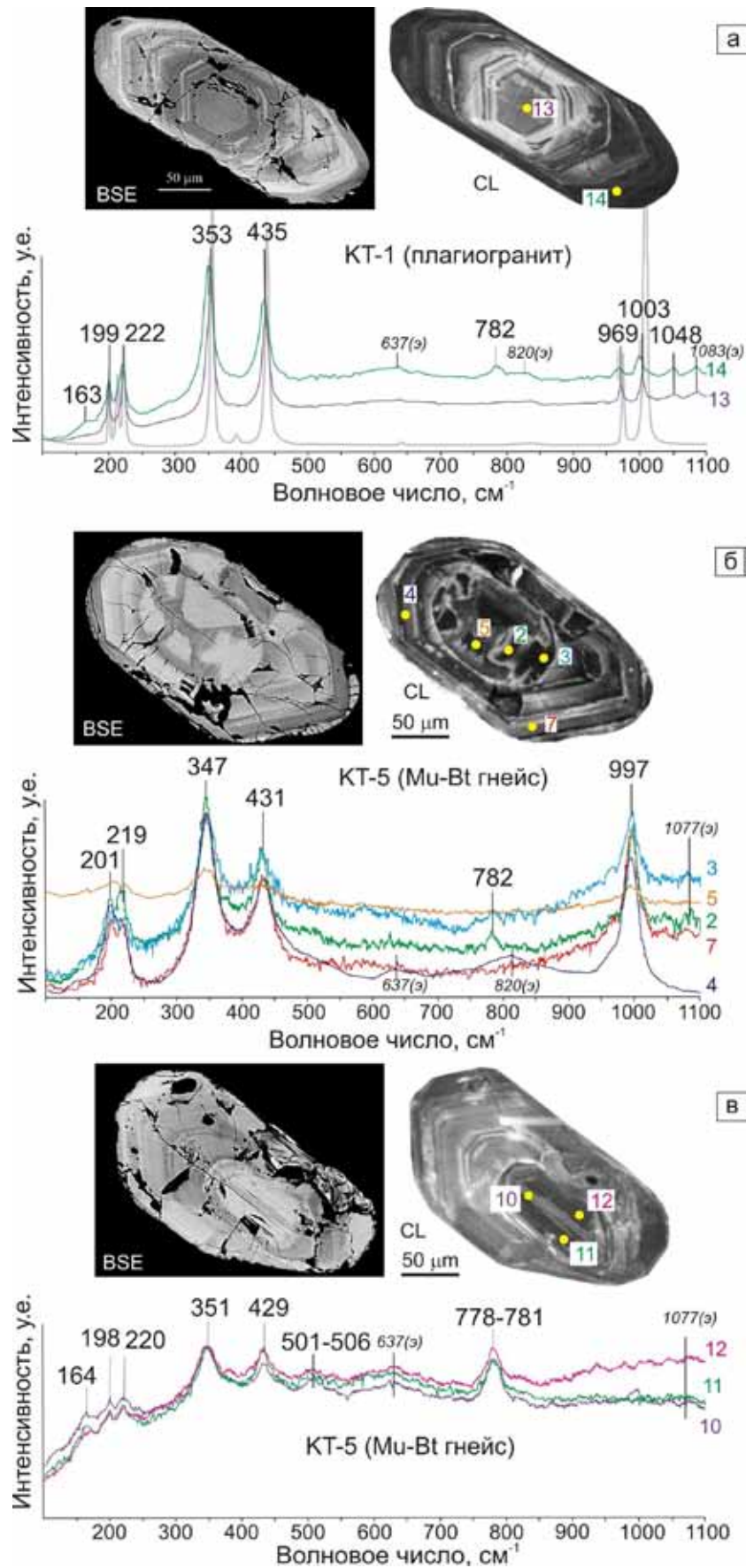


Рис. 1. КР-спектры разных участков циркона из гранитоидов участка Скальное Лицевского урановорудного района (Кольский полуостров). Буквами «э» обозначены пики, отвечающие эпоксидной смоле. Серой линией на рис. а показан КР-спектр высоккристаллического циркона.

повышенным содержанием неформульных элементов (Ca, Mn, Fe, Al), что говорит о нарушении структуры и гидратации циркона, об этом же свидетельствует и значительное количество воды (до 6 вес. %).

Анализы КР спектров циркона проводились в РЦ Геомодель (СПб) на рамановском спектрометре HORIBA Jobin-Yvon Labram HR800, Ar-лазер 514,5 nm, время экспозиции 3с, число повторений – 5, мощность лазера 50мВт, ув. микроскопа – 50.

КР- спектроскопия также показывает нарушение первичнокристаллической структуры циркона в отдельных доменах (рис 1). На рис. 1 а для примера приведен спектр высококристаллического циркона из анортозитов Яврозерского массива (пояс Танаэль, Кольский полуостров) с хорошо проявленными характерными для циркона линиями спектра.

Циркон из плагиогранита (проба КТ-1) представлен призматическими зернами с ростовой зональностью. В центральной точке (13, рис. 1 а) все линии спектра отвечают кристаллическому циркону, но уже наблюдается уменьшение интенсивности пиков и небольшое смещение в сторону меньших длин волн от стандартных положений (1008, 975, 439, 355, 225 и 202  $\text{cm}^{-1}$ ), что говорит о нарушении структуры циркона. В более урановой кайме циркона (точка 14) происходит еще большее уменьшение интенсивности и смещение пиков, то есть структура еще более нарушена. Появляются дополнительные пики на 163, 782 и 1048  $\text{cm}^{-1}$ . Пики около 162, 509 и 635  $\text{cm}^{-1}$  могут быть показателем появления субмикронных некристаллических Zr-O фаз [5]. Пики около 163-164 и 501-506  $\text{cm}^{-1}$  появляются на спектре циркона из мусковит-биотитовых гнейсов (рис. 1в). Пик около 635  $\text{cm}^{-1}$  в нашем случае может быть затушеван близким пиком (637  $\text{cm}^{-1}$ ) от эпоксидной смолы. Пик на 785  $\text{cm}^{-1}$  близок к наиболее интенсивному пику силикатов с квази-изолированными  $\text{SiO}_4$  тетраэдрами ([5] и ссылки там), то есть этот сигнал может появляться от обогащенных Si фаз, которые вместе с  $\text{ZrO}_n$  кластерами образуются при сильном нарушении кристаллической решетки циркона [5].

Циркон из мусковит-биотитовых гнейсов (проба КТ-5) имеет еще более нарушенную структуру (рис. 1 б, в). Интенсивность КР-полос падает, происходит уширение и смещение пиков, полоса 1008  $\text{cm}^{-1}$  смещается до 997  $\text{cm}^{-1}$ , пропадает сигнал от 975  $\text{cm}^{-1}$  (рис. 1 б) и от 1008 (рис. 1 в), что свидетельствует о появлении аморфной фазы [6]. Появляются пики на 164 и 501-506, а также 778-782  $\text{cm}^{-1}$ , свидетельствующие о появлении  $\text{ZrO}_n$  фаз и обогащенных Si доменов.

Примеси в цирконе также могут влиять на профили КР пиков. Показано, что на КР-спектры циркона оказывают коллективное влияние большинство элементов, а не только U, Th и REE [6] (Zhang *et al.*, 2000). В спектрах цирконов богатых REE пики сдвинуты в сторону более низких значений на несколько единиц относительно стандартных пиков 1008, 439, 357 и 225  $\text{cm}^{-1}$  [1]. В нашем случае для выводов о связи КР-спектров с содержанием микропримесей требуются дополнительные исследования.

Исследования проведены с использованием оборудования ресурсного центра Научного парка СПбГУ «Геомодель» при финансовой поддержке гранта РФФИ 14-05-00443.

## Список литературы

1. Кожевников В.Н., Ивашевская С.Н., Кевлич В.И. Геохимия и рамановские спектры цирконов из рудных (PGE-Au) амфиболитов массива Травяная губа, Сев. Карелия // Тр. Карел. НЦ РАН. 2015. № 7. С. 36-53.
2. Hoskin P.W.O. and Rodgers K.A. Raman spectral shift in the isomorphous series  $(\text{Zr}_{1-x}\text{Hf}_x)\text{SiO}_4$  // Eur. J. Solid State Inorg. Chem. 1996. V. 33. P. 1111-1121.
3. Nasdala L., Irmer G., Wolf D. The degree of metamictization in zircon: a Raman spectroscopic study // Eur. J. Mineral 1995. No 7. P. 471-478.
4. Presser V., Glotzbach C. Metamictization in zircon: Raman investigation following a Rietveld approach. Part II: Sampling depth implication and experimental data // Journal of Raman spectroscopy. 2009. V. 40. P. 499-508.
5. Titorenkova R., Mihailova B., Konstantinov L. Raman spectroscopic study of variably recrystallized metamict zircon from amphibolite-facies metagranites, Serbo-Macedonian massif, Bulgaria // Canadian Mineralogist. 2006. V. 44. P. 1357-1366.
6. Zhang M., Salje E.K.H, Farnan I., Graeme-Barber A., Daniel P., Ewing R.C., Clark A.M., Leroux H. Metamictization of zircon: Raman spectroscopic study // J. Phys. 2000. No 12. P. 1915-1925.



## НОВЫЙ МЕХАНИЗМ ФРАКЦИОНИРОВАНИЯ РАДИОАКТИВНЫХ ЭЛЕМЕНТОВ В ПРОЦЕССАХ ДИФФЕРЕНЦИАЦИИ УЛЬТРАОСНОВНЫХ-ЩЕЛОЧНЫХ МАГМ

Когарко Л.Н.

ГЕОХИ РАН, Москва, Kogarko@geokhi.ru

В связи с распадом Советского Союза Россия потеряла ценнейшие источники радиоактивного сырья. Вследствие этого исследования геохимии урана и тория в горных породах приобретают повышенный интерес. Из всех магматических формаций щелочной и карбонатитовой магматизм обладает самым высоким потенциалом в отношении радиоактивных элементов. Большое число эндогенных месторождений урана и тория связано с породами повышенной щелочности.

Уран и торий являются несовместимыми литофильными элементами, обладают чрезвычайно низкими коэффициентами распределения в главных породообразующих минералах и вследствие этого накапливаются в остаточных продуктах кристаллизационной дифференциации. Вследствие проявления сильных литофильных свойств, радиоактивные элементы (U, Th) образуют соединения в природе только с кислородом с преобладающим ионным типом связи. Ионный радиус тория, который в эндогенных процессах является четырехвалентным ( $\text{Th}^{4+}$ -0.95Å) близок к редким землям (0.8-0.97Å), урану ( $\text{U}^{4+}$ -0.89Å), цирконию ( $\text{Zr}^{4+}$ -0.82Å), кальцию ( $\text{Ca}^{2+}$ -1.04Å). Уран в эндогенных условиях может быть четырехвалентным и шестивалентным в зависимости от окислительно-восстановительного потенциала минералообразующей среды и легко образует кислородные комплексы типа уранил-иона ( $\text{UO}_2$ )<sup>2+</sup>. Исследования геохимии урана и тория в горных породах различных регионов показали, что эти элементы значительно накапливаются в процессах магматической дифференциации.

Анализ урана и тория были выполнены методом ICPMS, масс-спектрометр – Finnigan Element, использовались международные стандарты BE-N, IF-G. Распределение радиоактивных элементов в минералах было исследовано с помощью микрозонда CAMECA 100 и лазерной абляции in situ. Всего было проанализировано около 90 образцов пород массива Кугда.

Исследование распределения радиоактивных элементов в породах Гулинского комплекса показало увеличение концентраций урана и тория в конечных продуктах магматической дифференциации – карбонатитовом комплексе и апаитовых нефелиновых сиенитах. В процессе дифференциации Гулинского комплекса отмечается заметное фракционирование радиоактивных элементов. Отношение Th/U возрастает от близко к хондритовой величине в малодифференцированных, высокомагнезиальных первичных магмах (Th/U=4) к поздним породам-фоскоритам, кальцитовым карбонатитам и доломитовым карбонатитам. Основное количество радиоактивных элементов (Th/U=12.6-14.6).

Анализ распределения урана и тория в магматической системе массива Кугда показал очень интересную особенность. Наиболее высокие содержания радиоактивных элементов отмечаются в ранних магматических породах – оливинитах и дунитах, в то время как в конечных продуктах дифференциации содержания этих элементов уменьшаются. Распределение урана и тория в ультраосновных-щелочных формациях контролируется полями кристаллизации перовскита и пирохлора [1]. В процессах дифференциации крупнейшего Гулинского массива эти минералы главным образом кристаллизуются в карбонатитовом комплексе – фоскоритах и содержания радиоактивных элементов в этих породах достигают экономически значимых U – 42г/т, Th – 447г/т. В массиве Кугда перовскит начинает кристаллизоваться очень рано. В дунитах этого массива перовскит образует прослой, в которых его концентрация достигает нескольких процентов. Дуниты массива Кугда представляют собой расслоенный магматический комплекс, характеризующийся переслаиванием горизонтов, обогащенных оливином, магнетитом и перовскитом. Содержания урана и тория достигают в дунитах U – 13г/т, Th – 523г/т. Проведенное нами экспериментальное изучение в области мантийных температур и давлений фазовых равновесий в ходе плавления наиболее обогащенных кальцием и недосыщенных кремнеземом мелилитовых нефелинитов, которые представляют собой первичные магмы ультраосновных-щелочных формаций, показало, что в условиях повышенных давлений углекислоты поле кристаллизации перовскита значительно расширяется и этот минерал становится ранней ликвидусной минеральной фазой. Вследствие раннего выделения перовскита радиоактивные элементы накапливаются в наиболее ранних породах – дунитах массива Кугда. Таким образом механизм фракционирования радиоактивных элементов является следствием режима углекислоты в щелочных магматических системах.

## Список литературы

Когарко Л.Н. Условия накопления радиоактивных металлов в процессах дифференциации ультраосновных щелочно-карбонатитовых формаций // Геология рудных месторождений. 2014. № 56(4). 262 с.

## НОВЫЕ ПОДХОДЫ К СОСТАВЛЕНИЮ ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ КАРТЫ МАСШТАБА 1:750 000 ЮВ ФЕННОСКАНДИИ

Куликов В.С., Куликова В.В., Гоголев М.А.

ИГ КарНЦ РАН, Петрозаводск, vkulikova@yandex.ru

Институт геологии КарНЦ РАН завершает работу по составлению новой Геологической карты территории Республики Карелия и, частично, окружающих районов субъектов Российской Федерации (некоторые районы Мурманской, Архангельской, Вологодской и Ленинградской областей) и Восточной Финляндии м-ба 1:750 000 общей площадью более 320000 км<sup>2</sup> [2].

Карта создается по легенде, которая значительно отличается от принятых в настоящее время для государственных геологических карт России масштабов 1:200 000 и 1:1 000 000. Ее стратиграфическая основа согласована с Международной шкалой геологического времени [7] на уровне эонов и эр, а периоды и «суперпериоды» в докембрии рассматриваются с оригинальных позиций (табл. 1). Периоды по своей продолжительности сопоставимы с фанерозойскими, но, как правило, превышающие последние в 1.5-2 раза. Прослежена эволюция 9 выделенных тектонических режимов, последовательно сменяющихся на протяжении более 3 млрд. лет (3.5-0.25 млрд.) от протокорового к режиму зеленокаменных поясов, аккреционному, проторифтогенному, протоплатформенному, орогенному, посторогенному, авлакогенному и платформенному. Показана их связь с эволюцией суперконтинентов в истории Земли.

Из таблицы видно, что к рангу систем отнесены надгоризонты карелия (палеопротерозоя) российской региональной стратиграфической шкалы, как это предлагалось некоторыми геологами ранее [1, 3, 6, 9]. Для мезо- и неопротерозоя применяется *условный термин «суперсистема»* вместо принятых в российской шкале «нижнерифейской, среднерифейской и верхнерифейской» эратем, поскольку они [5] ни по рангу, ни по названию не согласуются с международной шкалой [7].

Полученный за последние годы значительный объем геохронологических данных по архейским магматическим комплексам, как в России так и в Финляндии позволяет разделять архейские эратемы на геонотемы продолжительностью в 100 млн. лет. Этот термин нами вводится в стратиграфическую номенклатуру и впервые применяется в создании геологической карты докембрийского региона. По своему статусу он приравнивается системе палеопротерозоя.

Каждый стратон ранга системы имеет на создаваемой карте свой цвет и цифровой индекс. Цветовая гамма архейских геонотем характеризуется цветами, близкими раннему палеозою международной стратиграфической шкалы, а палеопротерозойских систем – мезозою и кайнозою той же шкалы. Стратиграфическая последовательность цветов (от древних к молодым) соответствует цветовой гамме радуги в направлении фиолетовых к синим, зеленым и желтым.

Каждое выделенное в масштабе карты геологическое образование имеет свой двух-трех- или четырехзначный цифровой индекс, который отражает геологический возраст соответствующих пород. Установлена следующая расшифровка этих индексов (цифры слева направо): 1-я цифра показывает принадлежность образования к эонотеке (1-архей, 2-протерозой, 3-фанерозой); 2-я – к эратеме внутри эонотемы (1-палео, 2-мезо, 3-нео (кайно)); 3-я – к системе или ее аналогам (суперсистемы для рифея и геонотемы для архея) при нумерации их снизу вверх внутри эратемы.

Предложенные изменения в стратиграфических шкалах докембрия (МСШ и ОСШ – см. табл. 1) и создание на их основе обновленной более детальной шкалы будут способствовать прогрессу стратиграфических исследований и картосоставительских работ на территориях развития докембрийских образований. Следует отметить, что она по структуре и рангам выделяемых стратонов, а также их вещественным наполнением, сопоставима с фанерозойскими шкалами России и Мира.

Таблица 1. Сопоставление стратиграфических подразделений докембрия (Международная стратиграфическая шкала, Общая стратиграфическая шкала России и предлагаемая шкала).

Время млрд. лет	МСШ [7]		ОСШ [5]			Данная работа, 2016						
	Эратема	Система	Эонотема	Эратема	Система	Эратема	Система (с) суперсистема (сс) геонотема (гт)	Индекс				
	Палеозой	Кембрий		Палеозой	Кембрий	Палеозой	Кембрий (с)	311				
0.6	Нео- протерозой	Эшкарий	Верхнепротерозойская	Рифейская	Венд	Нео- протерозой	Венд (с)	232				
0.7		Криогений			Верхне- рифейская		Мезо- протерозой	Верхний рифей (сс)	231			
0.8					Тоний					Средне- рифейская		
0.9												
1.0		Мезо- протерозой			Стений			Верхнепротерозойская		Рифейская	Мезо- протерозой	Средний рифей (сс)
1.1	Экзаний		Нижне- рифейская									
1.2												
1.3	Калимий		Нижнепротерозойская (Карельская)	Верхне- карельская	Палео- протерозой	Нижний рифей (сс)	221					
1.4												
1.5												
1.6												
1.7	Палео- протерозой	Статерий	Нижнепротерозойская (Карельская)	Нижне- карельская	Палео- протерозой	Вепсий (с)	216					
1.8		Орозирий				Калевий (с)	215					
1.9												
2.0		Рясий				Ятулий (с)	214					
2.1												
2.2							Сариопий (с)	213				
2.3												
2.4		Сидерий				Счмий (с)	212					
2.5												
2.6	Неоархей	Верхнеархейская (Лопийская)	Верхне- лопийская	Неоархей	2.6-2.5 млрд. лет (гт)	133						
2.7					2.7-2.6 млрд. лет (гт)	132						
2.8					2.8-2.7 млрд. лет (гт)	131						
2.9	Мезоархей		Средне- лопийская	Мезоархей	2.9-2.8 млрд. лет (гт)	124						
3.0					3.0-2.9 млрд. лет (гт)	123						
3.1					3.1-3.0 млрд. лет (гт)	122						
3.2					3.2-3.1 млрд. лет (гт)	121						
3.3	Палеоархей	Нижнеархейская (Саамская)		Палеоархей		11						
3.4												

Составлена схема тектонического районирования территории ЮВ Фенноскандии, которая прошла длительный путь развития от 3.5 (палеоархей) до 0.26 (палеозой) млрд. лет. Выделены тектонические структуры высшего порядка: 1) Фенноскандинавский щит и Русская плита с уточненной границей между ними по подошве венда, 2) три раннедокембрийские провинции (Беломорская, Карельская и Свекофеннская), 3) два позднедокембрийских рифта (Кандалакшско - Онежский и Ладожский). Уточнена гидрографическая граница природной страны Фенноскандия на территории России от о. Хогланд в Финском заливе до Горла Белого моря [4].

Степень сохранности геологических объектов, их геохронологический возраст и взаимоотношения между собой позволяют выделить на рассматриваемой территории 9 тектонических режимов в соответствующих этапах ее развития.

Формирование и последующее преобразование геологических ассоциаций, как предполагается авторами, происходило в такой последовательности (в Ga): I этап – протокоровый (>3.2), II – мезо-, неорархейских зеленокаменных поясов (3.0-2.7), III – неорархейский аккреционный (2.75-2.65), палеопротерозойские: IV – ранний рифтогенный (2.5-2.3), V – средний протоплатформенный (2.3-1.9), VI – поздний (свекофеннский) орогенный (1.9-1.75) и VII – посторогенный (1.8-1.65), VIII – мезо-, неопротерозойский авлакогенный (1.65-0.65), IX – венд-палеозойский платформенный (0.65-0.26).

Протокоровый мегаэтап выделяется в пределах Водлозерского блока Карельской провинции на основании древнейших (3.5 млрд. лет) возрастов развитых там пород нерасчлененной серии ТТГ в ассоциации с амфиболитами и метакоматитами, а также детритовых цирконов (3.8-3.3 Ga) в перекрывающих более молодых образованиях. Тектонический режим формирования этих интенсивно измененных пород достоверно не установлен.

Этап мезо-, неорархейских зеленокаменных поясов отчетливо проявлен в Карельской провинции и недавно стал выделяться в Беломорской. Геохронологические данные по Карелии и Восточной Финляндии [8] позволяют говорить о двух генерациях поясов в мезоархее и одной в неорархее. Судя по вещественному составу вулканитов зеленокаменных поясов, они формировались, как предполагается, в одних случаях в островодужной обстановке, а в других - на океанических плато.

В аккреционный этап неорархей территория ЮВ Фенноскандии вместе с другими архейскими структурами (блоками, доменами, террейнами) образовали первый в истории Земли суперконтинент Кенорленд. Его распад и начало раннепалеопротерозойского рифтогенного этапа ознаменованы заложением сумийско-сариолийской рифтовой системы под воздействием сумийского суперплюма. Она наиболее ярко выражена на рассматриваемой карте от палеорифта Ветреный Пояс на юго-востоке до Куоляярвинской структуры Лапландского палеорифта на северо-западе. На всем своем протяжении эта система наряду с вулканогенно-осадочными образованиями сопровождается интрузивными комплексами расслоенных мафит-ультрамафитовых массивов.

Установившийся затем протоплатформенный этап характеризуется устанавливаемыми в ряде мест корами выветривания и платформенным седиментогенезом, а также платобазальтовым магматизмом, и проявился во всех трех палеопротерозойских провинциях в ятулии и людиковии.

В калевийское время в Свекофеннской провинции и, вероятно, в Беломорской начинает действовать режим орогенного типа: сначала с эпизодами прогибания и осадконакопления, а затем воздымания, сопровождающегося на разных участках субдукцией [8] или обдукцией (?) офиолитовых комплексов на Карельский кратон. Посторогенный этап характеризуется формированием осадков молассового типа и внедрением в них мощного силла габбро-долеритов в Южно-Онежской мульде и, вероятно, отражает завершающую стадию становления суперконтинента Нуна.

Самым продолжительным по времени проявления (~1 млрд. лет) в рассматриваемом регионе является мезо-неопротерозойский (рифейский) авлакогенный этап. Его следы сохранились в виде двух рифтов: Ладожского на юго-западе и Кандалакшско-Онежского на северо-востоке. Они кроме типичных терригенных осадков содержат комплекс анортозитов - гранитов рапакиви и монцодолеритов в Приладожье, а также долеритов с базальтами в Беломорье. На заключительной стадии этого этапа сформировался суперконтинент Родиния. Наиболее молодым для территории карты является венд - палеозойский этап, который широко представлен на востоке в виде западной окраины Русской плиты.

## Список литературы

1. Онежская палеопротерозойская структура (геология, тектоника, глубинное строение и минерагения). Отв. ред. Л.В. Глушанин, Н.В. Шаров, В.В. Щипцов. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2011. 438 с.
2. Куликов В.С., Володичев О.И., Голубев А.И. и др. Магматические и метаморфические формации и комплексы на новой геологической карте ЮВ Фенноскандии м-ба 1:750 000 // Петрография магматических и метаморфических горных пород. Тез. докл. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2015. С. 444-446.
3. Куликов В.С., Куликова В.В. О национальной стратиграфической шкале нижнего докембрия России. Общая стратиграфическая шкала России: состояние и перспективы обустройства. М: 2013. С. 66-67.
4. Куликов В.С., Куликова В.В., Зудин А.И. Уникальная географическая точка «Масельга» в Кенозерском национальном парке на границе природных стран Фенноскандии и Русской равнины как современный образовательный объект // Геология и цивилизация. Геология в школе и ВУЗе. Матер. IX межд. конф. и летней школы 30 июня – 9 июля 2015 г. СПб.: Изд-во РГПУ, 2015. 345-349.
5. Стратиграфический кодекс России. СПб: ВСЕГЕИ, 2006. 48 с.
6. Hanski E.J., Melezhik V.A. Litho-and Chronostratigraphy of the Palaeoproterozoic Karelian Formations. Reading the Archive of Earth's Oxygenation. V. 1. Berlin: Springer. 2012. P. 39-53.
7. Ogg J., Ogg G., Gradstein F. The Concise Geologic Time Scale. Cambridge. 2008. 177 p.
8. Precambrian geology of Finland – key to the evolution of the Fennoscandian shield (ed. Lehtinen M.) Amsterdam: Elsevier. 2005. 286 p.
9. Ramsay W. Uber die prakambrischen Systeme in ostlichen Teil von Fennoskandia // Central. Min. Geol. Paleont. 1907.

## О ПРИРОДЕ ВАРИОЛЕЙ НА КОНТАКТЕ РАЗНОВОЗРАСТНЫХ ДАЕК В ЦЕНТРЕ ВОДЛОЗЕРСКОГО БЛОКА (ЮГО-ВОСТОК ФЕННОСКАНДИНАВСКОГО ЩИТА)

Куликова В.В. Куликов В.С.

ИГ КарНЦ РАН, Петрозаводск, vkulikova@yandex.ru

Вариолитовые структуры имеют широкое распространение в докембрийских породах сложного генезиса и давно вызвали большой интерес в связи с разным толкованием их происхождения [1-3, 6, 9, 10 и многие др.]. Авторами также уделялось определенное внимание особенностям состава вариолитовой породы в целом, как матрицы, так и отдельных вариолей, а также их внутренней структуре, возникшей при кристаллизации. Был изучен ряд объектов: коматиитовые базальты свиты Ветреный Пояс, вариолитовый поток по траверсу Чертов Стул – Ялгуба и др. [8 и др.].

В 2009-10 гг. совместно со студентами – практикантами СПб Горного университета Д. Сай, Т. Пашутиной, Д. Савинской, аспирантом КНЦ РАН П.В. Икконеным, молодым специалистом ИГ КарНЦ РАН О.А. Николаевым и временным работником Е.В. Кузнецовым были выполнены ревизионные работы, направленные на изучение амфиболит-гнейсовой водлинской толщи, идентификацию общей конфигурации геологической структуры и первичных текстур пород, а также отбор проб для ряда геофизических исследований [7, 11 и др.]. Плохая обнаженность и сложная складчатость разного порядка и возраста оставили на перспективу получение достоверной информации. Обнажение «Дайки Симона» (С-1-15) (по имени А.К. Симона, впервые обратившего на него внимание как на фрагмент древнейших амфиболитов в центре Водлозерского блока в 1985 г. [5]) находится на правом берегу р. Водлы по СВ обочине автодороги и на склоне правого берега р. Водлы (рис. 1; 1 А). Данный комплекс пород датирован по цирконам, что достаточно полно опубликовано в печати. [7, 11 и др.].

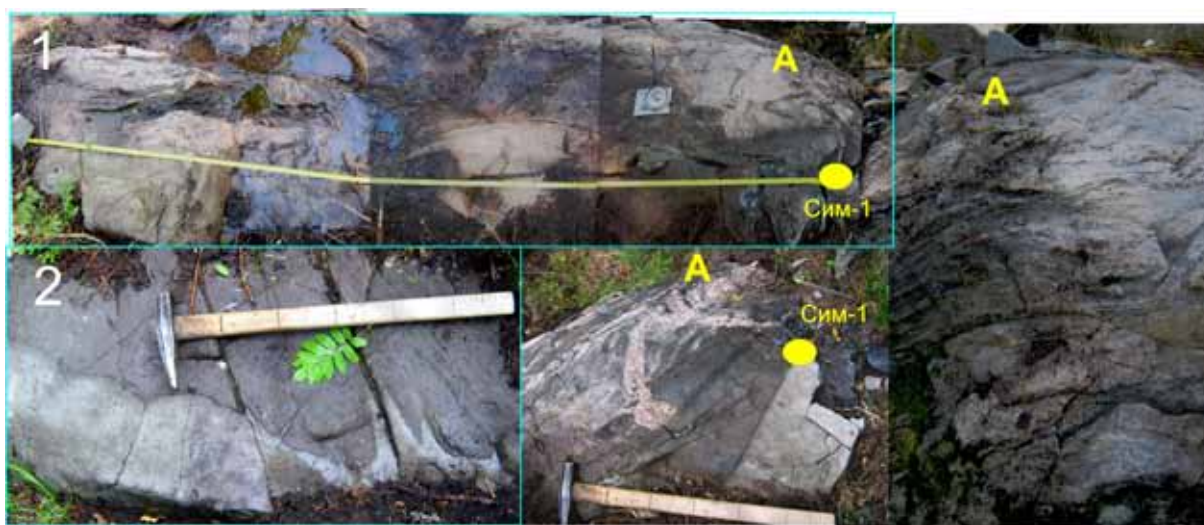


Рис. 1. Смятые в крутые складки тоналитизированные и мигматизированные амфиболиты в переслаивании с парагнейсами (1: 1А), содержащие останцы более поздних амфиболитов (1: А) с реликтами подушечных текстур (А). Комплекс пород пересекается поздними микроклиновыми гранитами, пегматитами и тонкозернистыми долеритовыми дайками (1:2 и А-Сим-1).

На микроанализаторе «INCA Eneergy 350» на базе сканирующего электронного микроскопа «VEGA II LSH» в Институте геологии Карельского НЦ РАН при участии А.Н. Тернового изучены образцы 9, 6, 4, 2 из, соответственно, центральной и эндоконтактной зоны тела габбро-амфиболитов (см. рис 1), а также из непосредственного контакта амфиболита и дайки долеритов (см. рис. 1: Сим-1). В таблице 1 указан для сравнения состав аналогичных пород из соседних обнажений датированных амфиболитов [7, 11 и др. ссылки в них]. Амфиболиты-I (Амф-1) на диаграмме TAS соответствуют монцодиоритам (кварцевым монцодиоритам), как и проба С-9, а амфиболиты-II (Амф-2) – кварцевым диоритам, как и пробы С-4 и С-2. Сравнение состава пород из контакта крупнозернистых и тонкозернистых разновидностей (рис. 2, табл. 2) свидетельствуют о некоторых различиях их химизма. Так, крупнозернистая порода соответствует кварцевым диоритам, ее внешняя тонкозернистая зона закалки – габбродиоритам (рис. 2).

Таблица 1. Состав габбро-амфиболитов и долеритов в районе моста через р. Водла на окраине дер. Водла (рис. 1 и рис. 2).

Номер пробы	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	CaO	MgO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>
Кварцевые монцодиориты									
Амф-I, по [11]	53.88	0.70	15.29	8.40	8.32	5.56	3.94	1.02	
Кварцевые диориты									
Амф-II [7, 11 др.]	52.10	0.74	13.95	11.57	9.80	7.38	2.90	0.69	
Габбро-амфиболиты (кварцевые монцодиориты), центральная зона (С-9)									
С-9-4	54.73	1.09	16.59	9.88	7.28	4.71	3.79	0.96	0.98
С-9-3	50.03	1.36	15.92	11.45	9.00	5.78	4.05	0.80	1.62
С-9-5 - гнейс	62.96	0.74	15.76	6.39	4.03	2.84	4.62	1.73	0.93
Эндоконтат габбро-амфиболитов с такситовой структурой (кварцевые диориты) (С-4)									
С-2-3	51.95	1.12	15.55	11.71	7.84	6.94	3.75	0.39	0.76
С-7-1	53.36		16.34	9.89	8.90	7.30	2.95	0.44	0.80
С-8-1	51.81		17.39	9.49	9.83	7.16	2.86	0.45	1.01
Эндоконтат габбро-амфиболитов (монцодиориты) (С-2)									
С-2-2	50.78	0.74	15.92	10.87	7.87	8.68	4.52		0.63
-=-	52.05		16.46	10.47	7.81	8.78			
С-2-3	50.98	0.71	16.75	10.61	7.44	8.66	4.8		

По контакту и, частично, в тонкозернистой матрице наблюдаются вариоли (см. рис. 2 А). Состав вариолей представлен в табл. 2, он отвечает габбродиориту. Тонкозернистые породы соответствуют кварцевым диоритам (см. табл. 2). Краевая зона представлена корочкой, состав которой отвечает пикриту.

Впервые обнаружены «вариоли» на контакте разных сред (см. рис. 2, 3) с отчетливым зональным строением и составом, отличающимся от матрицы (табл. 2). Для них характерна зональность, обратная по химизму вариолям района г. Б. Ваара [8], Ялгубы [9, 10], о-в Суйсари: от основного состава в матрице к кислому - в ядре вариоли (табл. 2). Генезис этих пород связывается с ликвационными процессами в магматической камере. Однако для данной ситуации более обоснованной может стать модель образования вариолитов за счет быстрого затвердевания продуктов диффузионного взаимодействия между остаточным пикробазальтовым расплавом и отделившимся от него водносолевым флюидом [1, 4]. Подобный остаточный флюид мог проникнуть по контакту крупнозернистого и тонкозернистого кристаллизующегося комплекса габбродиорит – кварцевый монцодиорит. Ядра вариолей характеризуются высоким содержанием MgO и Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, присутствием Na<sub>2</sub>O только в оболочке вариоли (см. табл. 2). Кроме того, в редких случаях в ядрах вариолей обнаруживаются включения пирита, хромита, халькопирита (см. рис. 3 Б).

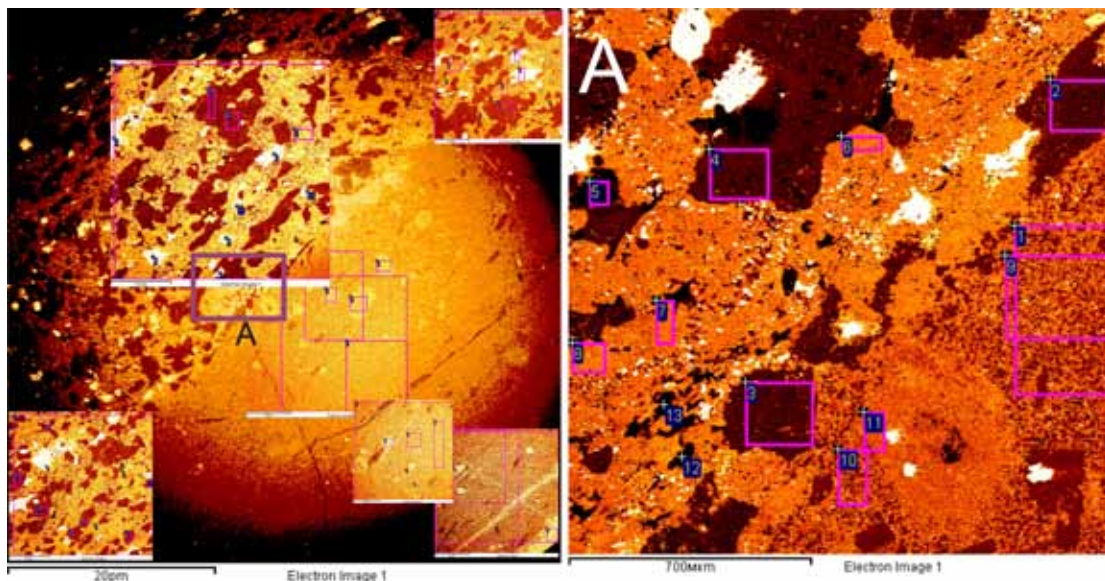


Рис. 2. Контакт крупнозернистых кварцевых монцонитов и тонкозернистых долеритов.

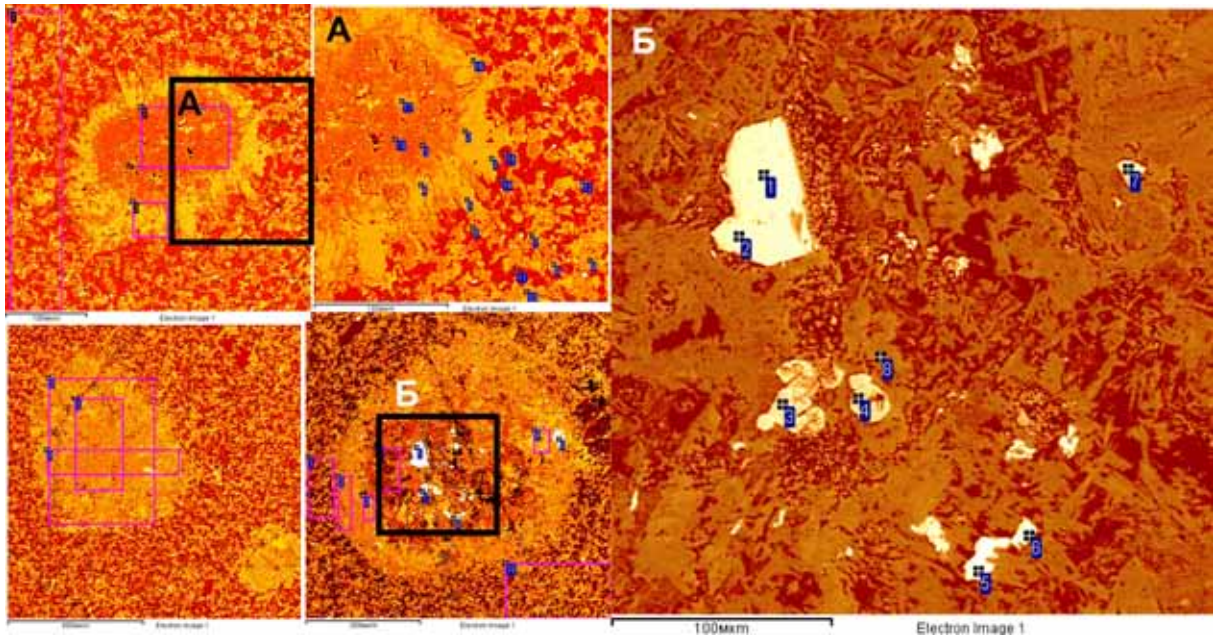


Рис. 3. Вариолы в тонкозернистом габбродиорите.

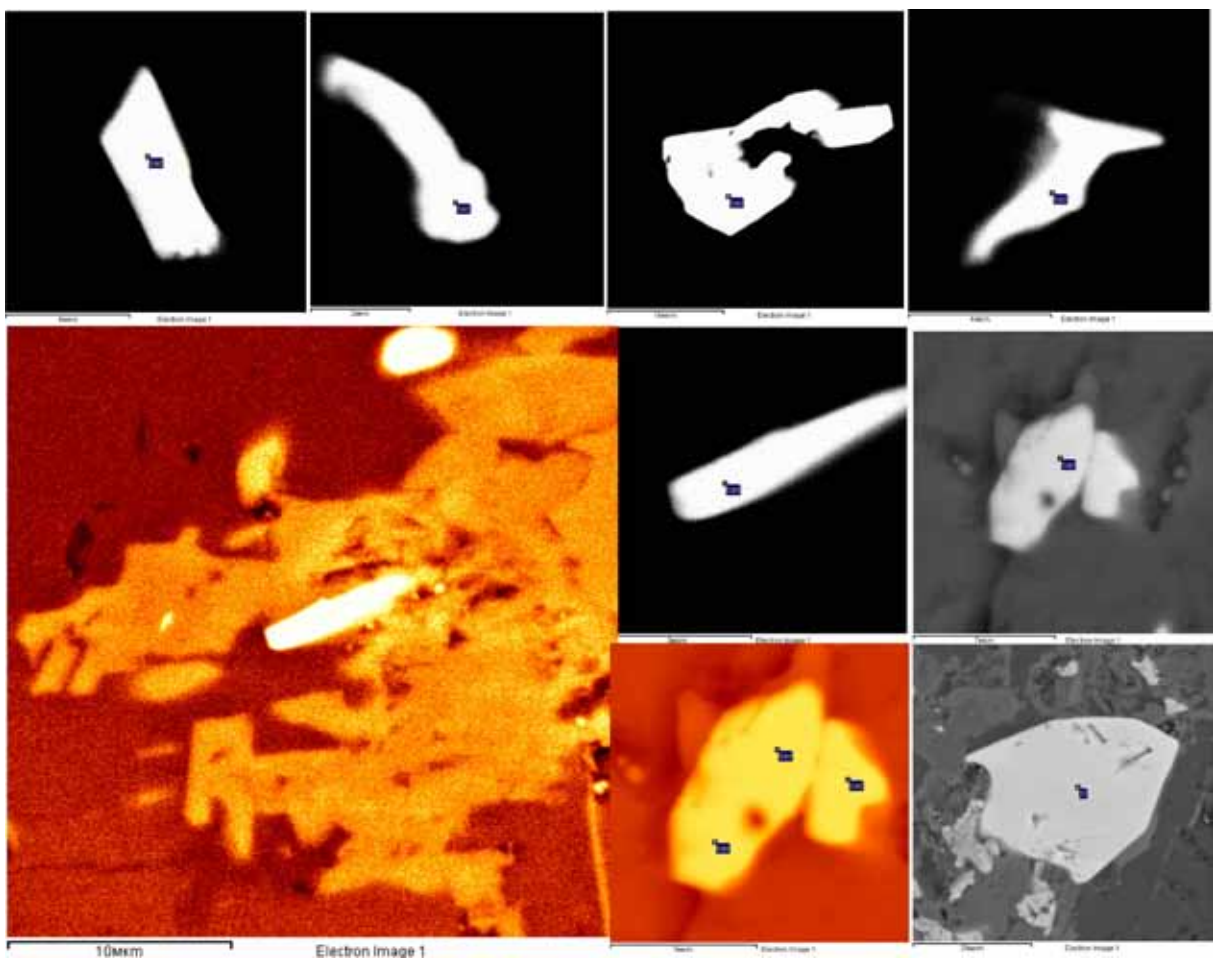


Рис. 4. Зерна бадделеита в амфиболитах и гнейсах.

Таблица 2. Составы вариолей из некоторых объектов и из рис.1 и рис. 2.

Проба	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	CaO	MgO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>
Контакт габбро-амфиболитов и долеритов (рис.2)									
С-1 – крупнозернистые (габбродиориты)									
С-1-9	48.97	1.31	14.73	14.75	10.09	5.97	3.25	0.93	
С-1-10	48.49	1.37	14.79	15.45	10.21	5.64	3.40	0.67	
С-1-11	47.46	1.43	14.15	15.73	10.41	6.00	3.22	0.62	0.98
С-1-14 М - у контакта	50.19	0.61	15.61	11.49	11.63	6.86	2.70	0.91	
	49.67	15.92	11.68	11.50	7.43		2.60	1.20	
Тонкозернистые кварцевые диориты (базальт) (С-1)									
С-1-3 Матрица (М)	50.84,	1.08,	16.14,	10.26,	10.96	7.23,	2.54,	0.96	
М + вариоли (В)	50.73	0.97	15.64	9.90	10.55	8.69	2.59	0.93	
	50.37	0.73	15.76	10.29	10.73	8.42	2.65	1.05	
<b>С-1-3-4 В</b>	<b>48.90</b>		<b>7.53</b>	<b>15.50</b>	<b>8.76</b>	<b>17.61</b>		<b>1.70</b>	
<b>С-1-3-6 В</b>	<b>50.56</b>		<b>7.23</b>	<b>14.50</b>	<b>10.36</b>	<b>16.05</b>		<b>1.31</b>	
<b>С-1-3-8 В</b>	<b>49.50</b>		<b>6.70</b>	<b>16.18</b>	<b>9.75</b>	<b>16.65</b>		<b>1.22</b>	
С-1-2 - М + В	50.14	0.81	15.57	10.94	10.97	7.53	2.23	1.20	0.61
М	50.80	0.68	16.23	10.06	10.67	7.80	2.97	0.79	
	51.29	0.75	15.97	9.79	11.19	7.05	3.00	0.98	
<b>С-1-4-4 В</b>	<b>51.70</b>		<b>6.05</b>	<b>15.06</b>	<b>9.84</b>	<b>15.05</b>	<b>2.31</b>		
М	50.63		15.80	10.52	10.15	8.66	2.93	1.31	
	50.71	0.78	15.88	10.21	11.36	7.44	2.53	1.10	
<b>С-1-5-2 В - внешняя</b>	<b>51.18</b>	<b>0.61</b>	<b>7.04</b>	<b>13.94</b>	<b>11.32</b>	<b>14.27</b>	<b>0.90</b>	<b>0.73</b>	
<b>С-1-5-3 В - средняя</b>	<b>50.61</b>		<b>6.06</b>	<b>16.27</b>	<b>11.10</b>	<b>15.09</b>		<b>0.88</b>	
<b>С-1-5-4 В - ядро</b>	<b>46.91</b>		<b>13.06</b>	<b>19.31</b>	<b>4.36</b>	<b>15.36</b>		<b>0.42</b>	<b>0.58</b>
М + В	50.25	0.90	16.87		10.80	7.48	2.64	1.38	
	51.23	0.78	15.79	9.91	10.78	7.53	2.96	1.01	
	50.32		16.78	10.18	10.96	7.48	2.77	1.51	
<b>С-1-7 М – корка закалки</b>	44.37	0.78	14.26	14.86	13.40	9.40	0.99	1.94	
<b>С-1-14 – 11 В вн. зона</b>	<b>44.85</b>	<b>0.85</b>	<b>11.40</b>	<b>16.91</b>	<b>11.55</b>	<b>12.67</b>	<b>0.77</b>	<b>1.00</b>	
С-1-15 - М	51.57	0.56	15.92	9.46	10.85	7.90	2.97	0.77	
<b>С-15-2 В - Ядро</b>	<b>53.44</b>	<b>0.95</b>	<b>2.81</b>	<b>13.16</b>	<b>12.64</b>	<b>17.01</b>			
<b>С-1-15-3 В - край</b>	<b>46.60</b>	<b>1.42</b>	<b>8.95</b>	<b>15.03</b>	<b>11.16</b>	<b>13.76</b>	<b>1.33</b>	<b>1.12</b>	
<b>С-1-19-1 В - Ядро</b>	<b>48.92</b>		<b>7.57</b>	<b>16.28</b>	<b>8.83</b>	<b>16.79</b>		<b>1.62</b>	
<b>Сумма С-1-19-2 и С-1-19-3</b>	<b>47.60</b>		<b>8.51</b>	<b>16.59</b>	<b>9.20</b>	<b>15.75</b>		<b>1.78</b>	<b>0.56</b>
	<b>52.73</b>		<b>4.01</b>	<b>14.32</b>	<b>11.59</b>	<b>16.82</b>		<b>0.54</b>	
Строение и состав вариоли из базальтов «Чертов Стул».									
ядро (трахит)	61.36		13.12	5.96		4.19	4.57	1.90	
матрица (то же)	61.48	1.87	16.70	5.31	5.44	1.47	5.65	3.08	
эндоконтакт ядра - трахибазальт	55.88	1.73	11.75	10.14	8.70	7.14	3.69	0.96	
оболочка ядра (пикрит)	41.89	1.93	0.77	19.32	13.60	9.99		0.65	

В тонкозернистых породах встречается пылевидная рудная минерализация: халькопирит, гематит, пирит, самородная медь и др. В образцах тонкозернистых габбродиоритов установлены зерна бадделейта, размером не более 10 мкм (рис. 4). Их присутствие ранее не отмечалось.

#### Список литературы

1. Гельмерсен Г. П. Геогностические исследования Олонцкого горного округа, произведенные в 1856, 1857, 1858, 1859 гг. // Горный журнал. 1860. Ч. 4. № 12. С. 517-59.



2. Гудин А.Н. Петрология палеопротерозойских (суйсарских) вариолитовых лав Онежской структуры, Центральная Карелия, Балтийский щит /Автореф. канд. дисс. М.: ИГЕМ РАН, 2011. 27 с.
3. Иностранцев А.А. О вариолите // Тр. СПб. об-ва естествоиспыт. 1874. Т. 5. Вып. 1. С.10-34.
4. Косарев М. А., Тесалина С. Г., Миннибаева К. Р. Химический состав магматических и метаморфических минералов бонинитовых вариолитов Бурибайского палеовулканического комплекса // Геологический сб. Информационные материалы. Институт геологии Уфимского научного центра РАН. Уфа. № 8. С. 120-125. [http://www2.anrb.ru/geol/PAPERS/E2009/18\\_02\\_09.pdf](http://www2.anrb.ru/geol/PAPERS/E2009/18_02_09.pdf).
5. Куликов В.С., Симон А.К., Куликова В.В. и др. Эволюция магматизма Водлозерского блока Карельской гранит-зеленокаменной области в архее // Геология и геохронология докембрия Восточно-Европейской платформы. Л.: Наука, 1990. С. 92-100.
6. Левинсон-Лессинг Ф.Ю. Олонецкая диабазовая формация // Тр. СПб. об-ва естествоисп. 1888. Т. 19. 370 с.
7. Левченков О.А., Лобач-Жученко С.Б., Сергеев С.А. Геохронология Карельской гранит-зеленокаменной области // Изотопная геохронология докембрия. Л.: Наука, 1989. С. 63-72.
8. Прохоров А. А., Платонова Е. А., Шредерс М. А. и др. В. Компоненты информационного пространства ботанического сада. Геоинформационная система Ботанического сада ПетрГУ // Hortus bot. 2013. Т. 8, URL: <http://hb.karelia.ru/journal/article.php?id=1761>. DOI: 10.15393/j4.art.2013.1761
9. Светов С.А. Ликвационная дифференциация в базальтовых системах (на примере суйсарских вариолитов Ялгубского кряжа)\* [http://resources.krc.karelia.ru/krc/doc/publ2009/geology\\_11\\_121-135.pdf](http://resources.krc.karelia.ru/krc/doc/publ2009/geology_11_121-135.pdf)
10. Светов С.А. Контаминация как фактор инициализации ликвационного фракционирования базальтовых расплавов Литосфера, 2013. № 2. С. 3-19
11. Lobach-Zhuchenko S.B., Levchenkov O.A., Chekulaev V.P. and Krilov I.N. Geological evolution of the Karelian granite-greenstone terrain. Precambrian Res., 1986. V. 33. P. 45-65.

## **УСЛОВИЯ МЕТАМОРФИЗМА АРХЕЙСКОГО ГРАНИТОИДНОГО МАТРИКСА ГРИДИНСКОГО ЭКЛОГИТСОДЕРЖАЩЕГО КОМПЛЕКСА (МЕТАЭНДЕРБИТОВ И ГНЕЙСОГРАНИТОВ)**

Максимов О.А., Володичев О.И.

КарНЦ РАН, Петрозаводск, [olemaximov@mail.ru](mailto:olemaximov@mail.ru)

Беломорский подвижный пояс – одна из наиболее сложных структур Фенноскандинавского щита, что во многом определяется длительным полициклическим развитием земной коры этой провинции. В его пределах был установлен древнейший в мире архейский эклогитсодержащий комплекс [2]. Гридинский эклогитсодержащий комплекс (ГЭК) – важнейший объект для изучения геодинамических процессов в архее. Он представляет собой интенсивно мигматизированный меланж, в значительной степени преобразованный наложенными процессами деформаций и метаморфизма. Матрикс меланжа сложен метаэндербитами, гнейсами и гнейсогранитами [5]. Обломочная составляющая представлена неравномерно распределенными в матриксе многочисленными телами (эклогитов, амфиболитов, цоизититов и др.) линзовидной либо угловатой формы.

Характерной особенностью данного комплекса является проявление в неорхее и в палеопротерозое высокобарного метаморфизма эклогитовой фации. Однако признаки высокобарного метаморфизма сохранились лишь в породах из ксенолитов. Породы матрикса существенно мигматизированны и большинство не обладает достаточным набором минералов в составе для определения РТ-условий образования. Это обстоятельство сконцентрировало внимание большинства исследователей на изучении ксенолитов Гридинского комплекса, в то время как формирование и преобразование пород матрикса оставались неизученными. В последнее время появилась новая информация по исследованиям метаэндербитов ГЭК [3, 4], где детально описаны особенности геологического строения и развития метаэндербитов. Из метаэндербитов острова Кокков-2 выделены цирконы и установлен возраст методом лазерной абляции  $2719 \pm 9$  млн. лет (оценки возраста – U-Pb конкордантные значения) – предполагаемое время высокотемпературного гранулитового метаморфизма в ГЭК. Данная работа дополняет эти исследования новой информацией по РТ-условиям образования метаэндербитов и гнейсогранитов.

**Метаэндербиты** широко распространены в Гридинском эклогитсодержащем комплексе и встречаются как в виде крупных массивов (более 500 м), так и более локальных проявлений в виде жил. Наиболее перспективные для изучения участки расположены на островах Прянишная луда и Кокков-2. Преиму-

щественно это лейкократовые, светло-серые с розоватым или зеленоватым оттенком, среднезернистые, крупнозернистые породы. Их главная текстурная особенность – наличие равномерно расположенных коронарных агрегатов (рис. 1 А, Б), сложенных различными минералами, преимущественно – амфиболом, гранатом, биотитом и ортопироксеном [4]. На выветрелой поверхности обнажений эти агрегаты выщелачиваются и породы приобретают «рябую» текстуру [1]. Большинство коронарных структур в центральной части содержат не ортопироксен, а комплекс минералов, заместивших его (амфибол, хлорит, кальцит).

#### Минералогический состав метаэндербитов:

Главные минералы: плагиоклаз – 30-45 %, кварц – 30-40 %, амфибол – 10-15 %, биотит – 5-15 %, гранат – 5-10 %, ортопироксен – 1-5 %. Вторичные: карбонаты – 1-5 %, эпидот – 1-3 %, хлорит – 1 %. Акцессорные минералы представлены магнетитом, ильменитом, рутилом, цирконом, апатитом, пиритом, эпидотом. В эндербитах с острова Прянишная луда были впервые обнаружены две генерации ортопироксена. Первая генерация представлена крупными гипидиоморфными кристаллами ортопироксена (до 1.5 мм) из центральной части коронарных структур. Эти зерна обрастают амфиболом, плагиоклазом и кварцем. Предположительно эти ортопироксены являются реликтами ранней магматической минеральной ассоциации. Вторая группа ортопироксенов представлена более мелкими разно ориентированными ксеноморфными зернами (до 0.2 мм), которые приурочены к внутренней границе гранатовых «корон». Данные ортопироксены находятся в равновесии с кристаллами граната, плагиоклаза, амфибола и биотита. Формирование второй генерации ортопироксенов связано с этапом метаморфического преобразования пород в области повышенных температур и давлений.

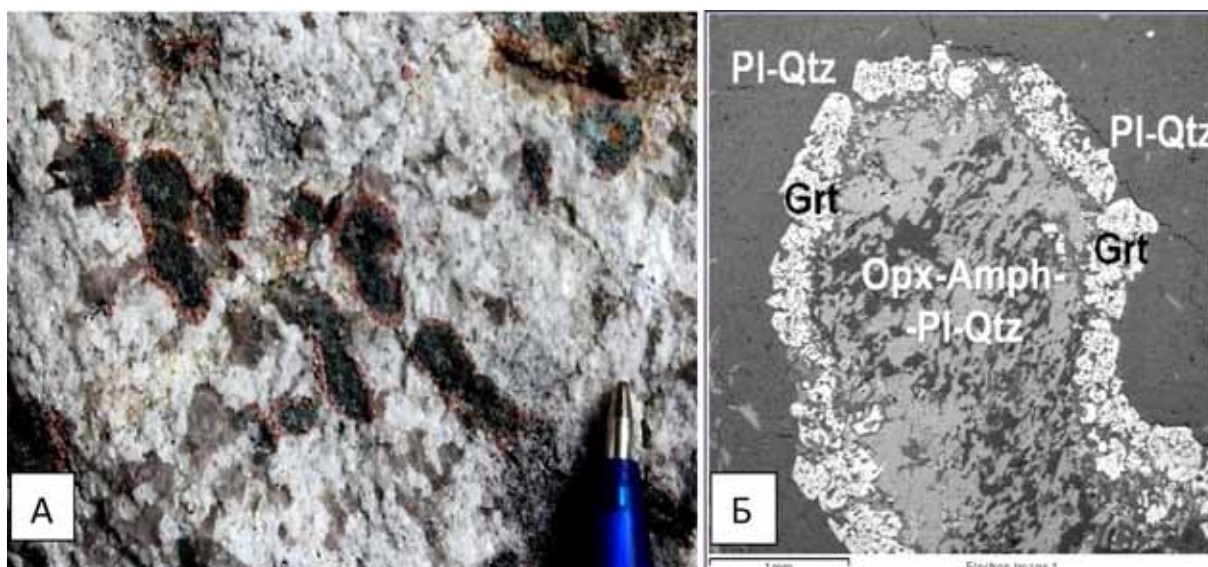


Рис. 1. Изображения коронарной структуры метаэндербитов: (А) макроскопическое в образце и (Б) микроскопическое в шлифе (BSE изображение).

Зерна граната (0.1-0.5 мм) формируют коронарные структуры вокруг Оpx-Hbl-Bt-Pl-Qtz минеральной ассоциации. Отдельные кристаллы граната, имеющие пойкилобластовую структуру, содержат включения кварца, плагиоклаза, амфибола, биотита, реже клинопироксена. В составе граната преобладают альмандиновый (35-47 %) и пироповый (30-36 %) миалы, концентрация гроссуляра 15-23 %.

Амфибол в центральной части коронарных структур образует каймы вокруг крупных зерен ортопироксена. В менее сохранных породах амфибол замещает ортопироксен и заполняет большую часть «корон». Гипидиоморфные кристаллы амфибола содержат включения плагиоклаза. Согласно классификации Б. Лика и др. (1997) изученные амфиболы попадают в поле магнезиальной роговой обманки, реже чермакита и паргасита.

**Термобарометрия.** Исходя из принципов «классической термобарометрии» использовались химические составы краевых частей кристаллов, которые имеют непосредственный контакт друг с другом. Расчет P-T-условий выполнен при помощи комплекса программ TWQ [6]. Отсутствие парагенетических минералов с ранней генерацией ортопироксена не позволяет оценить P-T-условия его формирования. Однако

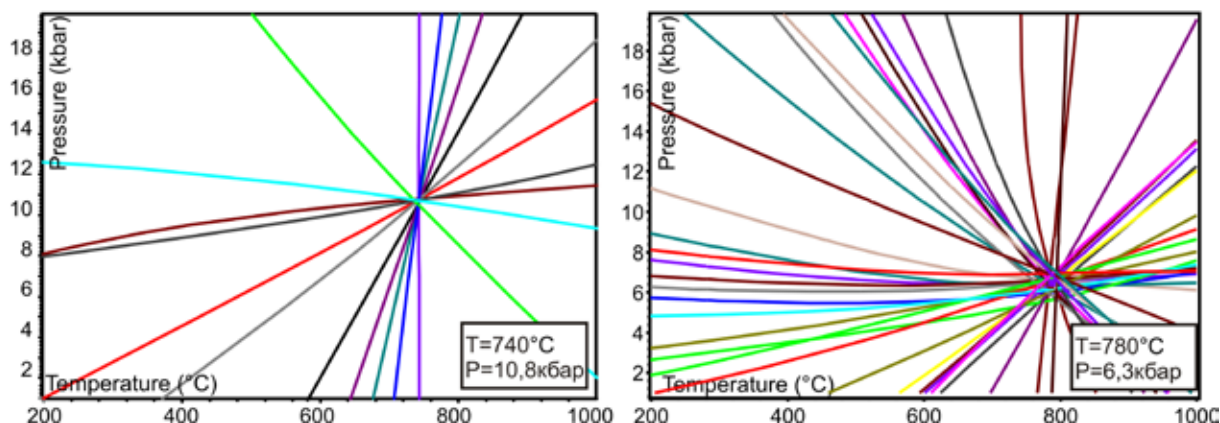


Рис. 2. РТ-диаграммы линий постоянного состава минералов изученных образцов (А) метаэндербитов о. Прянишная луда Grt-Opx-Pl-Qtz-Bt минеральный парагенезис; (Б) гнейсов о. Воротная луда Grt-Amph-Cpx-Qtz-Ilm-Rt минеральный парагенезис.

вторая генерация ортопироксена сформировалась совместно с Grt, Pl, Qtz и Bt, что позволяет достаточно достоверно определить РТ-условия. Давления и температуры метаморфизма рассчитывались по Grt-Opx-Amph-Pl-Qtz минеральному парагенезису.

В результате были установлены температуры и давления метаморфического преобразования эндербитов, при которых сформировался Grt-Opx-Pl-Qtz-Bt минеральный парагенезис при  $P=10.8$  кбар и  $T = 740$  °С (рис. 2 А). Образование Grt-Amph-Pl-Qtz происходило при значительном снижении условий метаморфизма  $P = 7.5$  кбар и  $T = 630$  °С. Из этого следует, что в период декомпрессии пород Гриндинского комплекса в условиях повышенных температур гранулитовой фации сформировались эндербиты. Позднее они претерпели изменения в ходе метаморфизма в условиях высокобарной гранулитовой и амфиболитовой фаций.

Мигматизированные гнейсы и гнейсограниты являются основным компонентом матрикса Гриндинского меланжа. Обычно это лейкократовые светло-серые породы с гнейсовой либо полосчатой текстурой. По минералогическому составу это биотитовые гнейсы, которые могут содержать гранат, амфибол, эпидот, ильменит, рутил, клинопироксен. Высокое содержание меланократовых минералов в гнейсах прослеживается вблизи зон с большим количеством ксенолитов.

В западной части острова Воротная луда дайка оливиновых габброноритов сечет мигматизированные клинопироксен-гранат-биотитовые-амфиболовые гнейсы. По результатам ранних исследований [7] известен возраст дайки габброноритов около 2.4 млрд. лет. На основании изложенной выше информации гнейсы западной части о. Воротная луда сформировались в архейское время.

В результате термобарометрических расчетов установлены РТ-условия для Grt-Bt-Cpx-Amph-Qtz-Ilm-Rt минерального парагенезиса из мигматизированных гнейсов о. Воротная луда  $T = 750-800$  °С,  $P = 5.8-6.7$  кбар (рис. 2 Б). Эти условия, вероятнее всего, отвечают этапу гранулитового метаморфизма пород ГЭК, близкого по времени формирования эндербитов.

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

Авторы выражают благодарность Д.В. Доливо-Добровольскому за использование дополнительного программного обеспечения к TWQ.

### Список литературы

1. Володичев О.И. Беломорский комплекс Карелии (геология и петрология). Л., 1990. 248 с.
2. Володичев О.И., Слабунов А.И. и др. Архейские эклогиты Беломорского подвижного пояса, Балтийский щит // Петрология, 2004, С. 609-629.
3. Сибелев О.С., Гоголев М.А., Максимов О.А. Геологическая позиция и условия формирования метаэндербитов Гриндинской зоны эклогитсодержащего меланжа (Беломорский подвижный пояс) // Геология и полезные ископаемые Карелии. Вып. 16. Петрозаводск, 2013. С. 5-20.
4. Сибелев О.С., Слабунов А.И., Максимов О.А. и др. Неархейские эндербиты Гриндинского эклогитсодержащего комплекса (Беломорский подвижный пояс): петрология, геохронология // Магматизм и метаморфизм Фенноскандинавского щита. Тез. докл. XII Всерос. петрограф. совещ. Петрозаводск: Ин-т геологии КарНЦ РАН, 2015. С. 498-500.

5. Слабунов А.И. Геология и геодинамика архейских подвижных поясов (на примере Беломорской провинции Фенноскандинавского щита) Петрозаводск, КарНЦ РАН, 2008. 296 с.
6. Berman, R.G. Thermobarometry using multi-equilibrium calculations: a new technique, with petrological applications; in, Quantitative methods in petrology: an issue in honor of Hugh J. Greenwood; Eds. Gordon, T M; Martin, R F. Canadian Mineralogist. 1991. V. 29. P. 833-855.
7. Volodichev O.I., Slabunov A.I., Sibelev O.S., Skublov S.G., Kuzenko. V. I. 2012. Geochronology, Mineral Inclusions, and Geochemistry of Zircons in Eclogitized Gabbroanorthites in the Gridino Area, Belomorian Province // Geochemistry International. V. 50. N. 8. P. 657-670.

## **НЯРТИНСКИЙ КОМПЛЕКС: ПЕТРОГРАФИЯ, ИСХОДНАЯ ПРИРОДА МЕТАМОРФИТОВ И ИХ ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ**

Маркова П.А.

ИГ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар, polina.kolesnik@bk.ru

В официально утвержденных стратиграфических схемах Приполярного Урала в настоящее время в докембрийском разрезе выделяются следующие стратиграфические подразделения (снизу-вверх): няртинский комплекс нижнего протерозоя, обрамляющие его маньхобейнская и щокурьинская нижнерифейские свиты; пуйвинская свита, включающая базальную ошизскую толщу среднего рифея. К верхнему рифею относятся хобейнская, мороинская (санаизская) и саблгорская свиты. Разрез докембрия венчает лаптопайская свита вендского возраста [3].

Няртинский гнейсо-мигматитовый комплекс слагает ядро Хобейнской антиклинали, расположенной на Приполярном Урале в северной части Ляпинского антиклинория в пределах Кожимского поперечного поднятия. Он представляет собой вытянутый в северо-восточном направлении тектонический блок длиной 65 км. В юго-западной части ширина выхода комплекса на дневной поверхности около 15 км, в северо-восточной части метаморфические толщи выступают в виде изометричного, почти круглого в плане блока диаметром 30-35 км. В составе комплекса наибольшим распространением пользуются гнейсы и кристаллические сланцы, а также продукты их гранитизации (мигматиты). В подчиненном количестве присутствуют амфиболиты, амфиболсодержащие кристаллические сланцы, кварциты, мраморы. Низкотемпературные диафориты имеют вид хлорит-мусковит-альбит-кварцевых, эпидот-альбит-хлорит-актинолитовых, кальцит-эпидот-хлоритовых сланцев. По литологическому составу пород и их соотношению в разрезе комплекса устанавливается две толщи: нижняя – амфиболито-гнейсовая (мощность более 500 м) и верхняя плагиогнейсово-сланцевая (мощность более 700 м) [2].

В своих исследованиях большое внимание нами было уделено изучению нижней толщи комплекса (амфиболито-гнейсовой), а именно наиболее распространенным здесь породам – гнейсам и амфиболитам. В верхней толще нами были изучены преимущественно кварциты.

Породы няртинского комплекса являются полиметаморфическими образованиями и наложение нескольких этапов деформации и метаморфической перекристаллизации привело к тому, что какие-либо реликтовые текстуры и структуры исходных образований отсутствуют. Распознать их иногда удается только в кварцитах, где тонкую неравномерную полосчатость можно трактовать как реликтовую первичную слоистость. Специальные исследования на изучаемой территории показали, что при прогрессивном региональном метаморфизме главные особенности химического состава пород сохраняются и отражают химизм исходных толщ [1]. Поэтому для установления первичной природы метаморфитов няртинского комплекса и их палеогеографических условий осадконакопления мы считаем целесообразным использование их петро- и геохимических особенностей. Дополнительные сведения о протолите метаморфитов нами были получены так же при анализе акцессорного циркона, который обладает способностью сохранять свои морфологические особенности даже в условиях высоких ступеней метаморфизма.

Амфиболиты представляют собой редкие пластообразные тела среди гнейсов, гранито-гнейсов и кристаллических сланцев. Мощность прослоев составляет десятки сантиметров и первые метры, а протяженность десятки и сотни метров. Маломощные прослои амфиболитов смяты в складки, иногда изоклиналильные, часто будинированы и имеют вид линз. Породы имеют темно серо-зеленую иногда черную окраску, состоят из роговой обманки – 40-70 %, плагиоклаза-андезина – 10-30 %, эпидота – до 15 %. Часто присутствует гранат – 5-10 % до 20 %. В гранитизированных разновидностях амфиболита встречаются

кварц, биотит, мусковит, микроклин. Наиболее обычны вторичные низкотемпературные минералы хлорит и кальцит. Акцессорные минералы представлены магнетитом, пиритом, сфеном, апатитом, очень редко встречается циркон.

Амфиболиты няртинского комплекса являются исходными ортопородами. По своему химическому составу они относятся к низко- и умереннокалиевым магматическим породам толеитовой и известково-щелочной серии базит-андезитовой ассоциации. Изучение акцессорных минералов также подтвердило исходную магматическую природу амфиболитов. Так в этих породах отсутствуют детритовые акцессории, а циркон встречается в очень малых количествах в шлифах в виде идиоморфных кристаллов, характерных для магматических пород основного ряда.

Среди гнейсов по минеральному составу были выделены две разновидности – биотитовые и биотит-мусковитовые.

Биотитовые гнейсы представляют собой полосчатые зеленовато-серые и серые мелко-среднезернистые породы. Содержание биотита в гнейсах 10-25 %, редко до 40 %. Плаггиоклаз в количественном отношении преобладает над кварцем и представлен альбитом или олигоклазом. В небольшом количестве встречается решетчатый микроклин (до 10 %), а также гранат, эпидот, роговая обманка и мусковит (первые проценты).

Биотит-мусковитовые гнейсы имеют светло зеленовато-серый цвет, характеризуются отчетливой сланцеватой текстурой, среднезернистой структурой и редко контрастной полосчатостью. Полосчатость обусловлена наличием тонких кварц-полевошпатовых прослоев и линзовидных обособлений. В минеральном составе пород присутствует плаггиоклаз (альбит) и кварц, мусковит преобладает над биотитом и составляет – 10-20 %. Отмечаются гранат в количестве от 5 до 20 % и биотит от 5 до 15 %. Среди второстепенных минералов встречаются роговая обманка, эпидот.

Среди вторичных минералов в изученных гнейсах присутствуют хлорит и кальцит. Акцессорные минералы представлены апатитом, ильменитом, пиритом, рутилом, цирконом, титанитом, анатазом, галенитом, турмалином, кианитом, ортитом, шеелитом, монацитом, молибденитом, флюоритом. Во всех пробах встречаются циркон, апатит, турмалин и титанит.

Кварциты образуют прослой мощностью 0.5-5 м, иногда до 20-30 м среди кристаллических сланцев. Породы представляют собой белые и светло-серые, среднезернистые, полосчатые, умеренно рассланцованные породы. В минеральном составе как правило преобладает кварц, в некоторых образцах до 80 %, постоянно присутствует альбит, но с различной вариацией его содержания в породах – 10-30 %. Отмечается так же мусковит – до 10 %, реже встречаются микроклин, биотит, хлорит и кальцит. Акцессорные минералы представлены апатитом, цирконом, титанитом и магнетитом.

При минералогических исследованиях в гнейсах и кварцитах был установлен как обломочный (аллотигенный), так и новообразованный (аутигенный) циркон, что позволило отнести гнейсы и кварциты к исходным парапородам.

По химическому составу биотитовые гнейсы являются исходными песчаниками грауваккового состава, биотит-мусковитовые гнейсы полимиктовыми алевролитами, а кварциты олигомиктовыми песчаниками преимущественно полевошпат-кварцевого состава.

Петрохимические особенности пород показали, что биотитовые гнейсы представляют собой петрогенные образования, исходным материалом для которых была вулканокластика основного состава, не претерпевшая особой механической дифференциации. Биотит-мусковитовые гнейсы и кварциты формировались как за счет петрогенного осадка, так и рециклированного, в различной степени претерпевшего динамическую сортировку. При этом при формировании биотит-мусковитовых гнейсов большой вклад вносила вулканокластика основного состава, а при формировании кварцитов кислая.

Расчитанные литохимические индексы палеоклимата CIW, CIA, ICV и  $\sum Ce / \sum Y$  указывают на то, что формирование амфиболитов, кварцитов, биотитовых и биотит-мусковитовых гнейсов проходило в холодном сухом климате при достаточно расчлененном рельефе. При этом биотитовые гнейсы формировались за счёт слабовыветрелых продуктов, а при формировании биотит-мусковитовых гнейсов и кварцитов в область осадконакопления поступал более петрохимически зрелый эродированный материал.

## Список литературы

1. Пыстин А.М., Озеров В.С. и др. Отчет по геологическому доизучению масштаба 1:50000 Россомыхинской площади на территории листов Q-47-97-Т; 98-А, Б, В (Россомыхинская ГСП. 1983-1986 г.). Воркута, 1986.

2. Пыстина Ю.И., Пыстин А.М. Цирконовая летопись Уральского докембрия. Екатеринбург: УрО РАН, 2002. 168 с.
3. Стратиграфические схемы Урала (докембрий, палеозой). Екатеринбург, 1994.

## **ГЕОХРОНОЛОГИЯ НЕКОТОРЫХ ЧЕТВЕРТИЧНЫХ ЭФФУЗИВОВ АРМЕНИИ В СВЕТЕ КОМПЛЕКСНОГО АНАЛИЗА НОВЕЙШИХ РАДИОИЗОТОПНЫХ, ПАЛЕОМАГНИТНЫХ И БИОСТРАТИГРАФИЧЕСКИХ ДАННЫХ**

Мелик-Адамян Г.У.

Институт геологических наук НАН РА, Ереван, Армения, hmelik-adamyan@mail.ru

Общеизвестно, что для решения современных геохронологических задач необходим комплексный подход, основанный на совместном анализе радиоизотопных, палеонтологических, палеомагнитных и стратиграфических данных. В этом контексте некоторые позднекайнозойские эффузивные и осадочные образования Армении, имеющие широкое площадное распространение и более или менее четкое стратиграфическое положение, можно рассматривать как почти идеальные модели для решения этих задач.

Среди вулканогенных образований квартера можно выделить по крайней мере два эффузивных комплекса, хорошо удовлетворяющих вышеперечисленным критериям: нижнеэоплейстоценовые покровные долеритовые базальты и нижнеэоплейстоценовые игнимбриты касак-памбакского типа, или черно-красные туфы ереван-ленинканского типа.

Долеритовые базальты широко развиты на территории центральной и северной Армении и в южной Грузии. Они одновозрастны и образуют обширные покровы, плато и протяженные лавовые потоки в долинах рек Раздан, Ахурян, Дебед, Дзорагет общей площадью около 5000 км<sup>2</sup> и суммарной мощностью около 250 м. Почти повсюду они характеризуются однородным петрографическим составом и полнокристаллической долеритовой, порфировой, сериально-порфировой структурой. Визуально это серые или темно-серые породы нередко плотного сложения, с характерным слабым блеском в свежем изломе, которые образовались вследствие линейного, или трещинного вулканизма. [3, 4, 6, 9, 17, 24].

Долеритовые базальты на территории Армении повсеместно (приереванский район, северная Армения) характеризуются хорошо выраженной обратной намагниченностью [2, 18, 19, 20]. Изначально K/Ar возраст долеритовых базальтов, отобранных из многочисленных точек северной Армении приереванского района и бассейна среднего течения р. Раздан, по данным Лаборатории геохронологии и изотопных исследований ИГН АН Арм.ССР, колебался в пределах от 3.7 до 3.45 Ма (средние значения) [5].

Далее K/Ar возраст долеритов территории г. Ереван в Лаборатории калий-аргоновой изотопии Института ядерных исследований (Атомки) г. Деберцен в Венгрии был несколько омоложен и передатирован в пределах 2.47±0.17 Ма [6]. В последние годы в Лаборатории изотопной геохронологии ИГЕМ РАН для оливиновых платобазальтов (долеритовые базальты) в ущелье р.Ахурян получена K/Ar дата в 2.5±0.2 Ма [25].

И, наконец, Ar-Ar возраст образца долеритового базальта из приереванского района, по данным Лаборатории университета Утрехт, Нидерланды, определен в довольно узком диапазоне в 2.37±0.03 Ма продолжительностью всего в 0.06 Ма [17, 29]. Если взять за основу данную датировку, то в современной международной палеомагнитной шкале ATNTS -2012 (Astronomically Tuned Time Scale) [23] данный узковертикальный диапазон (от 2.4 до 2.34 Ма) почти полностью совпадает с обратномагнитным субхронном (в интервале от 2.39 до 2.33 Ма) в самых низах хрона Матуяма, что, в свою очередь, коррелируется с морскими изотопными стадиями 92-93. Ранее автором данной статьи [15] в магнитостратиграфической схеме верхнего кайнозоя Армении эти долеритовые базальты рассматривались в намного более широком диапазоне (обратномагнитный интервал от 2.58 до 2.15 Ма) в самых низах хрона Матуяма, в соответствии с устаревшей магнитостратиграфической шкалой Берггрена 1995 г. [27].

Другим эффузивным региональным геомаркером для центральной и северной Армении, имеющим радиоизотопные, палеомагнитные и биостратиграфические характеристики, являются спекшиевые черно-красные туфы ереван-ленинканского типа, которые некоторыми исследователями [12] обозначаются как игнимбриты касак-памбакского типа общей мощностью от 1-2 до 18 м.

Данные игнимбриты, как и остальные туфы неовулканической зоны Армении, известным вулканологом А.Н. Заварицким, одним из пионеров в изучении игнимбритового вулканизма Армении, а также Г.

Макдональдом, Б. Пийпом, И. Лучицким и Г. Тазиевым, рассматривались в качестве четырех природных эталонных областей мира как уникальный феномен пелейско-плинийского типа извержений [9].

Игнимбриды касак-памбакского типа в северо-западной (ширакский покров), северо-восточной (памбакский поток) и центральной Армении (касах-разданский поток до приереванского района включительно) одновозрастны, извергались крупным полигенным стратовулканом Арагац [12], повсеместно, как и большинство других игнимбритовых образований республики, характеризуются прямой, или положительной, остаточной намагниченностью [11, 19] и традиционно коррелировались с прямо намагниченным хроном Брюнес [11, 15, 19, 22].

Стратиграфическое положение данных игнимбритов определяется между базальтическими андезитами Шамирамского плато несколько южнее г. Арагац с К/Аг возрастом 0.91-0.87 Ма (лаборатория изотопной геохронологии ИГЕМ РАН) [7, 13, 25] и пемзами ириндского (или ашнакского) потока с Аг/Аг датировкой в  $0.49 \pm 0.028$  Ма, которые перекрывают туфы и в свою очередь перекрываются трахибазальтовыми андезитами т.наз. аштаракского потока [10]. Его К/Аг возраст определен в интервале  $0.53 \pm 0.07$  Ма [7, 8, 25].

В другом случае ереван-ленинканские туфы перекрыты базальтическими андезитами вулканического конуса Тирин-Катар с К/Аг датировкой  $0.45 \pm 0.07$  Ма [8, 13, 25]. Таким образом, максимальный хронологический интервал стратиграфического положения данных туфов варьирует от 0.91 до 0.52 Ма, а минимальный от 0.87 до 0.462 Ма.

Ранее, на основании морфологических особенностей эволюционного развития ископаемых грызунов (полевок), обнаруженных как под (арапийская свита), так и над игнимбритовыми образованиями в окрестностях г. Гюмри, биостратиграфический диапазон этих игнимбритов определялся в рамках ранней стадии тираспольского фаунистического комплекса и датировался в интервале 0.7-0.6 Ма [1, 14, 15].

Нововыявленные Аг/Аг датировки данных игнимбритов в  $0.66 \pm 0.004$  Ма (изотопная лаборатория Геологической службы Японии) [7, 28] почти полностью подтверждают биостратиграфическую датировку более чем двадцатилетней давности, проведенную автором. Таким образом опровергается укоренившаяся в литературе точка зрения [20, 21] о якобы среднеплейстоценовом (сингильский фаунистический комплекс, приблизительно 0.4-0.3 Ма) возрасте этих игнимбритов, основанная на устаревших определениях фауны крупных млекопитающих и частично на неверной интерпретации биостратиграфического значения этой фауны из подстилающих эти игнимбриты, но фактически одновозрастных с ними озерно-аллювиальных отложений арапийской (или арапинской) свиты [1, 14, 15].

Косвенным, но весьма важным и независимым доказательством в пользу высокой прецизионности и достоверности Аг/Аг датировок этих игнимбритов является установленный факт фациальных переходов туфов ереван-ленинканского типа в  $0.66 \pm 0.04$  Ма в пламенные туфы шамирам-бюраканского типа у сс. Верхний Талин, Ошакн и т.д. [26], Аг/Аг возраст которых в  $0.65 \pm 0.038$  Ма [7, 16, 28] практически не отличается от первых.

Таким образом, как долеритовые базальты, так и туфы ереван-ленинканского типа можно рассматривать как удобные модели для решения комплексных геохронологических задач не только для Армении и Кавказа, но и для всей бывшей территории СССР и Ближнего Востока, особенно в контексте новейших Аг/Аг датировок.

### Список литературы

1. Агаджанян А.К., Мелик-Адамян Г.У. Первая находка ископаемой слепушонки из нижнего неоплейстоцена Ширакской котловины Армении. Тезисы международного совещания «Териофауна России и сопредельных территорий» на X съезде Териологического общества общества РАН. М.: Товарищество науч. изд. КМК, 2016. С. 13.
2. Акопян Ц.Г. К вопросу об одновозрастности долеритовых базальтов приереванского района и Лорийского плато. ДАН Арм. ССР. 1955. Т. 21. № 5. С. 199-203.
3. Асланян А.Т., Багдасарян Г.П., Ширинян К.Г. Об одном ключевом разрезе для понимания взаимоотношений третичных вулканогенных толщ Армянского нагорья. Известия АН Арм. ССР. Науки о Земле. 1978. № 6. С. 7-21.
4. Багдасарян Г.П., Карапетян К.И., Аветисян В.А., Дургарян В.А. О стратиграфии и возрасте неогеновых вулканических образований бассейна среднего течения р. Раздан по геологическим и радиогеохронологическим исследованиям. Известия АН Арм. ССР. Науки о Земле. 1971. № 2. С. 3-12.
5. Багдасарян Г.П., Гукасян Р.У. Геохронология магматических метаморфических и рудных формаций Арм.ССР. Ереван: Изд. АН Арм. ССР, 1985. 291 с.

6. Балог Кадоша, Багдасарян Г.П., Карапетян К.И., Печкаи Золтан и др. Первые К/Аг изотопные датировки верхнеплиоцен-четвертичных вулканических пород Республики Армения. Известия АН Арм. ССР, Науки о Земле. 1990. № 2. С. 25-38.
7. Геворгян А.П. Условия образования и стратиграфия верхнеплиоцен-четвертичных туфо-игнимбриков Армении. Матер. молодеж. конф. «Актуальные проблемы в науках о Земле». Ереван. ИГГН НАН РА, 2015. С. 18-27 (на арм.яз.).
8. Гукасян Ю.Г. Изотопная геохронология позднеколлизийного вулканизма Арагацкой неовулканической области. Матер. III Росс. конф. по изотопной геохронологии. М.: ГЕОС, 2006. Т. 1. С. 216-221.
9. Джрбашян Р.Т., Гукасян Ю.Г., Карапетян С.Г., Мнацаканян А.Х. и др. Типы вулканических извержений и формы проявления позднеколлизийного наземного вулканизма Армении. НАН РА. Науки о Земле. 2012. № 3. С. 3-20.
10. Джрбашян Р.Т., Меликсетян Х.Б., Гукасян Ю.Г. и др. Плинианское извержение вулкана Иринд (Арагацкая) вулканическая область, Армения. Изв. НАН РА. Науки о Земле. 2015. № 1. С. 3-21.
11. Карапетян К.И., Солодовников Г.М. Новые данные о возрасте и стратиграфии игнимбриков Арм. ССР. Изд. АН Арм. ССР. Науки о Земле. 1987. Т. XI. № 2. С. 24-37.
12. Карапетян К.И. Новейший игнимбриковый вулканизм Республики Армения. Фонды ИГН АН Арм. ССР. Ереван. 1992. 550 с.
13. Лебедев В.А. Полигенный четвертичный вулкан Арагац (малый Кавказ, Армения), история развития, продолжительность, активность. Вулканизм, геодинамика. Екатеринбург: ИГТ УРО РАН. 2011. С. 422-425.
14. Мелик-Адамян Г.У. К вопросу о верхней биостратиграфической границе игнимбриков касхпамбакского типа Армении. Изв. НАН РА. Наука о Земле. 1994. № 3. С. 9-12.
15. Мелик-Адамян Г.У. Стратиграфия и палеогеография плиоцена и нижнего неоплейстоцена центральной и северо-западной Армении на основании фауны наземных позвоночных. Автореф. на соиск.уч.ст. канд. геол. наук. Ереван. 2003. 29 с.
16. Меликсетян Х.Б. Геохимия вулканических серий Арагацкой области. Изв. НАН РА. Наука о Земле. 2012. № 3. С. 34-59.
17. Меликсетян Х.Б. Плато-базальтовый вулканизм в зонах коллизии: Петрология и геохимия плиоцен-плейстоценовых базальтоидов северной и центральной Армении. Известия НАН РА. Наука о Земле. 2015. № 1. С. 22-46.
18. Минасян Д.О. Обратная намагнитченность вулканогенных пород кайнозоя Армении. Изв. АН Арм. ССР. Наука о Земле. 1983. № 1. С. 69-74.
19. Минасян Д.О., Караханян А.К. Геомагнитное поле в Армении в кайнозой. Ереван: Изд.АН Арм.ССР, 1986. 169 с.
20. Минасян Д.О., Варданян А.А., Караханян А.К. Результаты палеомагнитных исследований плиоцен-плейстоценовых пород территории Армении. Вестник Кыргызского-Российского славянского университета (КРСУ). 2015. Т. 15. № 3. С. 125-129.
21. Саркисян О.А. Геологическая энциклопедия. Геологический обзор Армении. Стратиграфия и свиты (на арм., русск., англ. языках) Ереван: Геоид, 2013. 441с.
22. Саядян Ю.В. Новейшая геологическая история Армении. Ереван: Гитутюн НАН РА, 2009. 356 с.
23. Тесаков А.С., Шик С.М., Величко А.А. и др. Новые предложения по общей стратиграфической шкале четвертичной системы. Бюлл.Комиссии по изучению четвертичного периода. 2014. №. 73. С. 13-15.
24. Харазян Э.Х. Геология и четвертичный вулканизм Армении. Серия Рациональное использование рудного сырья и эффективное освоение недр Армении. Вып.14. Ереван: Геоид, 2012. 617 с.
25. Чернышов И.В., Лебедев В.А., Аракелянц М.М., Джрбашян Р.Т., Гукасян Ю.Г. Четвертичная геохронология Арагацкого вулканического центра (Армения), по данным К-Аг датирования. ДАН РАН, 2002. Т. 384. № 1. С. 95-102.
26. Ширинян К.Г. Вулканические туфы и туфолавы Армении. Ереван. Изд. АН Арм. ССР, 1961. 160 с.
27. Berggren W.A., Hilgen F.J., Langereis C.G., Kent D.V. *et al.* Late Neogen chronology: New perspectives in high resolution stratigraphy. Bull. Geol. Soc. America. 1995. V. 107. N 11. P. 1274-1287.
28. Connor C., Conner L., Halama R. *et al.* Volcanic hazard assessment of the Armenian nuclear power plant site. Final report, 2011. P.278.
29. Neil I., Meliksetyan K., Allen M. *et al.* Petrogenesis of mafic collision zone magmatism: The Armenian sector of the Turkish-Iranian Plateau. Chemical Geology 403 (2015). P. 24-41.



## ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ ЮГО-ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ ЮЖНОСОПЧИНСКОГО МАССИВА: УЧАСТОК ЮЖНОСОПЧИНСКИЙ 3 (МОНЧЕГОРСКИЙ РУДНЫЙ РАЙОН, КОЛЬСКИЙ П-ОВ)

Мирошникова Я.А., Припачкин П.В., Пуха В.В., Пахомовский Я.А.

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

Южносопчинский массив расположен в центральной части Кольского полуострова, в зоне сочленения двух крупных раннепротерозойских расслоенных интрузивов – Мончеплутона и Мончетундровской интрузии. Массив простирается на 10 км в СЗ направлении и, по данным бурения, погружается на ЮЗ под углом около 60°.

Ранее считалось, что Южносопчинский массив (ЮСМ) представляет собой расслоенную интрузию основных пород [2]. Согласно этой гипотезе, нижняя часть разреза ЮСМ сложена интенсивно рассланцованными и окварцованными габброноритами с характерным голубым кварцем. Выше залегают сланцеватые мезократовые габбронориты с субсогласными телами габбропегматитов, которые на глубину переходят в такситовые габбронориты. Габброиды интенсивно изменены, превращены в амфиболовые и хлорит-амфиболовые породы. На габброноритах залегают горизонт плагиопироксенитов с субсогласными горизонтами габбропегматитов, приуроченных к верхней части разреза, вблизи магматического контакта с вышележащими крупнозернистыми лейкократовыми роговообманковыми габбро.

Существует мнение, что образование ЮСМ может быть связано с завершающей магматической фазой формирования Мончеплутона [2]. Напротив, Гроховская и соавторы [1] полагают, что по составу и характеру ритмичной, фазовой и скрытой расслоенности породы ЮСМ близки дифференциатам ритмично-расслоенной и ультраосновной зон центральной части Мончетундровской интрузии и могут быть фрагментами последней.

ЮСМ привлекает исследователей не только своим сложным строением и генезисом. В конце 90-х гг. XX в. в его СВ части поисковыми работами ОАО Центрально-Кольская экспедиция была выявлена платинометальная минерализация, ассоциирующая с сульфидной вкрапленностью (так называемая «Южносопчинская рудная зона»). Содержание суммы элементов платиновой группы и золота в метаморфизированных габброноритах, норитах и пироксенитах составляют в среднем около 2-3 г/т [3].

Результаты последних исследований, в частности изучение геологического строения участка Южносопчинский 1, показали, что в его пределах ЮСМ сложен преимущественно средне-мелкозернистыми метапироксенитами, которые секутся крупнозернистыми жильными телами сложной морфологии и переменчивого состава: от преимущественно ортопироксенового до амфибол-плагиоклазового. В подчиненном количестве на участке развиты крупнозернистые метагаббронориты. Характер непосредственного контакта между метапироксенитами и крупнозернистыми метагабброноритами (сложная извилистая форма, наличие зон брекчирования, хлоритовых контактовых оторочек и зон изменений в породах) позволил предположить его магматическую природу. Изучение распределений петрогенных, редкоземельных и редких элементов показало их существенные различия в метагабброноритах и метапироксенитах участка Южносопчинский 1, что явилось дополнительным поводом для отнесения этих пород к различным интрузиям, а не к различным дифференциатам расслоенности, как считалось ранее. Таким образом, появилась новая гипотеза, согласно которой крупнозернистые габбронориты, которые ранее считались верхней частью расслоенной зоны ЮСМ, соответствуют породам верхней зоны Мончетундровского массива, а метапироксениты (ранее нижняя часть разреза ЮСМ) принадлежат к разрезу Мончеплутона, в частности, к тектоническому блоку Верхний Нюд [3]. Изучение геологии ЮСМ в значительной степени осложняется тем, что его породы сильно метаморфизованы и брекчированы.

Летом 2014 г. во время полевых работ на ЮВ Южносопчинского массива нами были исследованы выходы коренных горных пород в пределах участка Южносопчинский 3. Здесь наблюдается описанный выше контакт между расслоенной серией Мончеплутона и крупнозернистыми метагабброноритами Мончетундровского массива. Территория участка Южносопчинский 3 представляет собой зону брекчирования. Породы значительно изменены и имеют плагиоклаз-амфиболовый состав, в отдельных шлифах сохранились реликтовые зёрна основного плагиоклаза. Полевые наблюдения позволяют предположить, что обломки норитов и пироксенитов расслоенной серии были сцементированы материалом внедрившихся позже габброноритов. В пользу этой гипотезы также свидетельствуют участки метагабброделеритов, которые представляют собой куски дайки, «расташенной» во время внедрения тела габброноритов (рис. 1).

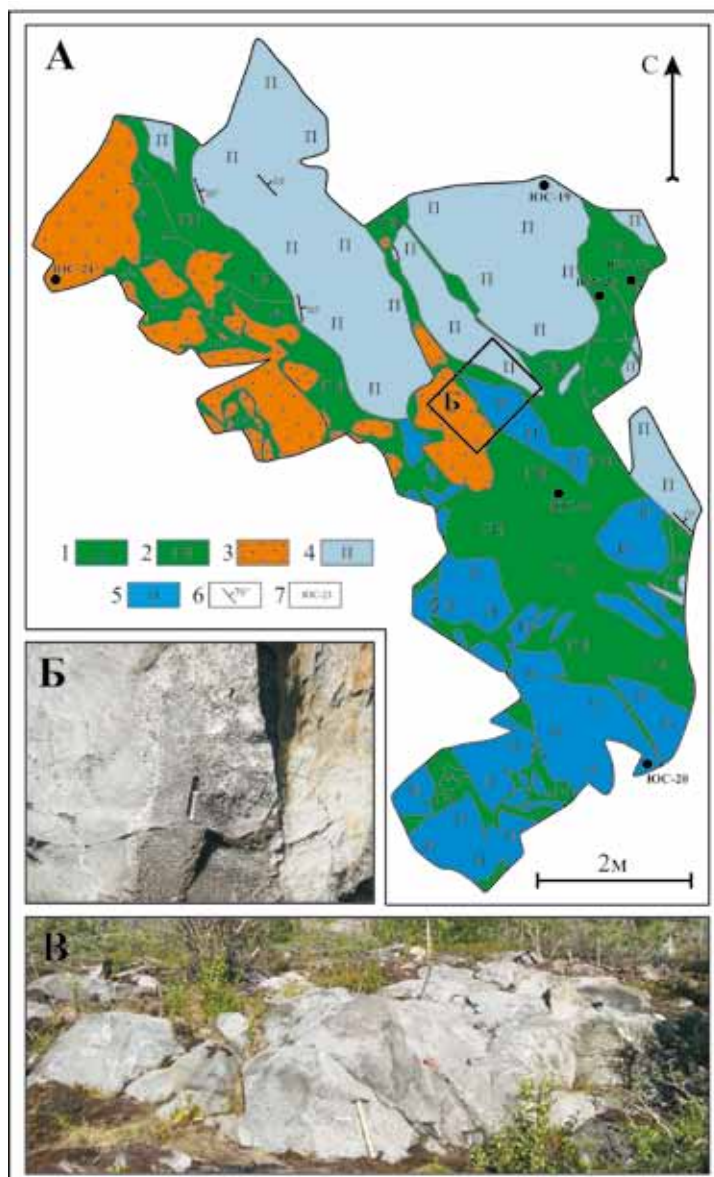


Рис. 1. Магматическая брекчия на участке Южносопчинский 3, обнажение ЮС-6-14.

А – схема геологического строения: 1 – жильные крупнозернистые породы плагиоклаз-амфиболового состава; 2 – крупнозернистые метагабронориты; 3 – мелкозернистые метагабродолериты (куски дайки); 4 – среднезернистые метапироксениты; 5 – среднезернистые метанориты; 6 – элементы залегания; 7 – точки опробования. Б – фото фрагмента обнажения, В – фото обнажения (общий вид).

В телах метагаброноритов наблюдаются шпирь и жилки лейкогаббрового состава, также эти тела пересекаются мелкими (мощностью до 5 см) жилками, сложенными клиноцоизитом.

На юго-востоке участка среди среднезернистых значительно изменённых метаноритов присутствуют крупнозернистые жилы плагиоклаз-амфиболового состава мощность до 0.5 м, подобные пегматоидные образования встречены и в крупнозернистых метагаброноритах, но в гораздо меньшем количестве. Вероятно, эти жилы образовались на заключительных стадиях внедрения тела метагаброноритов.

Анализы штучных проб показали, что для различных пород участка Южносопчинский 3 характерны повышенные содержания элементов платиновой группы – Pt до 0,16 г/т, Pd до 1,48 г/т (см. табл. 1).

Изучение геологического строения участка Южносопчинский 3 вносит существенные дополнения в общую картину геологического строения ЮСМ, а повышенные содержания элементов платиновой группы позволяют говорить о перспективности данной территории на платинометальное оруденение.

Таблица 1. Содержание элементов платиновой группы и золота в породах участка Южносопчинский 3.

	Pt ppm	Pd ppm	Rh ppm	Au ppm	Ru ppm	Ir ppm
ЮС-1	0.076	0.69	н.о.	0.031	н.о.	н.о.
ЮС-8	0.002	0.064	н.о.	0.008	н.о.	н.о.
ЮС-10	0.052	0.51	н.о.	0.036	н.о.	н.о.
ЮС-13	0.16	1.48	н.о.	0.030	н.о.	н.о.
ЮС-18	0.024	0.076	н.о.	0.008	н.о.	н.о.
ЮС-19	0.002	0.17	н.о.	0.004	н.о.	н.о.
ЮС-31	0.038	0.36	н.о.	0.009	н.о.	н.о.

Примечание: ЮС-1, ЮС-10, ЮС-19 – среднезернистые метапироксениты; ЮС-8, ЮС-18 – крупнозернистые метагаб-бронориты; ЮС-13 – жильная плагиоклаз-амфиболовая порода; ЮС-31 – среднезернистый метанорит.

### Список литературы

1. Гроховская Т.Л., Бакаев Г.Ф., Шолохнев В.В. и др. Рудная платинометаллическая минерализация в расчлененном Мончегорском магматическом комплексе (Кольский п-ов, Россия) // Геология рудных месторождений. 2003. Т. 45. № 4. С. 239-352.
2. Иванченко В.Н., Давыдов П.С. Основные черты геологического строения месторождений и проявлений МПГ южной части Мончегорского рудного района // Проект Интеррег-Тасис: Стратегические минеральные ресурсы Лапландии – основа устойчивого развития Севера. Сб. матер. проекта, выпуск II. Апатиты: Изд-во КНЦ РАН, 2009. С. 70-78.
3. Рундквист Т.В., Припачкин П.В., Гребнев Р.А. Особенности взаимоотношений интрузивных тел в зоне контакта ультрамафит-мафитовых комплексов Мончегорский и Главного хребта (участок Южносопчинский, Кольский п-ов) // Литосфера. 2012. № 3. С. 65-79.

## ТЕКТОНИЧЕСКИЕ ДЕФОРМАЦИИ В РИФЕЙСКО-ВЕНДСКИХ ОТЛОЖЕНИЯХ НА СЕВЕРО-ВОСТОКЕ П-ОВА СРЕДНИЙ (ЮЖНАЯ ВЕТВЬ ЛИНИИ КАРПИНСКОГО)

Никонов А.А. Флейфель Л.Д.

Институт физики Земли РАН, Москва, nikonov@ifz.ru

### Изучение шовной зоны в начале XX века

В первые годы XXI в. по геофизическим данным была сформулирована дилемма относительно толкования структурного шва («структурной неоднородности в верхней 15-км части разреза коры») на границе п-ова Средний (ПС) и п-ова Рыбачий (ПР), южной ветви линии Карпинского [6]. Дилемма такова: или а) существует пологий надвиг толщ ПР на более молодые толщи ПС или б) первые (ПР) моложе вторых (ПС) и наращивают разрез рифея, а граница раздела – это сброс или сбросо-сдвиг. Для любого варианта авторы подчеркивали неоспоримость наличия здесь тектонического контакта и необходимость глубокого бурения на участке.

Массив ПС выделяется в виде плато с относительной высотой 250-300 м. На СВ ПС направление уклона верхнего плато – к СВ под углом 7-10-15 ° [1], а прямо по направлению к губе Бол. Волоковой значительно круче. Побережье делится на два сектора, ЮВ и СЗ. Юго-восточный сектор от перешейка простирается по аз. СЗ-320-325 °, а за небольшим выступом в море, уже в СЗ секторе, по аз. СЗ-310-315 °. В первом из них выходят полосой вдоль берега породы кильдинской серии, а на втором – более молодой волоковской серии в виде обширного поля вглубь суши. Между сериями выявлено несогласие, а сами сектора разделены пресекающим ПС разломом СВ простирания. Основная шовная зона тянется с юго-востока на северо-запад и состоит из двух ветвей. Одна из них, линия Соколова, идет точно вдоль северо-восточного побережья ПС. Вблизи нее породы рифея и венда значительно и неравномерно деформированы. Авторы изучали геологическую и структурно-тектоническую специфику полосы трассируемого разлома и ближайших окрестностей, насколько это возможно в прибрежной, большей частью скрытой молодыми отложениями полосе. Используются доступная геологическая карта, полевые наблюдения одного из авторов в

2014 г., а также дистанционные изображения разного типа. Более обстоятельно обследованы три участка, расположенные вдоль побережья с ЮВ на СЗ (рис. 1).

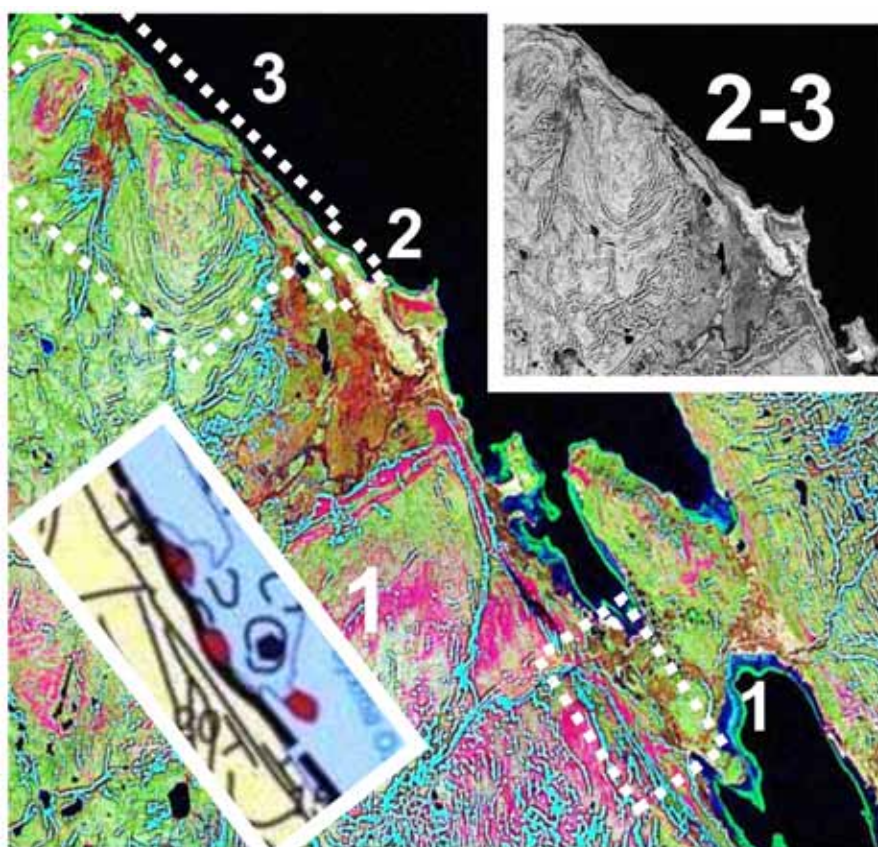


Рис. 1. Район сочленения массивов п-овов Рыбачий и Средний с включением южной ветви линии Карпинского вдоль СВ побережья п-ова Среднего. 1, 2, 3 – обследованные участки. На участке 1 красные пятна – выходы дезинтегрированного гранита, черный круг – скважина с залеганием кровли гранита на глубине 17 м.

### Деформации на северо-восточном побережье п-ова Средний

*Участок 1, Юго-Восточный.* Пройденные здесь две глубокие скважины подтвердили справедливость первого из ранних вариантов трактовки структурных соотношений. На вершине плато в 3.5 км к юго-западу от перешейка в скважине П-1 мощность средне-позднерифейских отложений составила 1.1 км, ниже, до глубины 1.7 км вскрыты граниты и до 4.9 км гранито-гнейсы [3, 4]. Признаков крупных латеральных смещений надвигового характера внутри блока ПС не выявлено. Совсем иная ситуация в прибрежной полосе у северо-восточного края ПС. Результаты изучения разрезов геофизическими методами по трем скважинам – двум на удалении от главного тектонического шва на перешейке между ПС и ПР и одной на нем самом, позволили выяснить состав и структуру пород архейского фундамента по профилю [3, 4] (рис. 2). В разрезе скв. Р-1 на юге ПР установлена шарьяжно-надвиговая, надвинутая с северо-востока, пластина катализированных гранитов и метаморфизованных осадочных пород общей мощностью свыше 1 км и принадвиговая лежащая антиклиналь (со срезанным верхним крылом). В другой скважине, на самом перешейке, в 2.5 км от первой, граниты оказались на глубине всего 17 м, между тем как на юге ПР кристаллические породы встречены были на глубине 1.4 км, а на севере ПС – 1.1 км [3, 4]. Таким образом выявляются ясные признаки мощных латеральных динамических воздействий, происходивших заведомо позднее среднего (верхнего) протерозоя, а расположение фронта такого воздействия вблизи современной дневной поверхности находится именно (преимущественно) в полосе простираения заливов Мотовского и Бол. Волокового.

В пользу наличия мощной разломной зоны вблизи перешейка говорит линейная направленность ЮВ-СЗ линзовидных выходов дезинтегрированных гранитов (рис. 1, врезка 1). В ЮВ секторе, у перемычки между ПС и ПР и к ЮВ, в узкой прибрежной полосе, слои алевролитов и песчаников кильдинской

серии наклонены к ЮВ, а далее в сторону суши, наоборот, – к СВ. Это означает, что именно в приразломной полосе отложения кильдинской серии сильно смяты и вздернуты так, как бывает в лежащих крыльях надвигов. Так подтверждается сильное динамическое воздействие надвига в его движении с СВ на ЮЗ.

*Участок 2, Центральный.* В слагающих ПС верхнепротерозойских пестроцветных кварцитовидных песчаниках и алевролитах кильдинской серии и в образующих вендскую волоковскую серию конгломератах и гравелитах отмечались пологие складки с углами падения на крыльях до 10-15° [1, 2]. Нам на участке удалось значительно уточнить и расширить такие сведения (рис. 3, 4). На изогнутом участке побережья к западу от устья р. Выкат (окно 31.9140°-31.9428°) в плоской приливно-отливной зоне шириной 50-70 м отчетливо определяется простирание и отчасти падение слоистости пород кильдинской свиты (рис. 4). На западе участка слои простираются к СВ-30°, наклон к СЗ под углом ≤10°. На востоке, у устья р. Выкат, в

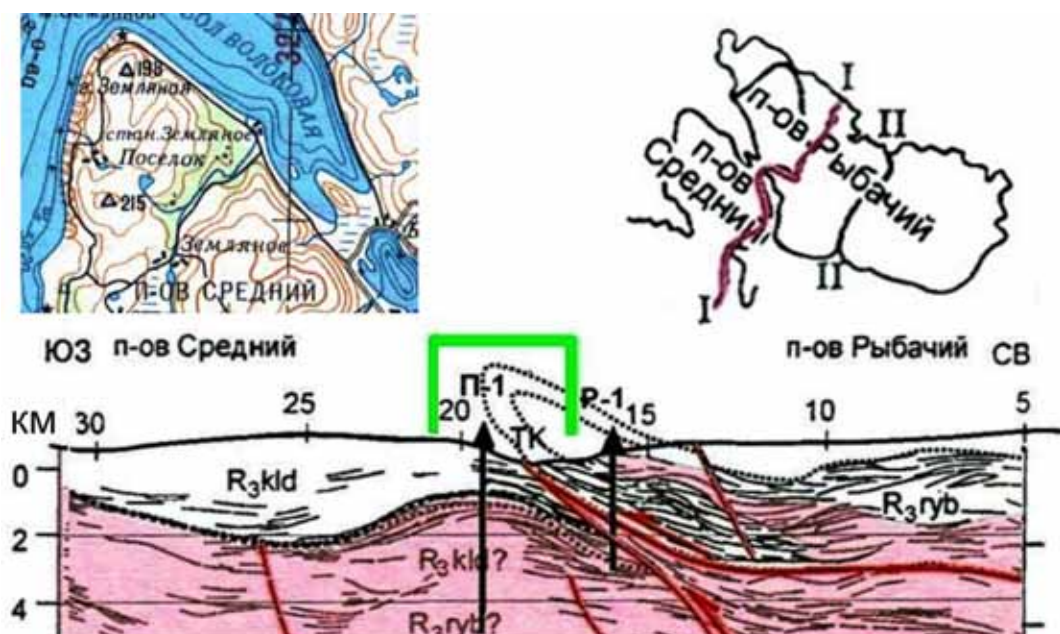


Рис. 2. Структура верхней части коры по профилю через п-ова Средний и Рыбачий согласно буровым и геофизическим данным. Красным выделены основные разломные зоны, зеленым – участок более подробного изучения.



Рис. 3. Пестрая толща песчаников и аргиллитов кильдинской серии на участке 2. Вид к СЗ.

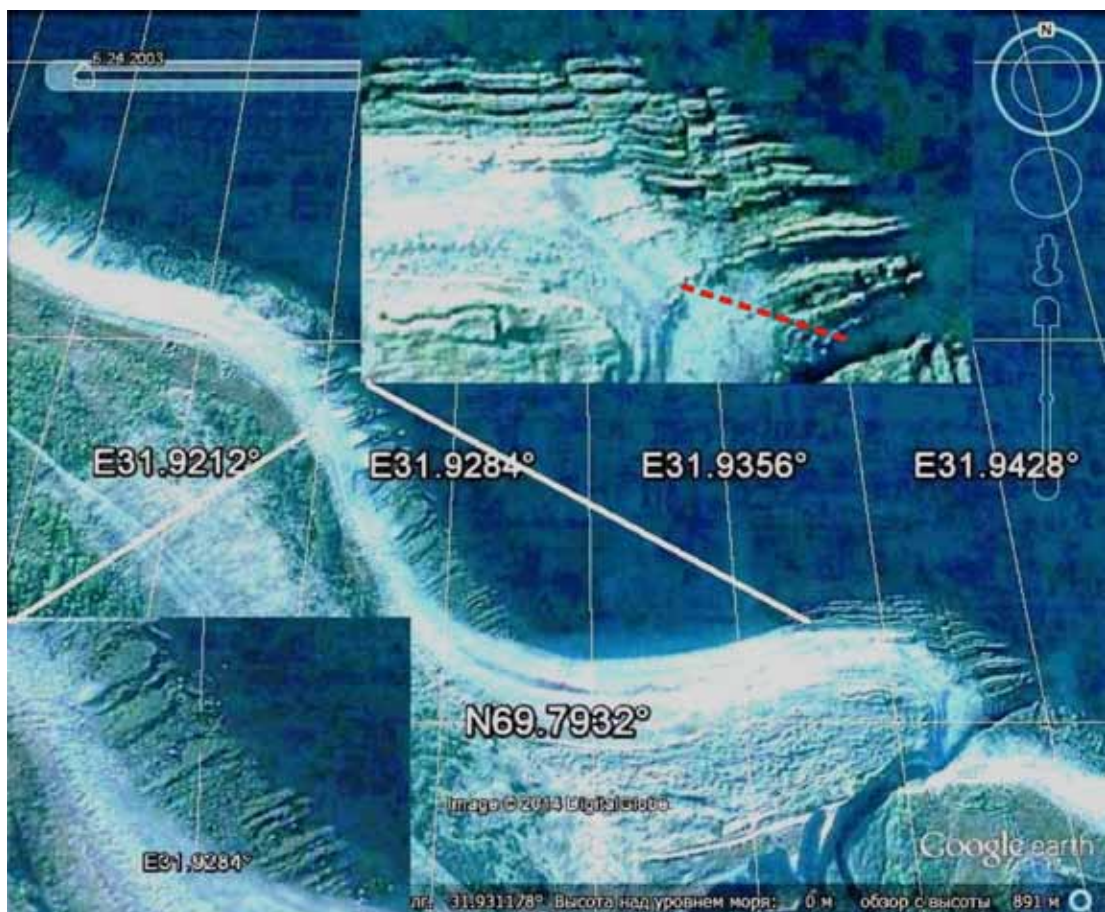


Рис. 4. Участок 2. Побережье к западу от устья р. Выкат. Структурный рисунок пород кильдинской серии. На врезке красная линия – простираение оси складки

центриклинали они широтны, с наклоном к северу под углом  $12-18^\circ$ , а несколько южнее вырисовывается замок складки с осью в направлении  $S3-300-310^\circ$  и более крутым наклоном слоев (рис. 4, врезка вверх). Следовательно, здесь, в замке складки, явно наблюдаются признаки мощного сжатия, изгибания слоев по оси СВ-ЮЗ. Деформации возникли во время тектонической фазы позже накопления кильдинской (куяканской) серии, в фазу появления несогласия между  $830 \pm 60$  млн. л.н. и  $620 \pm 20$  млн. л.н. [5], или позже.

*Участок 3, Северо-Западный*, отличается большим размером «окна» обнаженных, со структурным рисунком, коренных пород на разных высотно-глубинных зонах (см. рис. 1). Главная складка в срезе на земной поверхности в центральной части (в ядре) имеет близкую к яйцевидной форму с простираением длинной оси СВ-35° и размерами полуосей к юго-западу 2.1 км, а на боковых крыльях 1.3 км на северо-запад и 1.8 км на юго-восток, т.е. давление, по-видимому, было направлено с северо-запада. Замыкание складки на юго-западе равномерно-выпуклое, растянутое, а на северо-востоке, у «основания яйца» сильно сжатое, с простираением слоев к северо-западу. Слои здесь сильно ужаты, сплющены, умножены в полосе шириной 0.5 км, и залегают круто, с наклоном к юго-западу, внутрь склона. Частично это объясняется крутизной склона, а выпрямление слоев в плане – только сжатием и укрупнением слоев (до субвертикального). Сжатие и приведение в близвертикальное положение пластов именно вблизи трассируемой зоны разлома, линии Соколова, логично связывать с подворотом в лежащем крыле надвига. С северо-востока складка оборвана новейшими сбросами. Особенности этой крупной складки позволяют считать, что формировалась она, как и соседняя в условиях сначала субгоризонтального сжатия с северо-запада, а позднее испытала сильное давление с северо-востока, со стороны соседствующего крупнейшего тектонического шва.

### Заключение

Задokumentированная крупномасштабная шовная зона в разрезе верхней части земной коры (южная ветвь линии Карпинского) отчетливо отражается и на поверхности вдоль северо-восточного края ПС в виде разно ориентированных складчатых структур, позднерифейских и вендских (таблица).

Таблица. Простираание осей складчатых структур в СЗ секторе шовной зоны

№ пунктов с СВ на ЮЗ	Серия пород В – волоковская, К – кильдинская	Размер структуры	Положение относительно шовной зоны	Простираание складки,
1	В	Малая	ЮЗ	СВ-30
2	В	Крупная	ЮЗ	СВ-35
3	К	Крупная (фрагмент)	СВ	СЗ-310
4	В	Малая (фрагмент)	ЮЗ	СВ-50
5	К	Большая (фрагменты)	СВ	СЗ-310

Как видно из таблицы, складки в волоковской свите к юго-западу от зоны разлома имеют северо-восточное простираание, а складки в кильдинской серии, к северо-востоку от той же зоны, протягиваются к северо-западу, в том числе и в двух случаях в соседних пунктах 2 и 3, 4 и 5. Следовательно, выявляются две фазы тектонического сжатия, ориентированные по-разному, с разной направленностью главных действовавших напряжений, перпендикулярных относительно простираания осей складок: ранняя фаза, происходившая после накопления кильдинской серии и поздняя – после волоковской серии. Вблизи шовной зоны имеются признаки последующего господствующего сжатия по оси СВ-ЮЗ и расширения по ортогонали, что можно соотносить с фазой внедрения даек и интрузий в палеозое, зафиксированной в более восточных частях Кольского п-ова.

Все ориентировки даны в современной системе координат без учета глобальных перемещений территорий до Мз.

Авторы признательны Е.М. Гурвич за возможность проведения полевых наблюдений и за предоставление некоторых иллюстрирующих материалов.

#### Список литературы

1. Балувев А.С. Геодинамика рифейского этапа эволюции северной пассивной окраины Восточно-Европейского кратона // Геотектоника. 2006. № 3. С. 23-38.
2. Балувев А.С., Казанин Г.С., Журавлев В.А. и др. Тектоническая карта Белого моря // Геология и геоэкология окраин Евразии. Вып. 3. М.: ГЕОС, 2011. С. 169-180.
3. Глазнев В.Н., Сорохтин Н.О, Раевский А.Б, Козлов Н.Е. Идентификация коровых отражений в зоне перехода от Балтийского щита к Бареневоморской плите как основа прогноза полезных ископаемых // Вестник Воронеж. Ун-та. Сер. Геол. 2014. № 1. С. 95-101.
4. Медведев С.А., Медведев Ст. А., Коновалов В.А. Новые данные о геологическом строении Северной части Кольского п-ова (блок Рыбачий-Средний) // Отечеств. геология. 2009. № 6. С. 60-65.
5. Михайленко Ю.В. К вопросу о стратиграфии и U-Pb возрасте верхнекембрийских комплексов п-вов Средний и Рыбачий // Геология и стратегические полезные ископаемые Кольского региона. Апатиты, 2014. С. 155-159.
6. Пожиленко В.И., Андрищенко Ю.Н., Заможняя Н.Г., Шаров Н.В. Строение земной коры в зоне перехода «суша-море»: п-овов Средний и Рыбачий. Глубинное строение и геодинамика Фенноскандии, окраинных и внутриплатформенных транзитных зон. Матер. междунар. конф. Петрозаводск. 2002. С. 191-193.

#### **ЭКЛОГИТЫ СЕВЕРО-ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ ЁНСКОГО СЕГМЕНТА БЕЛОМОРЬЯ: НОВЫЕ ДАННЫЕ**

Пожиленко В.И.<sup>1</sup>, Конилов А.Н.<sup>2</sup>, Ван К.В.<sup>3</sup>

<sup>1</sup> ГИ КНЦ РАН, Апатиты, pozhil@geoksc.apatity.ru; <sup>2</sup> ГИН РАН, Москва; <sup>3</sup> ИЭМ РАН, Черноголовка

Первые сведения о наличии эклогитов на территории Кольского региона были отражены в работе Н.Г. Судовикова [8]. Он обнаружил их в породах Нявка-тундры, которые считал продолжением гранулитов Сальных тундр. Затем об эклогитах упомянуто в работе [3]. Позднее эклогиты были выявлены в гранулитах Сальных тундр Л.А. Прияткиной [7]. Эклогитоподобные породы (эклогиты) были обнаружены и изучены в 1986 году на Вочеламбинском полигоне [1, стр. 136-138], а в 1992 году – в районе Широкой Салмы. Два последних объекта в качестве экскурсионных посещало большое количество геологов России,

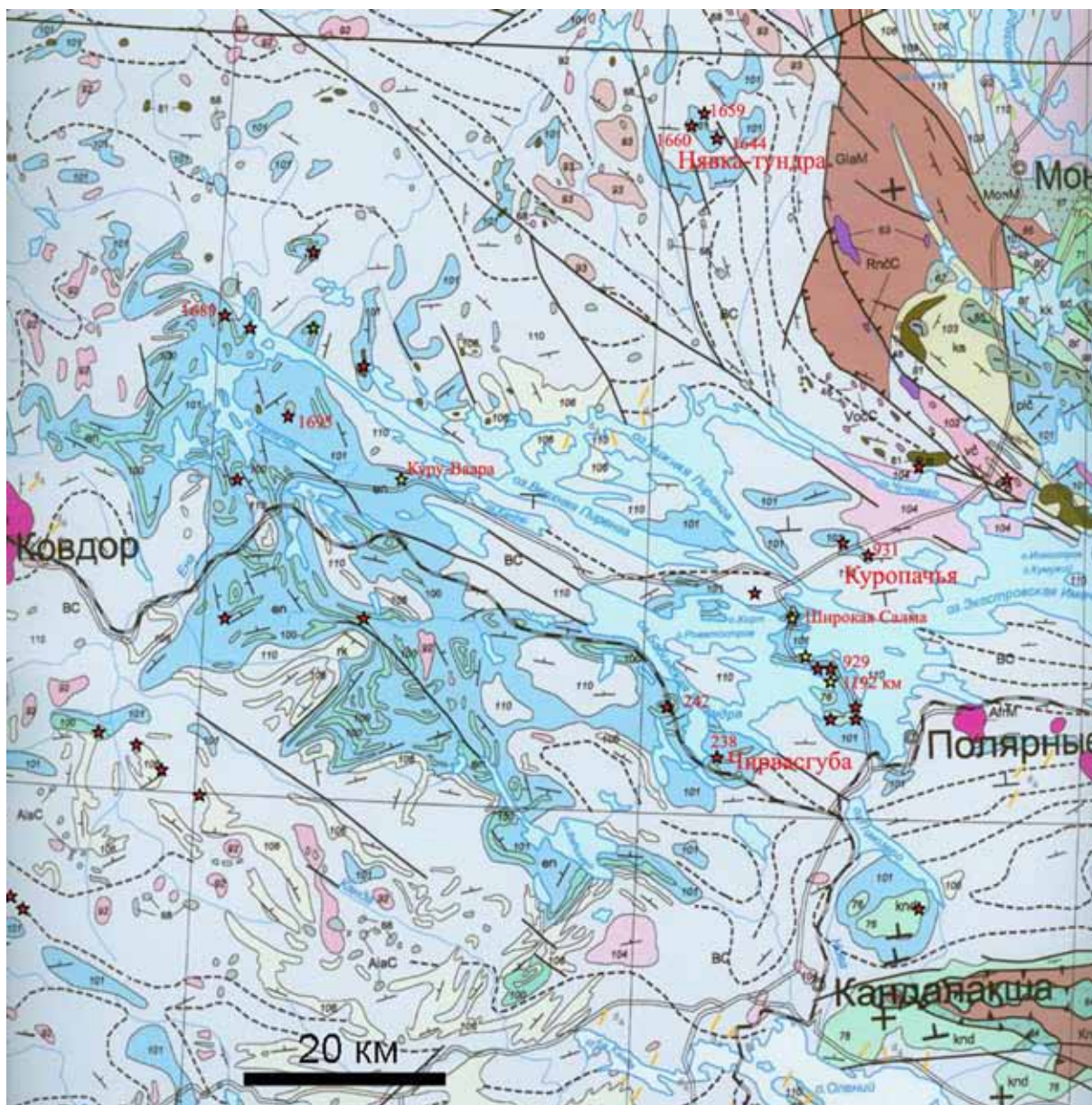


Рис. 1. Геологическая карта фрагмента Ёнского сегмента Беломорья [2] с указанными точками выходов эклогитов изученных многими исследователями (желтые звёздочки) и выявленных авторами и не изученных «апоеклогитов» (красные звёздочки).

а также ближнего и дальнего Зарубежья (Украины, Беларуси, Польши, Болгарии, Англии, США, Канады и т.д.). Позднее, начиная с 2005 года, эклогиты Широкой Салмы, и двух новых участков («1192 км автодороги С-Петербург-Мурманск» или «Узкая Салма» и «Куру-Ваара») были изучены и описаны в многочисленных статьях рядом исследователей (Березин А.В., Докукина К.А., Каулина Т.В., Козловский В.М., Конилов А.Н., Мельник А.Е., Сибелев О.С., Скублов С.Г., Щипанский А.А., Япаскерт В.О. и др.). По результатам исследований в этих статьях отражены разные точки зрения и выводы о возрасте (неоархейский или палеопротерозойский, или тот и другой) и генезисе (непарагенная ассоциация «омфацит-гранат», эксгумированные эклогиты зон субдукции, эклогитизация в сдвиговых зонах и др.).

В пределах Ёнского сегмента Беломорского подвижного пояса (БПП или Беломорского составного террейна), структура которого рассматривается как пакет тектонических покровов [4], кроме известных уже проявлений эклогитов (Широкая и Узкая Салма, Куру-Ваара, Кох-озеро), было выявлено в гранатовых амфиболитах большое количество участков (около 80) с реликтами возможных эклогитов или «апоеклогитов» – гранат-пироксен-амфиболовых пород с пироксен-плаггиоклазовыми симплектитам (рис. 1, красные звёздочки) [6], характерных для изменённых эклогитов. В более чем 30 из них высока вероятность нахождения реликтов омфацита.



Часть из апоэклогитов приурочена к пластовым телам амфиболитов неархейского Ёнского зеленокаменного пояса (ЗКП) по [5] в р-не оз.Верхн. Чалмозеро, оз Каложное, пос. Куропта, пос. Риколатва, г. Бабинская Имандра и др. (рис.1). За пределами Ёнского ЗКП апоэклогиты выявлены в пластообразных телах гранатовых амфиболитов в р-не г. Нявка-тундра, оз. Лива-озеро (г. Каменная), г. Гроб-тундра, г. Келес-уайв, верховья р. Ёны и др. (рис. 1). Породы последних трёх участков, относятся к более древнему, чем енский комплекс Ёнского ЗКП, неархейскому нестратифицированному комплексу [2]. Кроме того, апоэклогиты выявлены в амфиболитах палеопротерозойской кандалакшской толщи [2] на г.г. Плестундра, Лысая и Бабинская Имандра. Амфиболитизированные реликты клинопироксен-плагиоклазовых (СРх-Рl) симплектитов выявлены также в некоторых телах ранних палеопротерозойских друзитов.

В пределах Ёнского сегмента крайне неоднородно проявились интенсивные многоактные процессы деформации (вплоть до образования зон ультрабластомилонитизации и линейаризации), метаморфизма, мигматизации и гранитизации (где амфиболиты как реликты «плавают в тоналито-гнейсовом субстрате»). Поэтому различная сохранность СРх-Рl симплектитов и омфацита в гранат-пироксеновых амфиболитах обусловлена количеством и степенью наложенных преобразований (процессов). Соответственно:

– в участках интенсивной амфиболитизации без рассланцевания СРх-Рl симплектиты превращены в амфибол-плагиоклазовые (Аmp-Рl) симплектиты, а при последующей эпидотизации – в эпидот-плагиоклазовые (Ер-Рl) симплектиты;

– в участках с интенсивным рассланцеванием структура пород становится гетерогранобластовой, теряется одновременность погасания зерен СРх и Рl в симплектитах;

– в участках с интенсивной мигматизацией и гранитизацией гранат-пироксеновые амфиболиты превращены в полевошпатовые амфиболиты и, естественно, СРх-Рl симплектиты там отсутствуют.

В шлифах из гранатовых амфиболитов юго-западной части района сохранность симплектитовых структур плохая и, естественно, вероятность выявления гранат-омфацитовых парагенезисов мала. Поэтому для исследований было отобрано пока 14 образцов по 9-ти точкам (рис. 1, точки пронумерованы) из северо-восточной части района. Образцы находятся на разной стадии исследований. Наиболее полная информация получена по трём участкам – Чирвасгуба (238), г. Куропачья (931), Нявка-Тундра (1644). Образцы были проанализированы в лаборатории ИЭМ РАН (оператор К.В. Ван), а комментарии к ним сделаны А.Н. Кониловым.

#### **Участок «г. Куропачья» (точка 931)**

На участке к северо-западу и юго-востоку от автомагистрали С-Петербург – Мурманск закартированы крупные тела гранатовых амфиболитов, слабо мигматизированных, полосчатых и участками массивных, пироксенсодержащих, залегающие среди биотитовых и амфибол-биотитовых гнейсов, гранито-гнейсов и мигматитов. В отдельных участках наблюдаются полиагматиты и полосчатые мигматиты по амфиболитам (т.н. 930-3 и др.). Наименее изменённые «апоэклогиты» (образцы 931-1-1 и 931-1-2) были выявлены в юго-восточном теле амфиболитов, по морфологии похожим на килевую часть синформы размером около 500 м.

Образец 931-1-1. Кварц-плагиоклаз-амфибол-пироксен-гранатсодержащая порода – апоэклогит. Содержит многочисленные включения рутила, титанита, сульфидов. Структура порфиробластическая, участками гетерогранобластовая, симплектитовая.

В комбинированном шлифе 931-1-1 среди клинопироксен-плагиоклазовых симплектитов выявлены реликты омфацита. Вокруг зёрен граната наблюдаются декомпрессионные пироксен-плагиоклазовые каймы. Плагиоклаз в симплектитах представлен олигоклазом № 15-25. Клинопироксен участками замещён амфиболом. В гранате многочисленные включения представлены, в основном, кварцем, отмечены зёрна рутила и ассоциация «*актинолит (Act) + пумпеллит (Pmp) ± эпидот (Ep)*». В отдельных участках по трещинам в гранате развивается роговая обманка.

Образец 931-1-2. Кварц-плагиоклаз-амфибол-пироксен-гранатсодержащая порода – апоэклогит. Содержит многочисленные включения рутила, титанита и межзерновые скопления сульфидов. Структура порфиробластическая, участками гетерогранобластовая, симплектитовая.

В комбинированном шлифе 931-1-2 среди клинопироксен-плагиоклазовых симплектитов выявлено реликтов омфацита гораздо больше, чем в шлифе 931-1-1. В некоторых участках омфацит имеет прямые контакты с гранатом. В гранате многочисленные включения кварца, есть включение сульфидов (сросток пентландита, пирита и халькопирита). Амфибол развивается по пироксену и представлен бурой роговой обманкой. Плагиоклаз представлен олигоклазом № 25.

### **Участок «Чирвасгуба» (точка 238)**

Участок расположен к северо-востоку от губы Чирвасгуба оз. Бабинская Имандра или к северо-востоку от полустанка Чирвасгуба железнодорожной ветки Пин-озеро – Ковдор. На участке закартированы части двух (трёх?) крупных пластовых тел гранатовых амфиболитов, мощностью до 300 м и между ними биотитовые и амфибол-биотитовые гнейсы, гранито-гнейсы и мигматиты. В отдельных участках наблюдаются полиагматиты и полосчатые мигматиты по амфиболитам, а также линзовидные тела полевошпатовых и гранатовых амфиболитов (т.н. 238-4в-г и др.). Наименее изменённые «апоэклогиты» (образцы 238-1-к, 238-1-л) были выявлены в юго-западном теле амфиболитов.

*Образец 238-1-л.* Кварц-плагиоклаз-амфибол-пироксен-гранатсодержащая порода – апоэклогит. Содержит включения рутила, титанита и межзерновые скопления оксидов железа в ассоциации с амфиболом. Клинопироксен-плагиоклазовые симплектиты частично замещены амфиболом. Структура порфиробластическая, гетерогранобластовая, симплектитовая. Сохранились реликты омфацита. Между гранатом и кварцем клинопироксен-плагиоклазовые декомпрессионные короны. В гранате многочисленные включения кварца и, кроме того – включения рутила, ильменита, апатита, циркона и омфацита.

### **Участок «Нявка-Тундра» (точка 1644)**

Участок расположен в северо-восточной части Енского сегмента БПП в р-не горы Нявка-Тундра. Среди биотитовых и биотит-амфиболовых гнейсов и мигматитов, участками интенсивно гранитизированных, выявлены пластообразные тела разной мощности (до нескольких сотен метров), сложенные полевошпатовыми и гранатовыми амфиболитами. Среди них было выявлено несколько точек пироксенсодержащих гранатовых амфиболитов с клинопироксен-плагиоклазовыми симплектитами – апоэклогитов. Наименее изменённые «апоэклогиты» – образцы 1644-2, 1644-3, 1659-2, 1660. Лучше всего сохранился омфацит в образце 1644-3.

*Образец 1644-3.* Кварц-плагиоклаз-амфибол-пироксен-гранатсодержащая порода – апоэклогит. Содержит включения рутила, титанита и оксидов железа. В клинопироксен-плагиоклазовых симплектитах, клинопироксен частично замещен амфиболом. Структура порфиробластическая, гетерогранобластовая, симплектитовая.

В комбинированных шлифах (как в образце 1644-3, так и в образце 1644-2) среди не амфиболитизированных участков клинопироксен-плагиоклазовых симплектитов были выявлены и проанализированы реликты омфацита (содержание  $\text{Na}_2\text{O} = 5.0-5.1 \text{ wt. } \%$ ), а также мелкие зёрна ортопироксена. В центрах реликтов омфацита присутствуют структуры распада. Ламелли (светлые полосочки), вероятно, представлены ортопироксеном. Структуры распада лучше проявляются в реликтах омфацита в шлифе 1644-2.

### **Обсуждение и выводы**

Тела амфиболитов, рассмотренных участков, имеют разную морфологию. На участке «г. Куропачья» это изолированные тела: северо-западное – пластообразное, срезанное разломами, а юго-восточное напоминает срезанную килевую часть синформы. На участках Чирвасгубы и Нявка-тундры крупные тела амфиболитов пластообразные, а мелкие – либо пластообразные, либо линзовидные (будинаж-структуры). Сложены они в разной степени рассланцованными полевошпатовыми и гранатовыми амфиболитами с реликтами метагипербазитов (метакоматиитов). Границы тел резкие. В краевых частях четко проявленная сланцеватость и полосчатость.

Сохранность минералов проградной стадии низкотемпературной пренит-пумпеллиитовой фации метаморфизма (пумпеллиита, актинолита и эпидота) во включении в гранате свидетельствует о достаточно быстром захоронении протолита эклогитов. Сохранность этих же минералов наряду с сохранностью омфацита в клинопироксен-плагиоклазовых симплектитах может свидетельствовать и о достаточно быстрой эксгумации эклогитов.

Наличие структур распада в омфаците (ламелли ортопироксена) и ортопироксена в клинопироксен-плагиоклазовых симплектитах Нявка-Тундры свидетельствует об их образовании при ретроградном метаморфизме в условиях высокотемпературных амфиболитовой – гранулитовой фаций.

Сохранность в вышерассмотренных образцах первичного высокотемпературного парагенезиса (гранат + омфацит + рутил + кварц) и включение зерна омфацита в гранате позволяет утверждать, что симплектитовые апоэклогиты Чирвасгубы, г. Куропачья и Нявка-Тундры являются продуктами декомпрессионных изменений эклогитов.

Ретроградные изменения проявились в симплектитизации омфацита, позднее – в амфиболизации пироксенов, появлении биотита и хлорита, а в более изменённых разновидностях – кварца и плагиоклаза. Интенсивно проявленные процессы ретроградного метаморфизма, рассланцевания, мигматизации и гранитизации превратили породы в полевошпатовые амфиболиты, а в краевых частях в полосчатые полевошпатовые амфиболиты.

Отнесение выше рассмотренных образцов к эклогитам значительно расширяет область распространения эклогитов – как минимум до 50 км вкострости структуры. Широкое распространение эклогитов в Ёнском сегменте противоречит интерпретации о локальной приуроченности их к сдвиговой зоне или к зоне эксгумации реликтов субдуцированной и эклогитизированной в мезо- или неогархее океанической коры. Полученные данные также противоречат интерпретации сонахождения граната и омфацита как непарагенной ассоциации, когда омфацит рассматривается как синмагматический минерал (порфиновые кристаллы в лавах), а гранат – как метаморфический минерал, кристаллизовавшийся на проградной стадии метаморфизма.

### Список литературы

1. Воче-ламбинский архейский геодинамический полигон Кольского п-ова (под ред. Ф.П. Митрофанова и В.И. Пожиленко). Апатиты: Изд-во КНЦ АН СССР, 1991. 196 с.
2. Геологическая карта Кольского региона (СВ часть Балтийского щита) масштаба 1:500000. (Гл. ред. Ф.П. Митрофанов, авторы-составители: Балаганский В.В., Басалаев А.А., Беляев О.А., Пожиленко В.И., Радченко А.Т., Радченко М.К.). Апатиты: КГИЛЦ, 1996. 3 п.л.
3. Геология СССР. Т. XXVII. Мурманская область. Ч. I. Геологическое описание (ред. Л.Я. Харитонов). М.: гос. научно-техн. изд. литературы по геологии и охране недр, 1958. 714 с.
4. Миллер Ю.В., Милькевич Р.И. Покровно-складчатая структура Беломорской зоны и ее соотношение с Карельской гранит-зеленокаменной областью // Геотектоника, 1995. № 6. С. 80-92.
5. Пожиленко В.И., Гавриленко Б.В., Жиров Д.В., Жабин С.В. Геология рудных районов Мурманской области (под редакцией Митрофанова Ф.П., Бичука Н.И.). Апатиты: Изд. КНЦ РАН, 2002. 359 с.
6. Пожиленко В.И. К проблеме эклогитов Ёнского сегмента Беломорского составного террейна (северо-восток Фенноскандинавского щита) // Матер. 45 (XLV) Тектонического совещания «Геологическая история, возможные механизмы и проблемы формирования впадин с субокеанической и аномально тонкой корой в провинциях с континентальной литосферой». М.: ГЕОС, 2013. С. 163-167.
7. Прияткина Л.А., Шарков Е.В. Геология Лапландского разлома. Л.: Наука, 1979. 128 с.
8. Судовиков Н.Г. Матер. по геологии ЮЗ части Кольского п-ова // Тр. Лен. геол. треста. Вып. 10. 1935.

### МЕЗОАРХЕЙСКИЕ КОМАТИТЫ ВОСТОЧНОЙ ФЕННОСКАНДИИ: РЕКОНСТРУКЦИЯ ХАРАКТЕРИСТИК РОДОНАЧАЛЬНЫХ РАСПЛАВОВ (НА ПРИМЕРЕ СОВДОЗЕРСКОЙ СТРУКТУРЫ)

Рыбникова З.П.<sup>1</sup>, Николаев Г.С.<sup>2</sup>, Светов С.А.<sup>1</sup>

<sup>1</sup> ИГ КарНЦ РАН, Петрозаводск, zoya\_rybnikova@mail.ru; ssvetov@krc.karelia.ru;

<sup>2</sup> ГЕОХИ РАН, Москва, gsnikolaev@rambler.ru

Исследование архейских вулканитов коматиитового ряда имеет принципиально важное значение для реконструкций геодинамических обстановок, существующих на ранних этапах эволюции литосферы, P-T-f<sub>O<sub>2</sub></sub> параметров генерации и кристаллизации магм. Кроме того, интерес к коматиитам обусловлен их уникальным металлогеническим потенциалом.

**Объектом исследования** была выбрана Совдозерская зеленокаменная структура, расположенная в северо-западной части Ведлозерско-Сегозерского зеленокаменного пояса (Центральная Карелия). Возраст вулканитов оценен в 2.9-3.0 млрд. лет [3]. В силу своей хорошей обнаженности и сохранности вулканического разреза, Совдозерская структура относится к наиболее изученным. Разрез толщи, мощностью 600 м, представлен массивными и брекчированными лавовыми потоками коматиитов с тонкими прослоями туфогенного материала. Мощность отдельных потоков варьирует от 3 до 20 м, и в большинстве случаев потоки имеют дифференцированное строение: снизу вверх выделяются зоны кумулятивных пород, пород со структурой спинифекс и лавобрекчий.

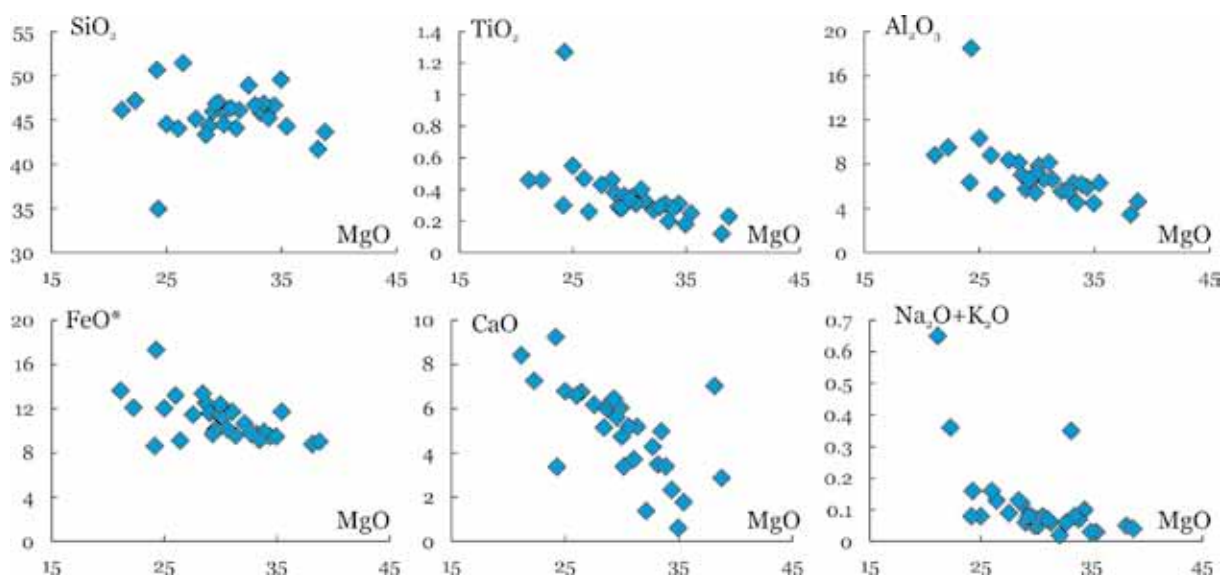


Рис. 1. Вариации содержаний главных петрогенных элементов (в мас. %) в коматиитах Совдозерской структуры.

Исследуемые коматииты претерпели регионально-метаморфические преобразования в условиях зеленосланцевой – эпидот-амфиболитовой фации андалузит-силлиманитового типа в интервале давлений 2-4 кбар и температурах 500-540 ° С [1]. Минеральный состав представлен вторичным метаморфическим парагенезисом: серпентином, тремолитом, хлоритом, эпидотом, магнетитом, карбонатом. Псевдоморфозы по спинифекс структурам выполнены хлорит-актинолитовым или хлорит-актинолит-тремолитовым агрегатом с оконтуриванием реликтов первичных кристаллов оливина зернами пылевидного магнетита. Породы кумулятивной структуры представлены псевдоморфозами оливина, выполненными серпентиновым или хлоритовым агрегатом.

**Содержания петрогенных элементов** в 29 образцах коматиитов Совдозерской структуры характеризуются широким диапазоном вариаций. Распределение главных породообразующих оксидов в этих породах приведены (рис. 1). По содержанию MgO они попадают в интервал от 20 до 40 мас. %. На графиках фигуративные точки образуют сублинейные тренды, характерные для серий высокомагнезиальных вулканитов, расплавы которых насыщены единственной ликвидусной фазой – оливином.

**При поиске возможных линий оливинового контроля** особое внимание заслуживает диаграмма зависимости FeO-MgO (рис. 2). Если принять, что изливающаяся магма представляла собой гетерофазную смесь расплава и интрателлурических кристаллов оливина и вариации её состава обусловлены изменениями пропорций составляющих её фаз, то, исходя из балансовых ограничений, можно оценить состав интрателлурического оливина. Составы коматиитов, варьирующих по количеству оливиновых вкраплеников, должны ложиться на четкий линейный тренд, отвечающий конноде «состав исходного расплава – состав исходного оливина» [2]. Содержание форстерита в исходном оливине находят в координатах FeO-MgO по точке пересечения этого тренда и линии стехиометричных составов оливина.

Применение этого подхода к полной выборке составов коматиитов Совдозерской структуры (за исключением 3 точек с максимальными отклонениями) дает Fo<sub>94.8</sub> – это отвечает магнезиальности исходного расплава примерно 0.86 и температурам свыше 1640 ° С. Формально эти характеристики можно принять за параметры исходной коматиитовой магмы, но это представляется мало реалистичным.

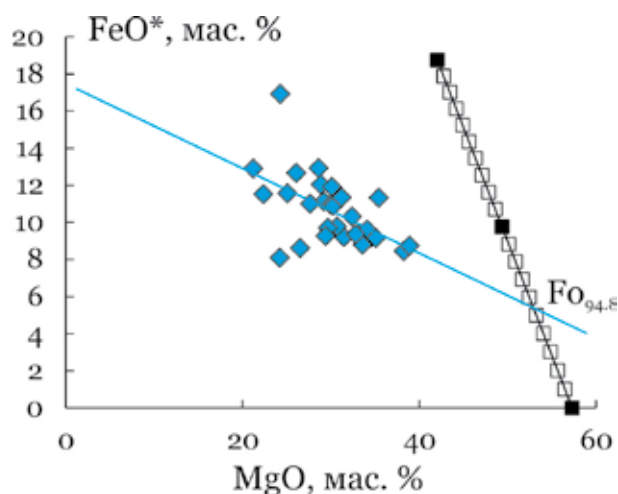


Рис. 2. Поиск возможной линии оливинового контроля для коматиитов Совдозерской структуры для полной выборки.

**Моделирование равновесной кристаллизации** исследуемых коматиитов было проведено для всех 29 валовых составов с помощью программы COMAGMAT-5.0 [4]. При расчетах (с шагом 0.5 % по степени закристаллизованности системы) моделировались безводные условия, общее давление равное атмосферному и окислительные условия соответствующие буферному равновесию QFM. Модельные последовательности кристаллизации и температуры появления фаз на ликвидусе приведены в таблице 1.

Таблица 1. Результаты моделирования равновесной кристаллизации для составов пород.

№ п/п	Номер образца	Номер потока	Порядок кристаллизации	Тип расплава
1	9m11	2	Ol(1671) → Opx(1273)	I
2	9m18-1	3	Ol(1471) → Aug(1190) → Pl(1188) → Opx(1175)	II
3	9m18-2	3	Ol(1525) → Opx(1315) → Pgt(1293) → Aug(1214)	I
4	9m18-3	3	Ol(1483) → Opx(1202) → Pl(1195) → Aug(1190)	II
5	9m01	4	Ol(1663) → Opx(1225) → Pl(1212)	I
6	9m03-1	4	Ol(1699) → Opx(1237)	II
7	9m05-1	4	Ol(1594) → Pl(1200) → Aug(1199) → Opx(1197)	II
8	9m05-2	4	Ol(1598) → Pl(1214) → Opx(1196)	II
9	9m08-2	4	Ol(1589) → Opx(1235) → Aug(1210) → Pl(1195)	II
10	9m08-3	4	Ol(1601) → Opx(1241) → Aug(1211) → Pl(1195)	II
11	9m12	4	Ol(1668) → Opx(1237) → Pl(1214)	I
12	9m16	6	Ol(1621) → Opx(1231) → Aug(1208) → Pl(1208)	I
13	9m16-2	6	Ol(1612) → Opx(1237) → Pl(1211)	II
14	9m20	6	Ol(1610) → Opx(1235) → Aug(1205) → Pl(1205)	I
15	9m21	6	Ol(1591) → Opx(1244) → Aug(1207) → Pl(1202)	I
16	9m19-1	7	Ol(1614) → Pl(1206) → Opx(1206)	II
17	9m31	7	Ol(1748) → Aug(1239)	I
18	9m27	9	Ol(1585) → Opx(1239) → Aug(1213) → Pl(1204)	I
19	9m39-2	9	Ol(1634) → Pl(1221) → Opx(1214)	II
20	9m39-3	9	Ol(1649) → Opx(1276) → Aug(1218)	I
21	9m55a	10	Ol(1531) → Pl(1218) → Opx(1198) → Aug(1188)	II
22	9m51	11	Ol(1634) → Opx(1334)	II
23	9m55b	11	Ol(1584) → Opx(1437) → Aug(1317)	II
24	9m43	9	Ol(1748) → Opx(1220) → Pl(1220)	I
25	9m60	13	Ol(1669) → Opx(1377)	II
26	9m05-11	4	Ol(1481) → Pgt(1284) → Aug(1224) → Opx(1217)	I
27	9m05-12	4	Ol(1552) → Pl(1208) → Aug(1190) → Opx(1189)	II
28	9m05-13	4	Ol(1640) → Opx(1260) → Aug(1205) → Pl(1201)	I
29	9m05-14	4	Ol(1568) → Pl(1206) → Opx(1201) → Aug(1196)	II

Примечание: Ol – оливин, Opx – ортопироксен, Aug – авгит, Pgt – пижонит, Pl – плагиоклаз, в скобках указана температура появления в кристаллизационной последовательности.

Анализ полученных данных показывает, что большинство составов коматиитов имеют сходную последовательность кристаллизации. Первым на ликвидусе при температурах 1750-1470 ° C появляется Ol. При температурах 1200-1275 ° C модельные расплавы выходят на Ol-Opx котектику. Aug и Pl имеют близкие температуры начала кристаллизации в интервале 1220-1190 ° C. В некоторых случаях этот порядок нарушался с выходом модельного расплава на Ol-Pl или Ol-Aug котектики. Для двух составов в кристаллизационной последовательности появлялся Pgt. В 3 случаях из 5 они коррелировали с сильными отклонениями фигуративных точек пород от основного тренда составов на вариационных диаграммах (рис. 1), и исключались из дальнейшей обработки. Большой температурный интервал между ликвидусом Ol и Ol-Opx котектикой хорошо согласуется с петрографическими наблюдениями и отражает гетерогенный фазовый состав изливающейся магмы (расплав + интрателлурические кристаллы оливина).

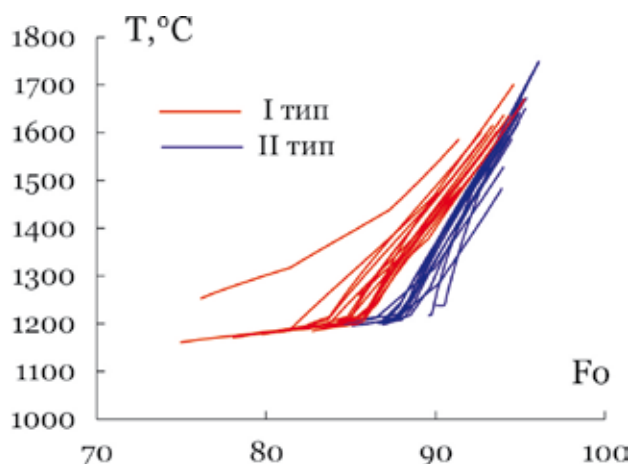


Рис. 3. Эволюция состава ОI при равновесной кристаллизации модельных расплавов.

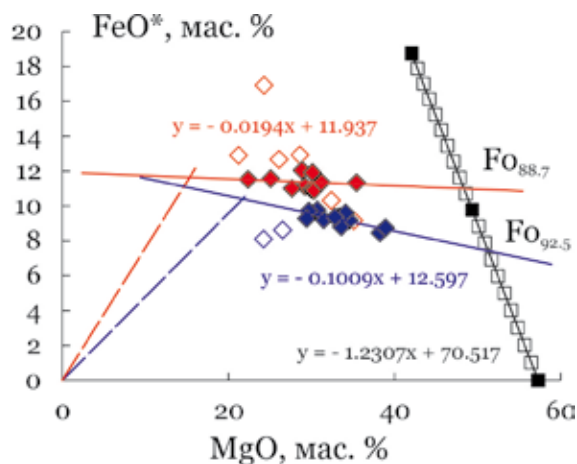


Рис. 4. Линии оливинового контроля для коматиитов Совдозерской структуры. Синим цветом показаны составы пород I типа, красным – II типа.

Анализ расчетной зависимости состава модельного ОI от температуры (рис. 3) демонстрирует, что исследуемая совокупность составов коматиитов Совдозерской структуры подразделяется на две группы: более магниезильную, имеющую более высокий номер равновесного оливина (I тип) и более железистую (II тип). Распределение пород по типам указано в таблице 1. Разделение выборки на две группы не коррелирует с п.п.п. и, следовательно, не является следствием вторичных изменений коматиитов.

**Оценка составов и петрологических параметров расплавов коматиитов Совдозерской структуры.** Для каждой из полученных групп (типов) были определены линии оливинового контроля. Они получены путем расчета параметров регрессионного уравнения. Совместное решение полученных регрессионных уравнений и зависимости содержаний Fe и Mg в стехиометричном оливине позволяет получить искомые составы интрателлурического оливина. Для образцов, относящихся к I типу состав интрателлурического оливина составляет  $Fo_{92.5}$ , для II типа –  $Fo_{88.7}$  (рис. 4). Зная состав равновесного оливина, можно получить модельную температуру и состав равновесного ему расплава для каждого исследуемого образца. Средние оценки для двух групп приведены в таблице 2.

Реалистичность результатов моделирования можно продемонстрировать, исходя из следующих простых соображений. Опираясь на оценки состава интрателлурического оливина и принимая коэффициент сокристаллизации ОI-расплав для Fe-Mg равным 0.3, можно приблизительно оценить отношение Fe и Mg в расплаве. Для высокотемпературного расплава  $FeO/MgO = 0.48$  ( $\#mg = 0.79$ ), для низкотемпературного расплава  $FeO/MgO = 0.76$  ( $\#mg = 0.70$ ). Пересечение линий постоянного отношения железа и магния (пунктирные линии на рис. 4) с соответствующей линией оливинового контроля позволяет оценить содержание FeO и MgO.

Таблица 2. Оценки состава родоначальных расплавов коматиитов Совдозерской структуры (в мас. %).

	I	$\sigma$	II	$\sigma$
SiO <sub>2</sub>	48.34	2.15	48.67	1.61
TiO <sub>2</sub>	0.43	0.08	0.63	0.09
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	9.05	1.01	12.76	2.27
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.62	0.07	0.74	0.12
FeO	10.38	0.38	11.85	0.65
MnO	0.14	0.04	0.15	0.05
MgO	23.42	0.65	16.61	0.85
CaO	7.33	3.00	8.33	2.01
Na <sub>2</sub> O	0.13	0.13	0.13	0.10
K <sub>2</sub> O	0.02	0.01	0.02	0.01
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.03	0.07	0.07	0.10
n	11		10	
T(С)	1494	17	1379	19
Fo <sup>ликв</sup> , мол. %	92.5		88.7	
Melt(мас. %)	64	12	60	11
Mg/Fe	4.02		2.50	
Mg/(Mg+Fe)	0.80		0.71	
Ca/Al	0.76		0.63	

Сравнение петрохимического параметра Ca/Al модельных расплавов I и II типов, траекторий их эволюции при равновесной и фракционной кристаллизации приводит к выводу, что более низкотемпературный расплав II типа не является дифференциатом расплава I типа. Альтернативной гипотезой-моделью может служить предположение об образовании расплава II типа в ходе контаминации коматиитового расплава I типа породами базальтового состава.

**Выводы.** Проведенные исследования позволили получить на основе изучения химического состава пород мезоархейских коматиитовой серии Совдозерской структуры следующие результаты:

– рассчитан порядок и температуры кристаллизации минеральных фаз коматиитов Совдозерской структуры;

– установлена первичная гетерогенность магматического комплекса, сформированного за счет эволюции двух первичных расплавов (не связанных процессом дифференциации) с содержанием MgO 23 и 17 мас. %;

– предложен возможный механизм формирования низкомагнезиального первичного расплава за счет контаминации коматиитов породами базальтового ряда.

Работа выполнена при поддержке грантов РФФИ №№ 14-05-00216 и 16-35-00268.

### Список литературы

1. Володичев О.И., Кулешевич Л.В., Кузенко Т.И. Эндогенные режимы метаморфизма в различных геодинамических обстановках докембрия Карелии // Рук. науч. отчет. ИГ КарНЦ РАН. 2002. 187 с.
2. Николаев Г.С., Арискин А.А. Бураковско-Аганозерский расслоенный массив Заонежья: II. Строение краевой группы и оценка состава родоначальной магмы методом геохимической термометрии // Геохимия. 2005. № 7. С. 712-732.
3. Светов С.А. Магматические системы зоны перехода океан-континент в архее восточной части Фенноскандинавского щита. Петрозаводск: КарНЦ РАН. 2005. 230 с.
4. Ariskin A.A., Dayushevsky L.V., Bychkov K.A., McNeill A.W., Barmina G.S., Nikolaev G.S. Modeling solubility of Fe-Ni sulfides in basaltic magmas: The effect of Ni in the melt // Economic Geology. 2013. V. 108. N 8. P. 1983-2003.

## ФОРМА ПРОЯВЛЕНИЯ И СОСТАВ КВАРЦЕВЫХ АГРЕГАТОВ В УЛЬТРАКИСЛЫХ ВУЛКАНИТАХ ИЗ ЭРУПТИВНЫХ БРЕКЧИЙ ПЕЧЕНГСКОГО РУДНОГО ПОЛЯ

Скуфьин П.К.

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

В рудном поле Ждановского Cu-Ni месторождения на восточном фланге продуктивной свиты печенгского комплекса установлены тела эруптивных брекчий бимодального кагусит-пикробазальтового состава, которые наблюдаются в виде расщепленно-прямолинейных аккордантных даек, приуроченных к контакту пород продуктивной свиты и перекрывающей ее матертской свиты. Дайки этой группы прослеживаются на сотни метров по простиранию и падению вмещающих пород и достигают мощностей 25-30 м. Дайки секут пластовые тела ферродолеритов, распространенные в разрезе продуктивной свиты, и в свою очередь секутся интрузиями рудоносной габбро-верлитовой ассоциации (рис. 1. 1). Макроскопически это – плотные массивные лавокластиты с брекчиевой текстурой, в которых хаотически распределенный обломочный материал погружен в матрикс, представленный витрокластической микролавобрекчией, имеющей состав субщелочного пикробазальта, обогащенного Ti, Mg и Fe (табл. 1) и составляющей 20-50 % объема породы (рис. 1. 2).

Размер обломков варьирует от псаммитовых частиц до глыб, имеющих более 400 мм в поперечнике; форма угловатая, округлая, пластинчатая. Более 90 % обломков представлены железистыми ультракремнистыми лавами (кагуситами) – плотными стекловатыми породами черного или светло-серого цвета, с характерным для кремнистых пород раковистым изломом. Крупные обломки кагусита, «плавающие» в витрокластическом матриксе эруптивной брекчии, иногда имеют каплевидную и веретенновидную, часто закрученную форму – признак синвулканических пластических деформаций лавовых фрагментов; часто в обломках фиксируется корочка закалки мощностью 0.5-1 см, сложенная стекловатой породой, замутненной тонкодисперсным магнетитом.

Структура кагуситов микропорфировая или криптопорфировая; количество порфировых вростков – от 3 до 8 % объема породы, состав – кварц, иногда дипирамидальный кварц, образующий псевдоморфозы по кристаллам высокотемпературного кристобалита; реже альбит и анортит; основная ткань – изотропный агрегат мельчайших кварцевых зерен, иногда сотовидной формы. Среди порфировых вкрапленников часто наблюдаются типичные для современных эруптивных брекчий объемно-разуплотненные кристаллокласты полевого шпата и кварца. Среди кагуситов можно выделить две сосуществующие разновидности черного и светло-серого цвета (рис. 2. 2). Лейкократовые кагуситы светло-серого цвета имеют почти мономинеральный кварцевый состав и часто наблюдаются в черных, меланократовых разновидностях в виде клубневидных и линзовидных обособлений с резкими, отчетливыми контактами; при этом и в обособлениях, и во вмещающих черных кагуситах сохраняется характерная криптопорфировая структура (рис. 2. 4). Лейкократовые кагуситы вместе с пикробазальтом иногда формируют своеобразные бимодальные вариолитовые микролавобрекчии, в которых почковидные и гроздьевидные агрегаты стекловатого кагусита, замутненные тонкодисперсной сыпью магнетита, погружены в вариолитовый пикробазальтовый цемент (рис. 2. 1-3). В шлифах наблюдается своеобразная двухфазная система сосуществующих вариолитовых обособлений лейкократового (кагусит) и меланократового (пикробазальт) составов. Подобные взаимоотношения контрастных фаз можно объяснить лишь с позиции ликвационной жидкостной несмесимости в высокожелезистых расплавах при образовании ликватных пар наподобие классических примеров типа эвкрит-липарит или ферробазальт-липарит [1].

Из таблицы 1 видно, что кагуситы описываемых бимодальных эруптивных брекчий представлены двумя типами пород – малощелочными кагуситами (черные разновидности) и бесщелочными кагуситами

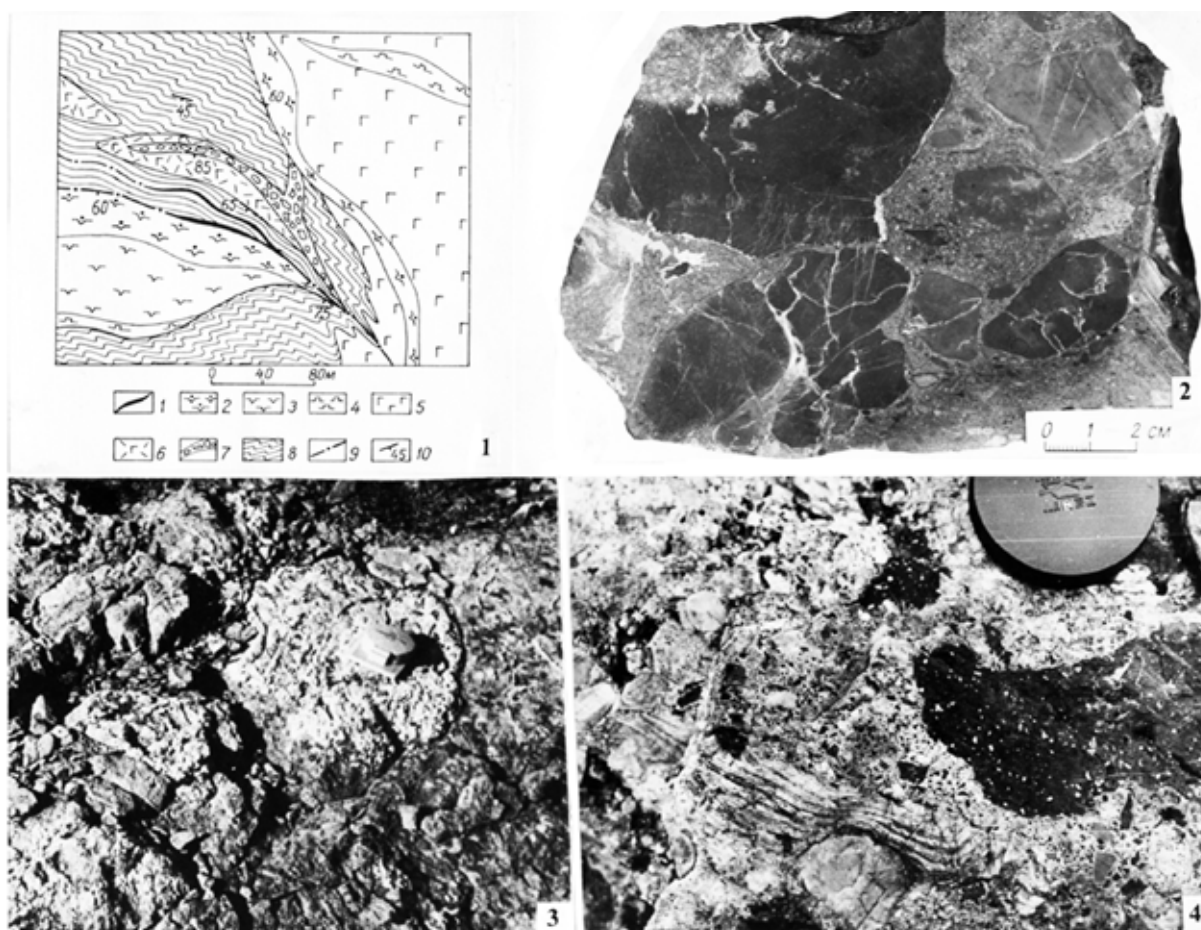


Рис. 1. 1 – схематическая геологическая карта участка рудного поля к западу от Ждановского месторождения. Условные обозначения: 1 – Cu-Ni руда; 2, 3 – метаперидотиты; 4 – пироксениты, 5 – габбро; 6 – ферродолериты; 7 – породы эруптивной брекчий кагусит-базальтового состава; 8 – метаосадки; 9 – разломы; 10 – залежание пород.

2 – эруптивная брекчия кагусит-базальтового состава (фото образца). Обломки кагусита погружены в базальтовый витрокластит. 3 – округлые обособления кагусита в эруптивной лавобрекчии базальтового состава (фотоснимок обнажения). 4 – грубообломочный спекшийся туф (фотоснимок обнажения). Черные обломки с порфировой структурой – эвкрит, округлые и лентовидные обломки с флюидальной текстурой – кагусит.



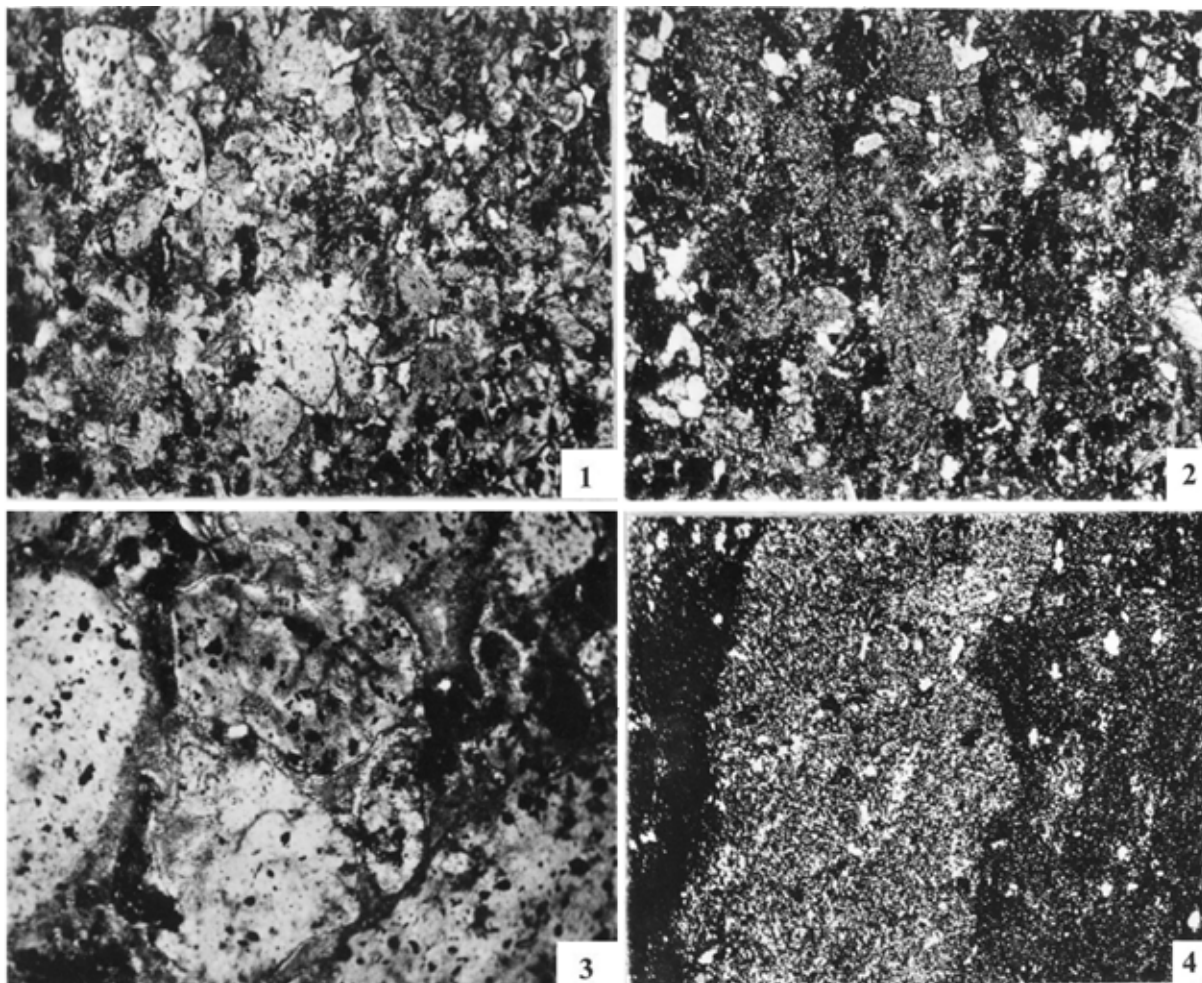


Рис. 2. Породы эруптивной брекчии каугисит-базальтового состава из разреза ждановской (продуктивной) свиты (фото- снимки шлифов). 1, 2 – форма ликватных почковидных каугиситовых обособлений (светло-серое) в базальтовом витрокластите,  $\times 15$ , 1 – без анализатора, 2 – с анализатором; 3 – форма ликватных каугиситовых обособлений, фрагмент предыдущего шлифа,  $\times 60$ , без анализатора; 4 – полосовидное обособление бесщелочного каугисита (серое) в мелкощелочном каугисите (темно-серое),  $\times 35$ , с анализатором.

(лейкократовые разновидности светло-серого цвета). Содержание  $\text{SiO}_2$  в малощелочном каугисите составляет 83.62 %, а суммарного Fe – 2.5 %;  $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} = 1.64$  %, с преобладанием  $\text{Na}_2\text{O}$ . Содержание  $\text{SiO}_2$  в бесщелочном каугисите составляет 94.73 %, а суммарного Fe – 2.31 %;  $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} = 0.13$  %, с преобладанием  $\text{Na}_2\text{O}$ . Матрикс эруптивной брекчии во всех случаях – субщелочные железистые пикробазальты. Своеобразное тело ферробазальтовых лавобрекчий с обломками бесщелочных каугиситов было установлено в районе озера Сари-ярви, к северу от Кольской сверхглубокой скважины [2]. Имея размер до 450 м в поперечнике и сложную штокообразную форму, это тело прорывает мощный силл габбродолеритов на контакте пород ждановской и матертской свит. Помимо остроугольных обломков базальтовых ферродолеритов, это тело переполнено округлыми обломками каугисита размером 0.2-0.5 м в поперечнике (рис. 1. 3).

Каугиситы имеют криптофельзитовую структуру, обогащены тонкодисперсным магнетитом и пронизаны сетью кварцевых жилок. Матрикс лавобрекчий представлен субщелочным пикробазальтом. Химический состав каугисита, а также малощелочного ферробазальта приведен в табл. 1.

Содержание  $\text{SiO}_2$  в каугисите составляет 86.1 %, а суммарного Fe – 4.9 %;  $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} = 0.1$  %. Отличительным признаком каугиситов бимодальной ассоциации районов оз. Сари-ярви и Ждановского месторождения является обогащенность некоторыми сидерофильными и халькофильными элементами, в частности хромом, медью и никелем.

Работа выполнена при финансовой поддержке гранта РФФИ 16-05-00026.

Таблица 1. Химический состав бимодальных кагусит-содержащих ассоциаций эруптивных брекчий районов Ждановского месторождения и оз. Сари-ярви (мас. %, ppm).

Компоненты	1	2	3	4	5	6
SiO <sub>2</sub>	49.59	41.63	83.62	94.73	42.49	86.10
TiO <sub>2</sub>	1.65	1.56	0.27	0.00	1.78	0.51
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	12.75	11.83	2.73	0.34	12.30	3.22
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	7.98	4.03	1.01	0.53	5.45	1.18
FeO	4.06	6.71	1.29	1.78	12.82	3.75
MnO	0.17	0.19	0.04	0.01	0.20	0.06
MgO	10.23	7.20	1.36	0.18	5.96	1.77
CaO	4.07	10.85	3.41	0.80	11.77	0.98
Na <sub>2</sub> O	4.20	3.54	1.50	0.10	0.38	0.09
K <sub>2</sub> O	0.24	1.35	0.14	0.03	0.16	0.01
H <sub>2</sub> O-	0.12	0.10	0.00	0.06	0.33	0.25
H <sub>2</sub> O+	3.20	3.69	1.66	0.35	5.05	2.05
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.13	0.12	0.19	0.00	0.12	0.00
CO <sub>2</sub>	0.12	6.38	2.13	0.59	0.65	0.26
S <sub>общ</sub>	1.26	1.19	0.02	0.40	0.55	0.00
Сумма	99.77	100.37	99.37	99.90	100.01	100.23
Rb	10	н.оп.	5	н.оп.	4	0
Sr	118	н.оп.	71	н.оп.	90	н.оп.
Ba	140	н.оп.	40	н.оп.	80	н.оп.
Ni	н.оп.	200	н.оп.	100	200	100
Co	н.оп.	50	н.оп.	0.00	90	0
Cr	н.оп.	460	н.оп.	190	500	400
Cu	н.оп.	160	н.оп.	40	н.оп.	25
Zr	115	н.оп.	25	н.оп.	н.оп.	н.оп.

Примечание: 1-4 – породы района Ждановского месторождения: 1, 2 – субщелочные магнезиальные базальты из матрикса эруптивной брекчии (туффизит); 3, 4 – кагуситы из обломков эруптивной брекчии, соответственно, малощелочной (3) и бесщелочной (4); 5, 6 – породы района оз. Сари-ярви: 5 – малощелочной ферробазальт из обломков эруптивной базальтовой лавобрекчии, 6 – бесщелочной кагусит из обломков эруптивной базальтовой лавобрекчии.

#### Список литературы

1. Маракушев А.А., Безмен Н.И. Вариолиты и их петрогенетическое значение // Вестн. Моск. ун-та. Сер. геол. 1987. № 5. С. 62-77.
2. Скуфьин П.К. Кагусит-базальтовое расщепление в магматических породах Печенгской структуры и влияние этого процесса на формирование сульфидно-благороднометалльного оруденения // Бюлл. Моск. Об-ва исп. природы. Отд. геол. 2010. Т. 85. № 3. С. 52-68.

### ГЕОЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ВУЛКАНИТОВ ПЕЧЕНГСКОГО КОМПЛЕКСА НА ГЛУБОКИХ ГОРИЗОНТАХ РАЗРЕЗА КОЛЬСКОЙ СВЕРХГЛУБОКОЙ СКВАЖИНЫ (СГ-3)

Горбачевич Ф.Ф., Скуфьин П.К., Ковалевский М.В.

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

24 мая 1970 г на СЗ Кольского п-ова началось бурение вертикальной Кольской сверхглубокой буровой скважины (СГ-3) – самой глубокой в опорной сети сверхглубоких (глубже 7 км) скважин, пройденных в главных рудных районах СССР в 1970-90 гг. По рекомендации академика РАН А.В. Сидоренко, СГ-3 была пробурена в Печенгском рудном районе, где сформировались крупнейшие в Европе месторождения Cu-Ni руд [2].

Морфологически Печенгская структура – синклиорий, северная часть которого сложена породами печенгского комплекса (возраст 2550-1940 млн. лет) мощностью до 11 км (рис. 1). Юго-западная часть синклиория срезана Пороярвинским шовным прогибом, сформированным породами южнопеченгского комплекса (1940-1700 млн. лет). Печенгский комплекс сложен четырьмя вулканогенными свитами (ВС), в основании которых – маломощные осадочные свиты: маярвинская (I ВС), пиргтиярвинская (II ВС), заполярнинская (III ВС) и матертская (IV ВС). СГ-3 вскрыла породы всех вулканогенных свит печенгского комплекса в интервале 0-6842.0 м. Для определения особенностей и различий поверхностного и глубинного режимов пороодо-, рудо- и минерагенеза были выбраны вулканиды I и II ВС, обладающие достаточно дифференцированным составом, что облегчало выделение, сопоставление и корреляцию гомологичных объектов.

**Маярвинская вулканогенная (I ВС) свита** мощностью до 1500 м залегает в основании печенгского разреза вулканидов. Сложена покровами базальтов и андезибазальтов. СГ-3 вскрывает разрез свиты в интервале 5717.0-6835.0 м. Существенных различий в химическом составе вулканидов разреза СГ-3 и поверхностного уровня нет, что в известной степени подтверждает более ранние представления специалистов об изохимичности состава вулканидов Печенгской структуры, метаморфизованных в интервале от пренит-пумпеллиитовой до амфиболитовой фаций метаморфизма. В целом вулканиды I ВС в СГ-3 и на поверхности вполне отвечают понятию гомологичности. Однако породы поверхностного уровня

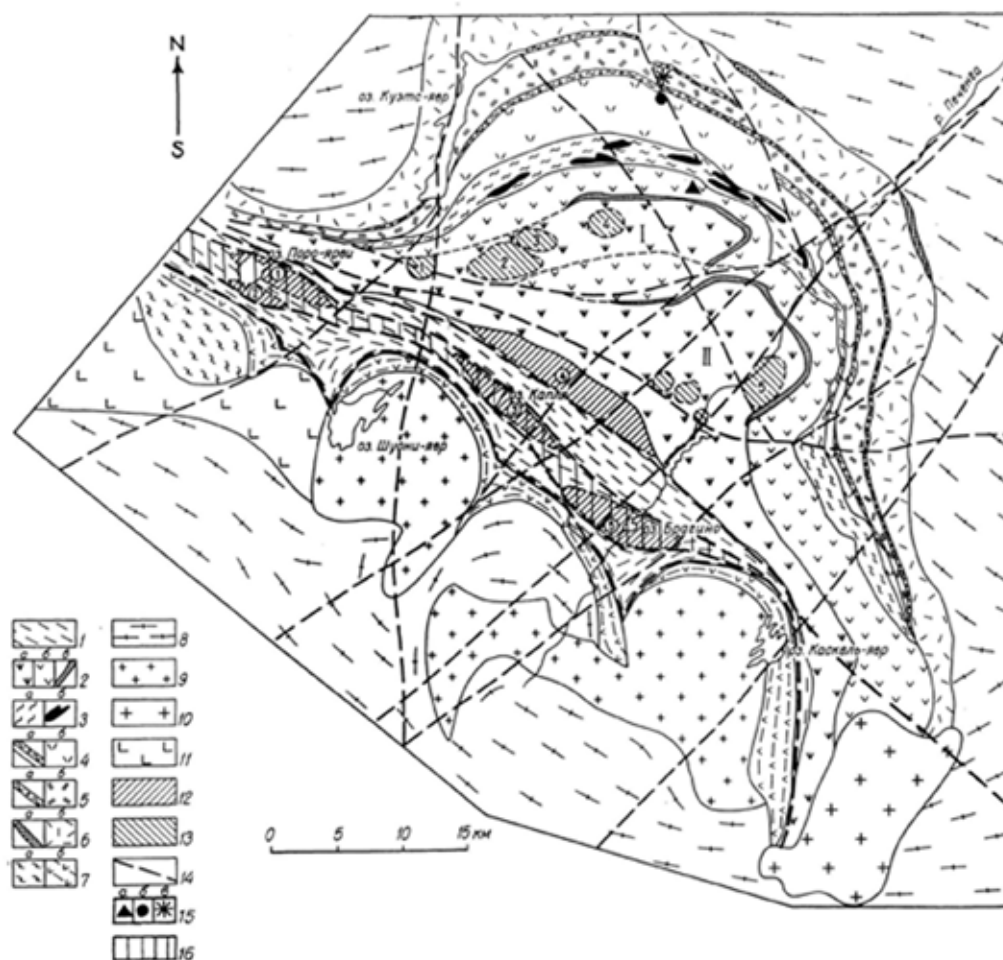


Рис. 1. Схема геологического строения Печенгской структуры.

1 – южнопеченгский комплекс; 2-6: печенгский комплекс: 2 – IV ВС (вулканогенная свита): базальты, соответственно, верхней (а) и нижней (б) подсвит; в – риолиты; 3 – IV ОС (осадочная свита): а – осадки, б – рудоносные габброверлиты; 4 – породы III ОС и III ВС свит: а – осадки, б – базальты; 5 – породы II ОС и II ВС свит: а – осадки, б – базальты и андезиты; 6 – породы I ОС и I ВС: а – осадки, б – андезиты; 7 – породы неясного стратиграфического положения: а – гнейсо-сланцы, б – амфиболиты; 8 – гнейсо-граниты архейского фундамента; 9 – граниты Южнопеченгской зоны (1940 млн. лет); 10 – микроклиновые граниты (1762 млн. лет); 11 – габбро; 12 – вулканические центры в Южнопеченгской зоне; 13 – вулканические центры в Северопеченгской зоне; 14 – разломы; 15 – положение структурных буровых скважин, соответственно, СГ-3 (а), IX (б) и X (в); 16 – Пороярвинский приразломный прогиб.

слабо рассланцованы, в них преобладают массивные и миндалекаменные текстуры; структуры пород типичные магматогенные: микрогаббровая, офитовая, апоинтерсертальная и др. Вулканыты в разрезе СГ-3 характеризуются большей степенью метаморфизма и тектонического преобразования. Породы приобретают структуры метаморфических пород – нематогранобластовую, гранобластовую и др. Содержание плагиоклаза снижается, в базальтовых по составу породах появляется кварц.

На диаграмме АФМ (рис. 2) часть фигуративных точек пород I BC расположена в поле известково-щелочной серии (55 %), другая – толеит-базальтовой (45 %). Характерно, что фигуративные точки образцов I BC из разреза СГ-3 располагаются на диаграмме совместно с точками поверхностных образцов, что подтверждает данные об их изохимичности.

На диаграмме Пирса (рис. 2) фиксируется более дифференцированное расположение фигуративных точек для пород поверхностного уровня; характерным является наличие трех разнонаправленных трендов. Для андезибазальтов нижней части разреза типично увеличение относительного содержания MgO (тренд I), андезибазальтам из средней части присуща противоположная тенденция (тренд II), а для базальтовых пород из верхней части характерно изменение соотношения FeO и  $Al_2O_3$  при стабильности MgO (тренд III). Аналогичные тенденции присущи и вулканытам СГ-3.

**Пирттиярвинская вулканогенная (II BC) свита** наибольшей мощности (порядка 2000 м) достигает в центральной части структуры. Разрез здесь представлен двумя приблизительно равными по мощности подсвитами, разделенными горизонтом туфосланцев. СГ-3 вскрывает разрез свиты в интервале 4884.0-5642.0 м. Вулканыты II BC представлены ферропикритами, ферробазальтами, щелочными базальтами, муджиеритами (Fe-Ti щелочными базальтами), трахиандезитами, трахидацитами. На диаграмме АФМ (рис. 2) 90 % точек попадают в поле вулканытов толеитовой серии и лишь 10 % – в область известково-щелочной, причем на диаграммах АФМ и Пирса составы вулканытов формируют два частично перекрывающихся поля: более щелочных пород нижней подсвиты и более железистых – верхней.

При сопоставлении состава вулканытов II BC из разреза СГ-3 с их поверхностными гомологами, в отличие от вулканытов глубже расположенной маярвинской (I BC) свиты, установлен факт существенных различий состава разноглубинных пород, что противоречит ранним представлениям об изохимичности вулканытов Печенгской структуры. Разрез пород II BC по керну СГ-3 заметно отличается от разреза поверхностных гомологов. В СГ-3 происходит усреднение, гомогенизация составов пород, которые уже представляют собой измененные вулканыты – аповулканыты.

Процесс гомогенизации состава глубинных аповулканытов II BC наглядно представлен на петрохимических диаграммах АФМ и Пирса (рис. 2). На диаграмме АФМ (рис 2, А) фигуративные точки пород верхней подсвиты из разреза СГ-3 целиком покидают поле своих поверхностных гомологов и перемещаются в поле пород нижней подсвиты, демонстрируя общее относительное обеднение железом и обогащение щелочами и магнием. Не столь радикально измененные глубинные породы нижней подсвиты частично сохраняют положение в поле своих поверхностных гомологов, но часть фигуративных точек резко смещается в сторону поля  $Na_2O + K_2O$ , демонстрируя значительное обогащение щелочами. На диаграмме Пирса точки пород II BC в результате гомогенизации составов располагаются в пределах локального компактного поля (рис 2, Б). При этом точки глубинных пород верхней подсвиты частично сохраняют положение в поле своих поверхностных гомологов, но часть точек перемещается в поле пород нижней подсвиты, демонстрируя общую гомогенизацию состава пород II BC, а также их относительное обогащение магнием. Таким образом, изучение петрогеохимических особенностей вулканытов II BC из разреза СГ-3 указывает на радикальные отличия составов глубинных пород этой свиты от их поверхностных гомологов, что было обусловлено широкомасштабными геохимическими процессами, нарушившими характерные для раннего протерозоя изохимические тенденции метаморфических преобразований.

В соответствии со сводными данными, средняя скорость  $V_p$  в кристаллической коре находится в пределах 5.7-6.6 км/с. При этом, толщина коры, в зависимости от региона, оценивается в пределах 28-65 км. Для гнейсо-гранитных пород на глубине 50 км вариации средних  $V_p$  составляют 5.8-6.2 км/с, для гранатовых гранулитов – 6.7-7.1 км/с. Сведения о величинах  $V_p$  и  $V_s$  на глубоких горизонтах (> 15 км) получены, в основном, сейсмическими методами, такими как глубинное сейсмическое зондирование ГСЗ, МОВ, КМПВ, МОГТ и др. Наша оценка скоростей продольных и поперечных волн, полученная на основе моделирования глубинных РТ-условий, соответствует известным данным. Следует заметить, что в настоящее время не существует метода, позволяющего с помощью сейсмического зондирования, проводимого с земной поверхности, получить точную зависимость изменений скорости продольной и поперечной волн с глубиной. Поэтому для расчетов глубинного расположения конкретного отражающего горизонта априори

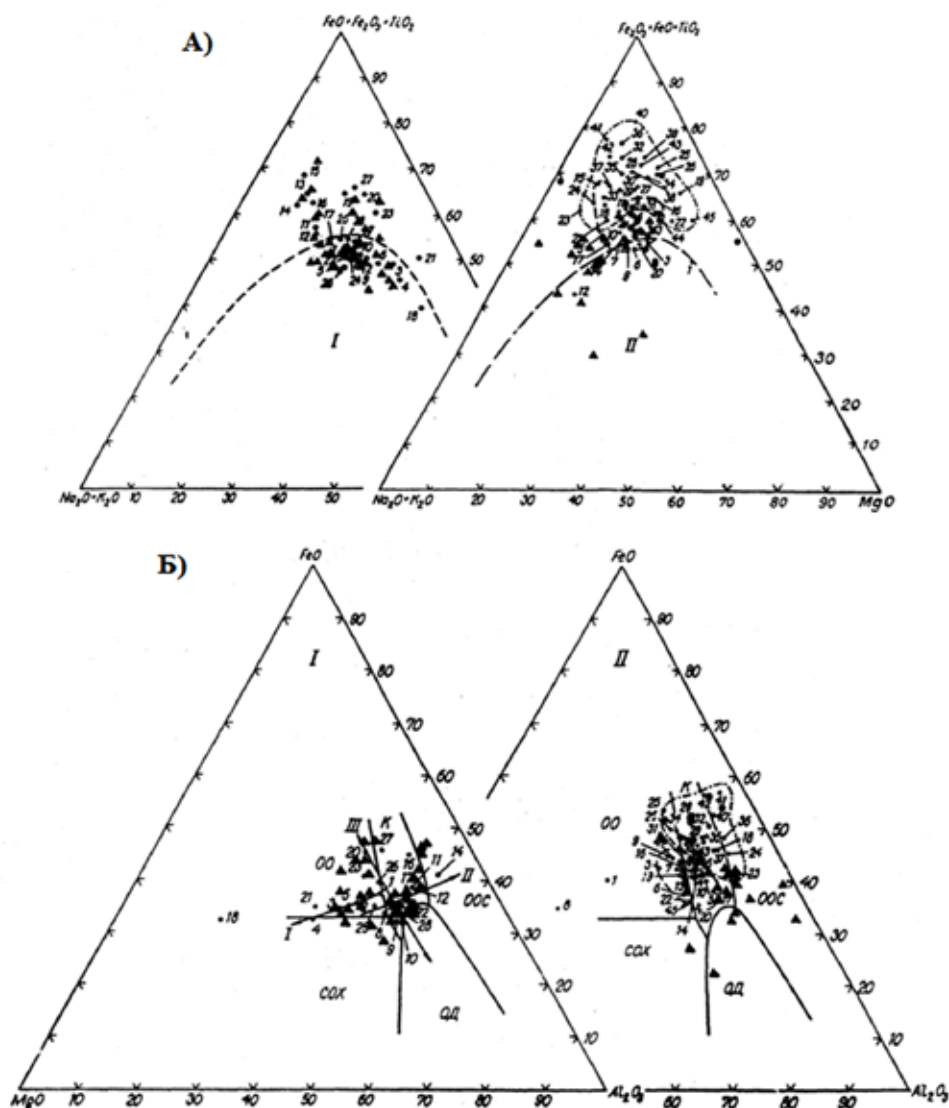


Рис. 2. Диаграммы AFM (А) и Пирса (Б) для вулканитов I и II ВС:

I – I ВС. Черные треугольники – вулканиты разреза СГ-3. Оцифрованы образцы гомологов поверхностного уровня; II – II ВС. Крупные черные кружки – породы верхней часть разреза II ВС (верхняя подсвета), черные треугольники – породы низов разреза II ВС (нижняя подсвета). Оцифрованы образцы поверхностного уровня (поле с пунктиром – нижняя подсвета; поле с штрих-пунктиром – верхняя подсвета). На диаграмме Пирса – поля базальтов: внутриконтинентальных областей (К); океанических островов (ОО); срединно-океанических хребтов (СОХ); островных дуг (ОД) и островов океанических зон спрединга (ООС). Номера точек на всех диаграммах возрастают от подошвы к кровле разрезов.

применяется какая-либо прогнозная скоростная модель. В связи с этим, вышеприведенные результаты, основанные на прямых экспериментах с глубинными породами, представляют собой особую ценность. Отдельно следует отметить, что скоростная анизотропия метаморфизованных пород верхней и средней части коры весьма значительна, что будет определено затруднять интерпретацию результатов сейсмических работ, проводимых с земной поверхности. По нашим данным [1], диапазон изменчивости скоростной анизотропии пород нижней коры, за счет высокого содержания граната и пироксена, существенно уже.

Работа выполнена при финансовой поддержке гранта РФФИ 16-05-00026.

### Список литературы

1. Горбачевич Ф.Ф. Структура, свойства, состояние пород и геодинамика в геопространстве Кольской сверхглубокой скважины (СГ-3) // СПб.: Наука, 2015. 366 с.
2. Скуфьин П.К. Вулканизм Кольского региона. Ч. I. Древний Печенгско-Варзугский зеленокаменный пояс // LAP LAMBERT Academic Publishing. Saarbrucken. 2014. P. 368.

## ПРОБЛЕМА МАТЕРИКОВОГО ОЛЕДЕНЕНИЯ И ФОРМИРОВАНИЯ ЭКЗАРАЦИОННОГО РЕЛЬЕФА В ЧЕТВЕРТИЧНЫЙ ПЕРИОД

Чувардинский В.Г., Скуфьин П.К.<sup>1</sup>

<sup>1</sup> ГИ КНЦ РАН, Апатиты, skuf@geoksc.apatity.ru

В середине позапрошлого века группа ученых-натуралистов (Ж. Шарпантье, Л. Агассиц и др.) при попытке обоснования причин скопления валунов кристаллических пород на равнинах Европы, выдвинула гипотезу о мощном материковом оледенении в четвертичном периоде на севере Европы, Азии и Америки. Считаемые классическими работы немецких геологов А. Пенка и Э. Брюкнера по альпийским покровным ледникам и «моренным образованиям» в виде галечниковых речных террас рек – правых притоков р. Дунай – легли в основу европейской периодизации ледниковых периодов: гюнц, миндель, рисс, вюрм. В дальнейшем сторонники этой гипотезы (О. Торрель, А. Гейки, Дж. Гейки и др.) доказывали, что ледники в кристаллических породах Скандинавии активно формировали т.наз. экзарационный рельеф, выпаживая озерные котловины, глубокие фиорды, покрывали бороздами и отполировывали «бараньи лбы», «курчавые скалы» и другие «ледниковые» формы рельефа. С тех пор количество публикаций, основанных на методических разработках ледниковой гипотезы, исчисляется многими тысячами.

Однако примерно в тот же период крупнейшие натуралисты Ч. Дарвин, Ч. Ляйель, Р. Мурчисон, А. Кайзерлинг выдвинули дрейфовую теорию формирования валунных накоплений в Северном полушарии за счет разноса валунов плавающими льдами при трансгрессиях морских бассейнов. Во время войны профессор И.Г. Пидопличко в составе действующей армии имел возможность осмотреть все известные «ледниковые» отложения в Альпах. В своих работах он доказывал, что все эти ледниковые построения немецких ученых и их последователей глубоко ошибочны и основаны на самовнушении и своеобразном массовом гипнозе. В дальнейшем, в 50–60-х годах многие отечественные геологи (А.И. Попов, И.Д. Данилов, Р.Б. Крапивнер, П.П. Генералов и др.) пришли к выводу, что северные территории Европы и Сибири материковым оледенением не подвергались, а мощные толщи валунных суглинков накапливались в результате транспортировки валунного материала айсбергами и припайными льдинами. И по сей день в научном мире по вопросам материкового оледенения Западной Сибири и Европейского Севера относительно мирно сосуществуют две точки зрения – ледниковая и «маринистская». Однако «экзарационный рельеф» Скандинавии и Канады до недавних пор считался бесспорным доказательством незыблемости главных постулатов ледниковой теории.

На основании почти пятидесятилетних геологических работ в Кольско-Карельском регионе В.Г. Чувардинский решительно выступает против общепризнанного учения о громадных по масштабам ледниковых периодах, покровные ледники которых, выпаживая коренные породы ложа ледников, перемещали громадные валуны и километровые отторженцы горных пород и двигались в южном направлении, перекрывая Европу и Северную Америку щитами льда мощностью до 3 км. В своей работах [5, 6, 7] В.Г. Чувардинский анализирует доводы сторонников концепции материковых оледенений, которая приписывает стремительно наступавшим на Европу мощным ледникам роль активного рельефообразующего фактора.

Гляциологические исследования на материковых ледниках Антарктиды и Гренландии показали, что придонные слои льда практически неподвижны, и никакого «выпахивания» ложа ледников не производят – все подвижки в ледниках происходят выше, в результате вязко-текучего скольжения пакетов ледяных пластинок по внутрiledниковым сколам. Ложе горно-долинных ледников сохраняет под движущимися массами льда первичную скальную поверхность, почвенные слои и даже травяной покров в полной неприкосновенности. А ложе гренландских и антарктических громадных ледников вообще законсервировано на сотни тысяч лет, и километровые по мощности льды спокойно скользят над этим ложем, не затрагивая его. Специалисты, изучавшие экзарационные процессы на реальных ледниках планеты, давно установили, что донные морены при этом совершенно нехарактерны. М.И. Иверонова [3], изучавшая ледники Тянь-Шаня пишет: «Роль донной морены ничтожна, и говорить о леднике как о факторе, интенсивно эродирующем, нет основания». Результаты сквозного, вплоть до ложа ледников, разбуривания материковых ледниковых щитов Антарктиды и Гренландии доказывают отсутствие валунно-галечного моренного материала во всей толще ледников, а также в основании этих гигантов. Современный исследователь ледников Антарктиды Д.Ю. Большиянов [1] делает вывод: «...Ледники покровного типа не способны активно преобразовать материковое ложе». Наличие значительных валунно-галечных образований в толще ледников возможно лишь в горно-долинных ледниках, где эти обломки горных пород образуются при оползневых процессах на склонах.

Что же касается экзарационного рельефа, «курчавых скал», «бараньих лбов», фиордов, озерных котловин, конечно-моренных гряд и др., то авторы связывают все эти образования с неотектоническими процессами, вертикальными и горизонтальными подвижками горных пород, мелко- и крупномасштабными чешуйчатыми надвигами (рис. 1-3). Аналогичные явления наблюдались и в гранитоидах Мурманского блока, и в вулканитах раннепротерозойской Печенгской структуры [4].



Рис. 1. Тектоническое формирование «бараньих лбов» в гранодиоритах, в процессе неотектонического роста гранитных куполов.

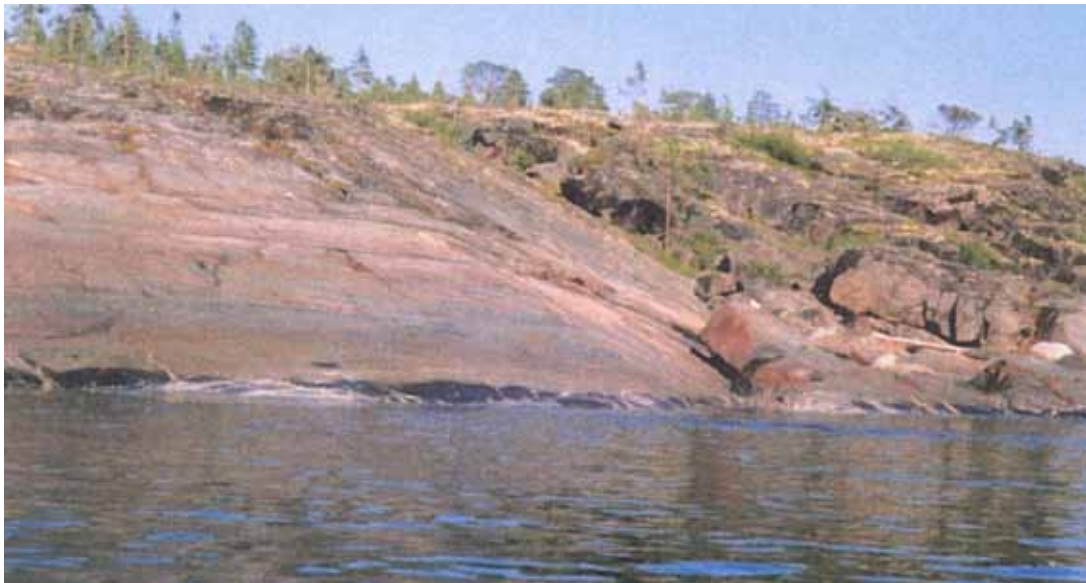


Рис. 2. Поверхность сместителя крупного надвига в породах гранулитовой формации. Видно погружение отполированной и изборозженной тектонической поверхности под аллохтонные блоки пород.

Новейшие исследования тектонических напряжений в толщах кристаллических пород Балтийского, Канадского и Украинского щитов показывают, что величина тектонического сжатия в гранитоидных породах верхних горизонтов земной коры, достигающая 200 мПа, реализуется в приповерхностном слое в

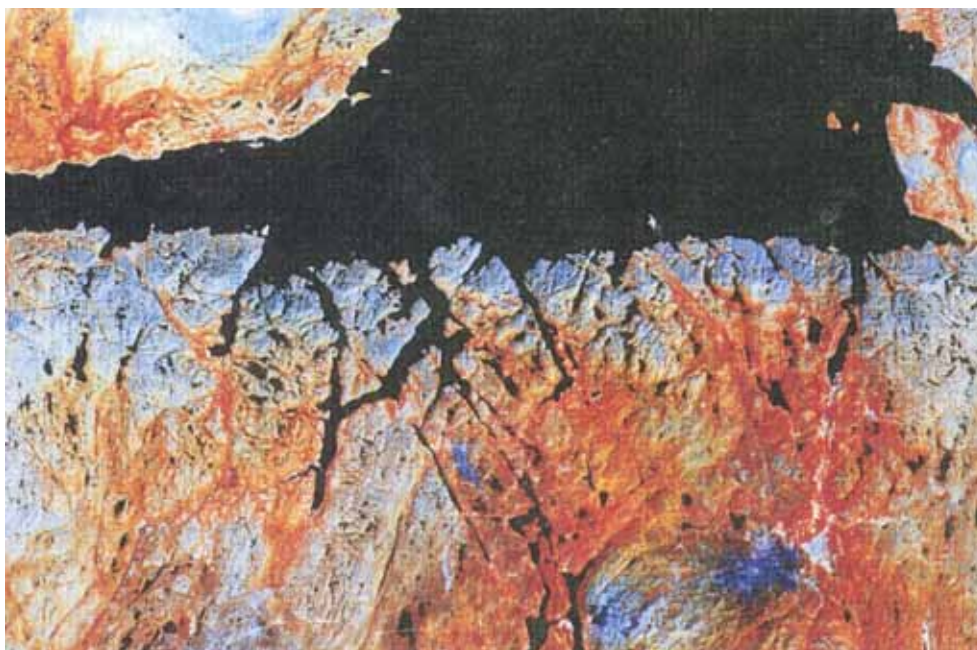


Рис. 3. Фиорды в архейских породах фундамента на побережье Норвегии и Мурманской области. Видна приуроченность фиордов к глубинным разломам нескольких генераций. Космический снимок.

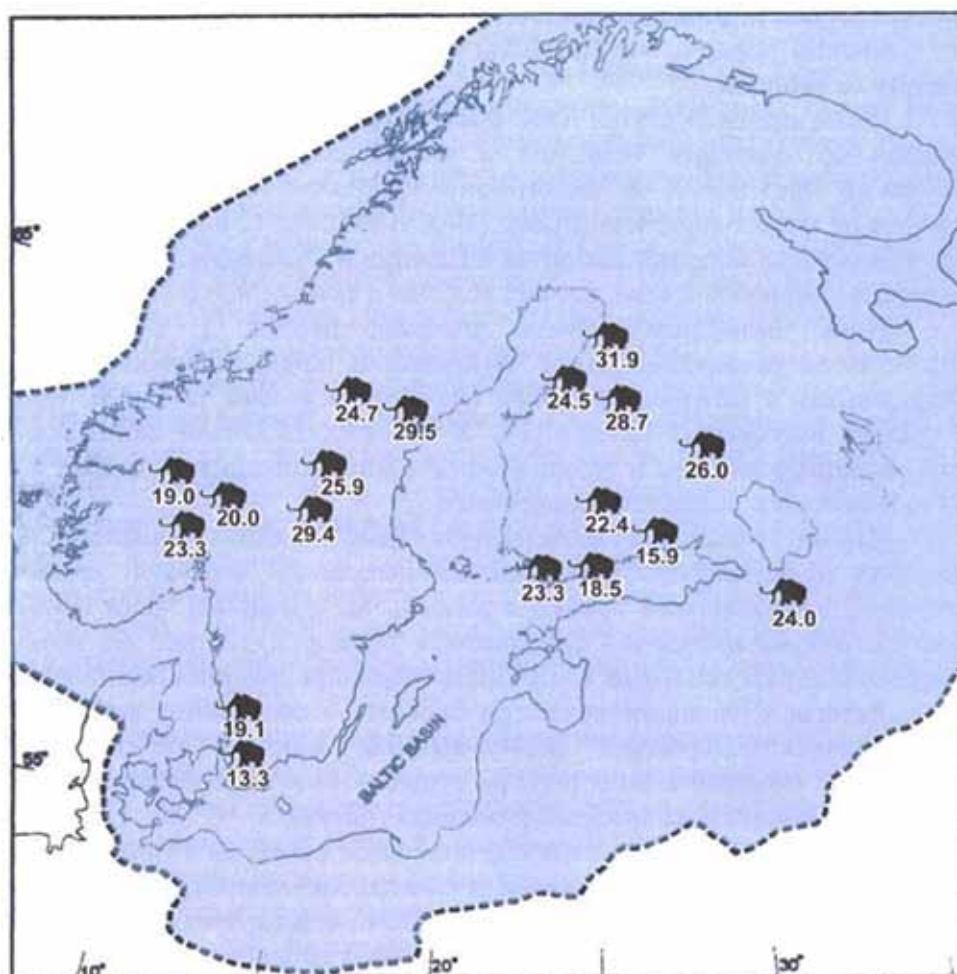


Рис. 4. Местонахождения ископаемых останков мамонтов в Фенноскандии времени последнего (вюрмского) покровного оледенения (возраст 26000-10000 лет). Абсолютный возраст (в тыс. лет) определен радиоуглеродным методом. Пунктиром показана площадь Фенноскандинавского ледникового покрова.



виде интенсивных субгоризонтальных тектонических подвижек, сила которых на полтора порядка превышает вертикальное (геостатическое) напряжение. При этом формируется сложно сочетающиеся системы взбросо-надвигов, сбросов и сдвигов, характерных именно для приповерхностной зоны, где проявляется способность свободных восходящих движений надвиговых блоков и чешуй. Что же касается наличия крупных, иногда гигантских валунов на Русской равнине, следует учитывать то, что фундамент и чехол Русской платформы имеют блоковое, а местами и мелкоблоковое строение. При интенсивной активизации блоковых подвижек в неоген-четвертичный период появлялась возможность выведения на поверхность валунно-галечного материала и даже крупных отторженцев фундамента, тем более что состав поверхностных валунов кристаллических пород в конкретных пунктах Русской равнины соответствует составу пород фундамента в этих местах.

В своей последней статье Д.Ю. Большиянов [2], привлекая данные скандинавских геологов, пишет: «...Новейшие исследования говорят об отсутствии сплошного ледникового покрова на Скандинавском полуострове во время последнего ледникового максимума. Собранные материалы говорят об отсутствии крупных ледниковых щитов на пространствах севера Евразии. Вместо ледниковых щитов на этих территориях развивались ограниченные по мощности и площади ледниковые шапки-купола, которые, вследствие своего термодинамического состояния (холодное, примерзшее к ложу основание), не могли активно механически воздействовать на ложе ледниковых куполов».

Новые литературные данные по палеонтологии, палеоботанике и четвертичной климатологии ставят под сомнение наличие мощного материкового оледенения даже в цитадели сторонников ледниковой теории – в Скандинавии. Многочисленные публикации указывают на постоянные находки останков мамонтов в этом регионе, там, где по утверждениям сторонников ледниковой теории, толщина льда в вюрмское время достигала 4 км.

Многочисленные вюрмские радиоуглеродные датировки останков мамонтов (26-11 тыс. лет) указывают на комфортные условия жизни этих прожорливых животных в заросших пышной растительностью долинах рек Финляндии и Норвегии. Попытка сторонников оледенения этих территорий в вюрме объяснить этот парадокс наличием «нунатаков» – горных вершин, возвышающихся над ледниковыми толщами, малоубедительна – таких высоких гор в Скандинавии просто нет, да и мамонтам на таких скалах ежедневной полутонной порции растительной пищи на едока – не обеспечить. Современные исследования показывают, что климат Скандинавии в вюрме был более холодным и континентальным, чем современный, но в целом близок современному климату Сибири, и лесотундровые степи с вечной мерзлотой в фундаменте и с пышной растительностью в долинах рек занимали обширные территории в Европе, в т.ч. в Скандинавии.

Работа выполнена при финансовой поддержке гранта РФФИ 16-05-00026.

### **Список литературы**

1. Большиянов Д.Ю. Пассивное оледенение Арктики и Антарктиды. СПб.: Изд-во ААНИИ, 2006. 296 с.
2. Большиянов Д.Ю. Скандинавский ледниковый щит – новые данные и предложения // Изв. Русского геогр. об-ва. М., 2015. С. 1-13.
3. Иверонова М.И. Процессы формирования современных морен в Тянь-Шане // Тр. Ин-та географии АН СССР. М., 1952. С. 33-54.
4. Скуфьин П.К. О глубинном долгоживущем разломе на северо-западе Кольского п-ова // Геофизика и тектоника Кольского п-ова. М-Л: Наука, 1966. С. 83-85.
5. Чувардинский В.Г. К вопросу о материковых оледенениях в Фенноскандии. Природная обстановка и фауна прошлого. Киев. 1963. С. 66-96.
6. Чувардинский В.Г. О ледниковой теории. Происхождение образований ледниковой формации. Апатиты. 1998. 302 с.
7. Чувардинский В.Г. Четвертичный период (новая геологическая концепция). Апатиты. 2012. 179 с.

## ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКАЯ ПРИВЯЗКА БЕРЕГОВЫХ ФОРМ РЕЛЬЕФА ГОЛОЦЕНОВОГО МОРЯ В ДЕПРЕССИИ РЕКИ ТУЛОМА И КОЛЬСКОМ ЗАЛИВЕ

Толстобров Д.С., Толстоброва А.Н., Колька В.В., Корсакова О.П.

ГИ КНЦ РАН, Апатиты, [tolstobrov@geoksc.apatity.ru](mailto:tolstobrov@geoksc.apatity.ru)

### Введение

На основании данных радиоуглеродного датирования донных отложений озёр и раковин моллюсков в осадках террас, а также данных о высотном положении и геологическом строении береговых форм в долине р. Тулома и Кольском заливе Баренцева моря была построена диаграмма (рис. 1) релятивных линий поднятия земной коры. Каждая линия диаграммы отражает положение морской границы, высота которой уменьшалась со временем в результате поднятия территории. Анализ диаграммы позволяет определить динамику и характер вертикальных движений земной коры в поздне- и послеледниковое время, а также высотное распространение морского бассейна. Полное описание данных, использованных для построения диаграммы, приведены в работах [4, 5].

В дальнейшем для установления времени формирования береговых образований в долине р. Тулома и Кольском заливе была проведена корреляция линий *эпейрогенических спектров* Горецкого [1] и Лавровой [3] с релятивными линиями диаграммы (рис. 1).

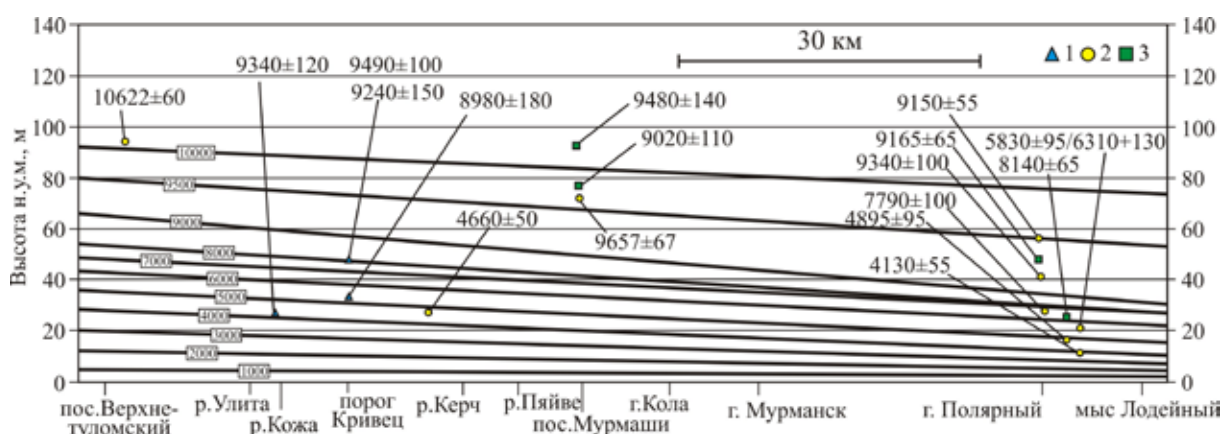


Рис. 1. Диаграмма релятивных линий поднятия земной коры северо-западной части Кольского региона, построенных вдоль долины р. Тулома и Кольского залива до мыса Лодейный. Условными обозначениями показаны  $^{14}\text{C}$  датировки морских осадков (1), донных отложений озера – переходной зоны от морских к озерным (2), континентального осадкообразования и начала биогенного осадконакопления в озерах (3).

### Хронологическая привязка линий эпейрогенических спектров Горецкого и Лавровой

Для хронологической привязки линий *эпейрогенических спектров* Горецкого [1] и Лавровой [3], построенных на основании данных литологических и палеонтологических исследований береговых образований, была проведена корреляция их с релятивными линиями диаграммы (рис. 2, табл.). Известно, что при построении эпейрогенических спектров советскими исследователями [1; 3] использовалась номенклатура Таннера [9], в которой уровни бассейна портландия обозначены индексами «f, e»; литорина – «d<sub>5</sub> – d<sub>1</sub>»; фолас – «d, c<sub>5</sub> – c<sub>1</sub>»; тапес – «c<sub>1</sub> – c, c, a<sub>9</sub>, a<sub>9</sub> – a<sub>8</sub>, a<sub>8</sub>»; тривия – «a<sub>7</sub>, a<sub>6</sub>, a<sub>5</sub>»; бассейнов остра и миа – «a<sub>4</sub>, a<sub>3</sub>, a<sub>2</sub>, a<sub>1</sub>». В таблице и на рисунке 2 (пунктиром) представлены уровни эпейрогенических спектров долины р. Туломы и их сопоставление с временными интервалами между релятивными линиями диаграммы (рис. 1).

Как видно из рисунка 2 А, высокие (f–d<sub>1</sub>) и низкие (a<sub>3</sub>–a<sub>1</sub>) линии береговых форм эпейрогенического спектра Горецкого хорошо согласуются с линиями поднятия земной поверхности релятивной диаграммы 10 000–9 500  $^{14}\text{C}$  лет тому назад (т.н.). В средней части рисунка 2 А положение линий эпейрогенического спектра Горецкого и нашей диаграммы не совпадают, линии эпейрогенического спектра имеют более пологий угол наклона.

При сопоставлении с графиком Лавровой (рис. 2 Б) установлено почти полное совпадение линий эпейрогенических спектров «c<sub>3</sub>–a<sub>1</sub>» с релятивными линиями 9 000–1 000  $^{14}\text{C}$  лет т.н. При этом линии эпейрогенического спектра высоких береговых форм (f–c<sub>5</sub>) Лавровой имеют более крутой наклон относительно линий релятивной диаграммы (рис. 2 Б).

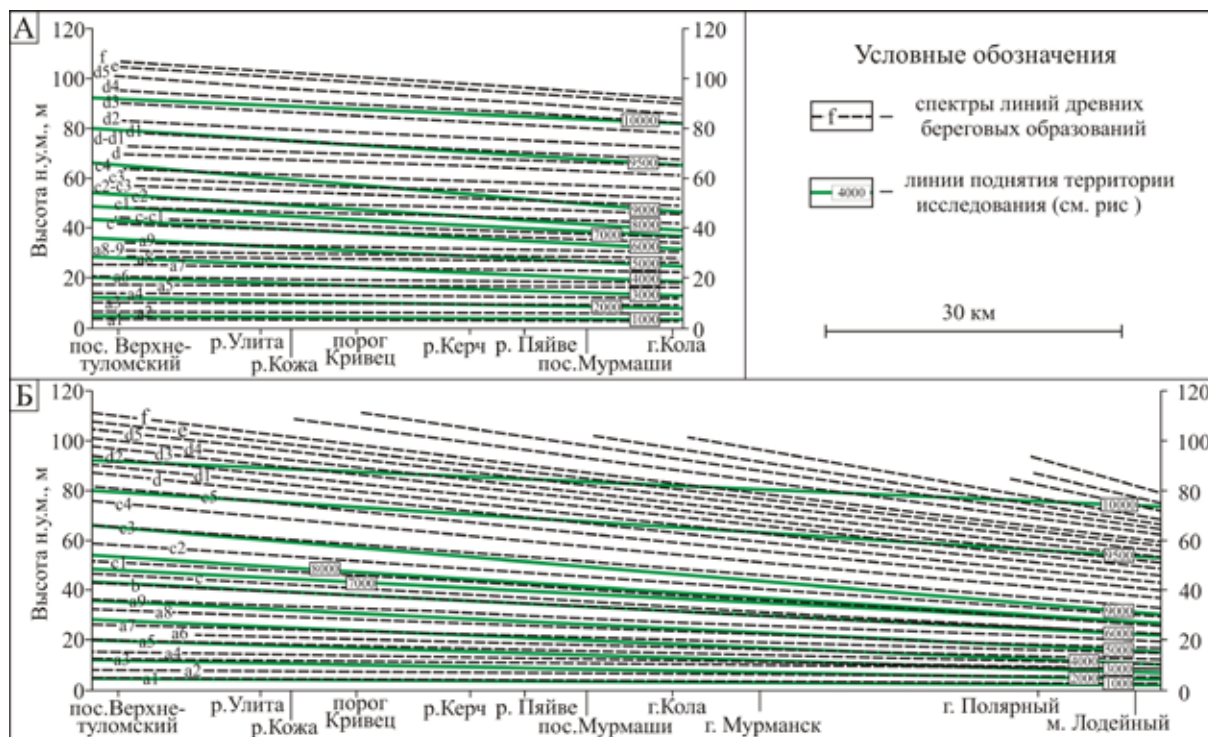


Рис. 2. Сопоставление эпейрогенических спектров береговых образований Горецкого [1] (А) и Лавровой [3] (Б) с диаграммой относительных линий поднятия земной коры (рис. 1)

В результате сопоставлений (на основании рис. 2) была построена таблица, в которой показаны линии эпейрогенических спектров по Горецкому и Лавровой, зафиксированные в верховье р. Тулома (район пос. Верхнетуломский) в равных временных интервалах по 1 000  $^{14}\text{C}$  лет. В этой же таблице приводятся обобщенные возрастные данные уровней для Норвежского, Баренцева и Белого морей по [2]. Таким образом, при анализе рисунка 2 и таблицы для долины р. Тулома выделены временные этапы формирования береговых образований.

Таблица. Хронология формирования линий древних береговых образований в долине р. Тулома и их сравнение с обобщенными данными по Норвежскому, Баренцевому и Белому морям.

Возраст, $^{14}\text{C}$ лет	Уровни древних береговых образований по Кошечкину [2]	Уровни древних береговых образований при сопоставлении диаграммы со спектрами	
		по Лавровой [3]	по Горецкому [1]
0–1 000		$a_1$	$a_1$
1 000–2 000	$a_1$	$a_2$	$a_2, a_3$
2 000–3 000	$a_2$	$a_3, a_4$	$a_4, a_5$
3 000–4 000	$a_3, a_4$	$a_5, a_6, a_7$	$a_6, a_7$
4 000–5 000	$a_5, a_6$	$a_8$	$a_8, a_{8.9}, a_9$
5 000–6 000	$a_7, a_8, a_9$	$a_9$	$c$
6 000–7 000	$b, c$	$b, c$	$c-c_1$
7 000–8 000	$c_1, c_2, c_3$	$c_1$	$c_1, c_2$
8 000–9 000	$c_4, c_5, d_1, d_2$	$c_2$	$c_2-c_3, c_3$
9 000–10 000	$d_3, d_4, d_5, e$	$c_3, c_4, c_5, d_1$	$c_4, d, d-d_1, d_1, d_2, d_3$
10 000–11 000	$f$	$d_2, d_3, d_4, d_5, e, f$	$d_4, d_5, e, f$

Временной этап до 10 000  $^{14}\text{C}$  лет т.н. Анализ таблицы и рисунка 2 свидетельствует о том, что в долине р. Тулома со времени освобождения ото льда до 10 000  $^{14}\text{C}$  лет т.н. были сформированы 7 береговых линий без индексов (рис. 2 Б), относящиеся к более древним этапам развития морского бассейна (данигляциальный, готигляциальный) [3], линии «f» и «e», соответствующие позднеледниковой трансгрессии, которая длилась со второй половины аллерёда до позднего дриаса [7 и др.]. Точного времени завершения

позднеледниковой трансгрессии установить не удалось. Однако известно, что в позднем дриасе в разных местах баренцевоморского и беломорского побережья началась регрессия моря. На рис. 2 на протяжении от пос. Верхнетуломский до г. Кола ей соответствуют уровни « $d_4, d_3$ » (по Горецкому). Уровни « $d_3 - d_2$ » (по Лавровой), из-за крутого наклона линий эпейрогенического спектра отмечаются выше релятивной линии возрастом 10 000  $^{14}\text{C}$  лет т.н. только в верховьях долины р. Туломы, а в Кольском заливе (мыс Лодейный) они размещаются во временном интервале 10 000-9 500  $^{14}\text{C}$  лет.

Временной интервал 10 000-9 000  $^{14}\text{C}$  лет т.н. В это время сформировались линии береговых образований « $d_3, d_2, d_1, d-d_1, d, c_4$ » (по Горецкому) и « $d_1, d, c_3, c_4, c_3$ » (по Лавровой). Эти линии соответствуют регрессии моря в раннем голоцене. Известно, что в Баренцевом море [6; 8 и др.] в это время отмечалась регрессия моря со скоростями до 50 мм/год. За время с 10 000 до 9 000  $^{14}\text{C}$  лет т.н. уровень морского бассейна снизился в верховьях р. Тулома примерно на 30–35 м н.у.м. Линия « $d_1$ » на эпейрогеническом спектре Горецкого на значительном протяжении графика совпадает с релятивной линией возрастом 9 500  $^{14}\text{C}$  лет т.н. на нашей диаграмме и линия « $c_3$ » на эпейрогеническом спектре Лавровой практически совпадает с релятивной линией 9 000  $^{14}\text{C}$  лет т.н.

Временной интервал 9 000-6 000  $^{14}\text{C}$  лет т.н. На графиках относительного перемещения береговой линии Баренцева моря [6; 7; 8 и др.] на этот временной интервал приходится трансгрессия тапес, которая отразилась длительным стоянием на одном уровне морского бассейна на баренцевоморском побережье и малоамплитудным поднятием земной поверхности в Туломской депрессии. На рис. 2 в этом временном интервале в долине р. Тулома и Кольском заливе отмечается совпадение наклона линий эпейрогенического спектра « $c_2, c_1, c, b$ » Лавровой и релятивной диаграммы. На эпейрогеническом спектре Горецкого в районе пос. Верхнетуломский в этом временном интервале сформировались линии « $c_3, c_2 - c_3, c_2, c_1, c - c_1$ », но вниз по долине р. Тулома эти линии береговых образований имеют более пологий наклон, чем линии релятивной диаграммы. Это приводит к тому, что в районе г. Колы линии « $c_2 - c_3, c_3$ » эпейрогенического спектра попадают во временной интервал 9 000-9 500  $^{14}\text{C}$  лет т.н. Линия береговых форм « $c$ », которую принимали в качестве стратиграфического репера тапеса на графике Лавровой соответствует примерно времени 6 500  $^{14}\text{C}$  лет т.н., а на графике Горецкого примерно 6 000  $^{14}\text{C}$  лет т.н. Линия « $b$ » (по Лавровой) совпадает с релятивной линией 6 000  $^{14}\text{C}$  лет т.н.

Временной интервал 6 000  $^{14}\text{C}$  лет т.н. до настоящего времени. Согласно релятивной диаграмме (рис. 2) и данным [6] в этом временном интервале происходит затухающее во времени поднятие земной поверхности. Происходило формирование линий древних береговых образований от « $a_3$ » до « $a_1$ » (по графикам Горецкого и Лавровой). При этом линии береговых образований эпейрогенического спектра Лавровой имеют одинаковый угол наклона с линиями релятивной диаграммы во всем временном интервале, а линии береговых образований эпейрогенического спектра Горецкого только с 3 000  $^{14}\text{C}$  лет т.н. до настоящего времени. Релятивной линии возрастом 3 000  $^{14}\text{C}$  лет т.н. соответствует линия береговых форм « $a_3$ » (по Лавровой) и « $a_3$ » (по Горецкому), линии 2 000  $^{14}\text{C}$  лет т.н. – линия « $a_2$ », и линии 1 000  $^{14}\text{C}$  лет т.н. – линия « $a_1$ » (по графикам Лавровой и Горецкого).

## Выводы

1. При сопоставлении эпейрогенических спектров Лавровой и Горецкого с релятивными линиями диаграммы поднятия земной поверхности удалось определить время формирования некоторых линий береговых образований в долине р. Тулома и Кольского залива. Установлено, что на эпейрогеническом спектре Горецкого линия береговых образований « $d_3$ » имеет возраст примерно 10 000  $^{14}\text{C}$  лет т.н., линия « $d_1$ » – 9 500  $^{14}\text{C}$  лет т.н., линия « $a_3$ » – 2 000  $^{14}\text{C}$  лет т.н., линия « $a_1$ » – 1 000  $^{14}\text{C}$  лет т.н. На эпейрогеническом спектре Лавровой линия « $c_3$ » датируется возрастом 9 000  $^{14}\text{C}$  лет, линия « $c$ » – 6 500  $^{14}\text{C}$  лет, линия « $b$ » – 6 000  $^{14}\text{C}$  лет т.н., линия « $a_3$ » – 5 000  $^{14}\text{C}$  лет т.н., линия « $a_2$ » – 4 000  $^{14}\text{C}$  лет т.н., линия « $a_1$ » – 3 000  $^{14}\text{C}$  лет т.н., линия « $a_3$ » – 2 000  $^{14}\text{C}$  лет т.н., линия « $a_1$ » – 1 000  $^{14}\text{C}$  лет т.н.

2. Сопоставление данных Горецкого и Лавровой показало попадание линий береговых образований с одинаковыми индексами в разные временные интервалы (табл.). При этом возраст и наклон некоторых линий эпейрогенических спектров совпадал (например « $a_3$ » по Лавровой и « $a_6$ » по Горецкому). Это может свидетельствовать о том, что при отсутствии хронологических данных одним и тем же береговым образованиям присваивались различные индексы, что приводило к различным интерпретациям характера неотектонических движений в исследуемом районе. При сопоставлении данных района исследования с обобщенными данными по Норвежскому, Баренцевому и Белому морям практически для всех временных интервалов, за исключением некоторых, отмечены значительные отличия. Очевидно, что корреляция бе-

реговых образований, расположенных на значительном расстоянии, проведенная без определения абсолютного возраста и опирающаяся на региональные обобщения, является весьма неточной. Поэтому для палеогеографических реконструкций для каждого ограниченного района следует строить спектр линий береговых образований, датированный методами абсолютной хронологии.

### Список литературы

1. Горецкий Г.И. О роли местных географических условий в четвертичной истории (на примере изучения Кольской и Туломской долин на Кольском п-ове) // Проблемы физической географии. М., 1941. Т. 10. С. 55-73.
2. Кошечкин Б.И. Голоценовая тектоника восточной части Балтийского щита. Л.: Наука, 1979. 158 с.
3. Лаврова М.А. Основные этапы четвертичной истории Кольского п-ова. Известия Всесоюз. географ. общества. 1947. Т. 79. Вып. 1. С. 21-38.
4. Толстобров Д.С., Колька В.В., Толстоброва А.Н., Корсакова О.П. Опыт хронологической корреляции береговых форм рельефа голоценового моря в депрессии р. Тулома и Кольском заливе // Вестник МГТУ. 2016. Т. 19. №1/1. С. 142-150.
5. Толстобров Д.С., Толстоброва А.Н., Колька В.В., Корсакова О.П. Постледниковое поднятие земной коры в СЗ части Кольского региона // Вестник МГТУ. 2015. Т. 18. № 2. С. 295-306.
6. Corner G.D., Kolka V.V., Yevzerov V.Ya., Moller J.J. Postglacial relative sea-level change and stratigraphy of raised coastal basins on Kola Peninsula, northwest Russia. *Global and Planetary Change*, 2001. V. 31. P. 153-175.
7. Lohne, Ø. S., Bondevik, S., Mangerud, J. & Svendsen, J. I.: Sealevel fluctuations imply that the Younger Dryas ice-sheet expansion in western Norway commenced during the Allerød. *Quaternary Science Reviews*. 2007. V. 26. P. 2128-2151.
8. Snyder, J.A., Forman, S.L., Mode, W.N., Tarasov, G.A., 1997. Postglacial relative sea-level history: sediment and diatom records of emerged coastal lakes, north-central Kola Peninsula, Russia. *Boreas*. V. 26. P. 329-346.
9. Tanner V. Studien ofver Kvartärsystemet i Fennoskandas nordliga delar, IV. Om nivåförändringarna och granddragen av dem Geographiska utvecklingen efter istiden i ishavsfenland samt om honotaxin av Fennoskandias Kvartära marina avlayringar. – Fennia. 1930. LIII. N. 1. Helsingfors. 589 p.

## ЭПИДОТИЗАЦИЯ ПОРОД ЭКЗОКОНТАКТА МАССИВА ЩЕЛОЧНЫХ ГРАНИТОВ ЗАПАДНЫХ КЕЙВ

Фомина Е.Н.

ГИ КНЦ РАН, Апатиты, efom-10@ya.ru

Эпидотовые и эпидот-содержащие метасоматиты привлекают внимание исследователей как потенциально рудоносные объекты, перспективные на концентрацию Au, U и REE. Существуют и примеры их образования в обрамлении щелочных гранитоидов за счет контактово-метасоматического воздействия последних на вмещающие породы. Однако в большинстве случаев появление эпидотовой минерализации связано с обогащенностью протолитов метасоматитов кальцием.

Так, на территории Горного Алтая и Горной Шории известны рудопроявления и месторождения золота в гранат-эпидотовых скарнах по вулканитам экзоконтакта гранодиоритовой интрузии (Мурзинское рудное поле) и золото-сульфидная минерализация, приуроченная преимущественно к зонам наложенной эпидотизации в гранатовых и пироксеновых скарнах по вулканитам экзоконтакта щелочных гранитоидов Садринского комплекса (Майское месторождение) [4, 8]. Редкометалльное оруденение описано в эпидотизированных карбонатно-кремнистых сланцах на контакте с Елиновским и Майорским массивами Алтая [7], а также в эпидот-кварцевых метасоматитах по долеритам в обрамлении Халдзан-Бурэгтэгского массива щелочных гранитов в Западной Монголии [1]. Приведенные примеры иллюстрируют приуроченность эпидотизации к высококальциевым эдуктам, что представляется логичным ввиду дефицита этого компонента в щелочно-гранитной магме.

Среди вмещающих кейвские гранитоидные массивы пород наибольшими концентрациями кальция характеризуются разнообразные амфиболиты, залегающие в толщах лебяжинских гнейсов и кейвских сланцев. Д.Д. Мирская при изучении этих образований наблюдала формирование эпидота по плагиоклазу

и амфиболу вдоль трещин в метабазитах [6]. В гранат-биотитовых гнейсах, контактирующих с амфиболитами она также отмечала небольшие (десятки сантиметров) зонки эпидотизации. Кроме того, эпидот в аксессуарных количествах нередко встречается и в самих щелочных гранитоидах Западных Кейв, где он наблюдается преимущественно в апикальных частях интрузий и жильных гранитах. Его присутствие в подобном структурном положении интерпретируется исследователями как результат раскисления плагиоклаза магматитов в ходе наложенной метасоматической переработки [3].

В настоящей работе будут рассмотрены своеобразные эпидотизированные породы, развитые в зоне экзоконтакта массива Западных Кейв по биотитовым гнейсам лебяжинской свиты, содержание Са в которых не превышает первых мас. %.

Объект изучения находится в районе оз. Ровозеро, где среди пород, вмещающих щелочные граниты, присутствуют (1) тонкозернистые гранат-биотитовые гнейсы лебяжинской свиты; (2) амфиболиты, залегающие в толще гнейсов; (3) кейвские кварц-гранат-слюдяные сланцы. Ранее И.Д. Батиевой [2] уже было дано краткое описание характера метасоматического изменения амфиболитов: на удалении от контакта с щелочными гранитами породы сложены плагиоклазом и амфиболом, а в непосредственном контакте с интрузией и в ксенолитах они преобразованы в слюдиты, состоящие преимущественно из биотита, плагиоклаза и магнетита. Помимо перечисленных минералов в амфиболитах и апоамфиболитовых слюдитах в переменных количествах содержится эпидот, а также магнетит, апатит, сфен, флюорит и кальцит. Необходимо подчеркнуть, что даже в случае присутствия эпидота в амфиболите его содержания не превышают первых об. %. Рассмотрение химизма контактового изменения амфиболитов было опубликовано ранее в работе [9].

Как показало проведенное исследование, метасоматическое преобразование гнейсов было полистадийным и выглядело следующим образом:

- начальная стадия ознаменована появлением в тонко-мелкозернистых биотитовых ( $\pm$  гранат) гнейсах (рис. 1 б) зон собирательной перекристаллизации (рис. 1 в), носящих прожилковый либо линзовидный характер. Такие зоны перекристаллизации встречаются и на значительном удалении от амфиболитов и щелочных гранитов (рис. 1 а), однако могут отсутствовать в непосредственной близости к предполагаемому источнику вещества. По всей видимости, решающим фактором их образования служило присутствие зон трещиноватости, по которым флюидная фаза мигрировала инфильтрационным путем, попутно меняя структурный рисунок породы.
- вторая стадия ознаменована некоторым изменением состава флюидной фазы, что выражается в «замутнении» полевых шпатов посредством пелитизации при одновременном росте вокруг измененных зерен новообразованных полевошпатовых кайм, выделяющихся при оптическом изучении своей чистотой (рис. 1 в). На этой стадии появились единичные мелкие зерна эпидота, тяготеющие к перекристаллизованным участкам, и первые чешуйки хлорита, формирующиеся по краям лейст биотита.
- собственно эпидотизация проявлялась при дальнейшем развитии упомянутых процессов. На этой стадии эпидот становился породообразующим минералом, слагающим гломеробластовые скопления (рис. 1 г). Одновременно с этим значительный объем биотита (в первую очередь, – крупного, собирательно перекристаллизованного) был псевдоморфно замещен хлоритом. Этот процесс начинался с образования частичных гомоосевых псевдоморфоз по блокам слюды, ограниченными плоскостями спайности, что при разрастании этих блоков вело к формированию полных псевдоморфоз (рис. 1 г).

Как уже упоминалось, степень проявленности рассматриваемого процесса во многом определялась наличием ослабленных флюидопроницаемых зон. Так, обр. F13021, отобранный вблизи контакта с амфиболитами (рис. 1 а), практически лишен признаков подобной переработки, в то время как обр. F13020, отобранный в километре от амфиболита, представляет собой один из наиболее ярких примеров эпидотизированного лебяжинского гнейса. При этом простое сопоставление химических составов пород, представленных на участке, показывает, что лишь амфиболиты могут являться источником кальция, так как прочие породные разности резко обеднены этим компонентом (табл. 1). Более того, процесс изменения амфиболитов под воздействием флюидной фазы из щелочно-гранитного источника сопровождался выносом из них Са и Fe, то есть компонентов, необходимых для кристаллизации эпидота.

Таким образом, эпидотизация в лебяжинских гнейсах района оз. Ровозера является, по всей видимости, своеобразным процессом вторичной кальциево-железистой базификации, сопряженным со щелочной метасоматической переработкой амфиболитов. Ассоциация эпидота с хлоритом и кварцем, формирующаяся в результате замещения плагиоклазов, биотитов и амфиболов исходных пород, характерна при низ-

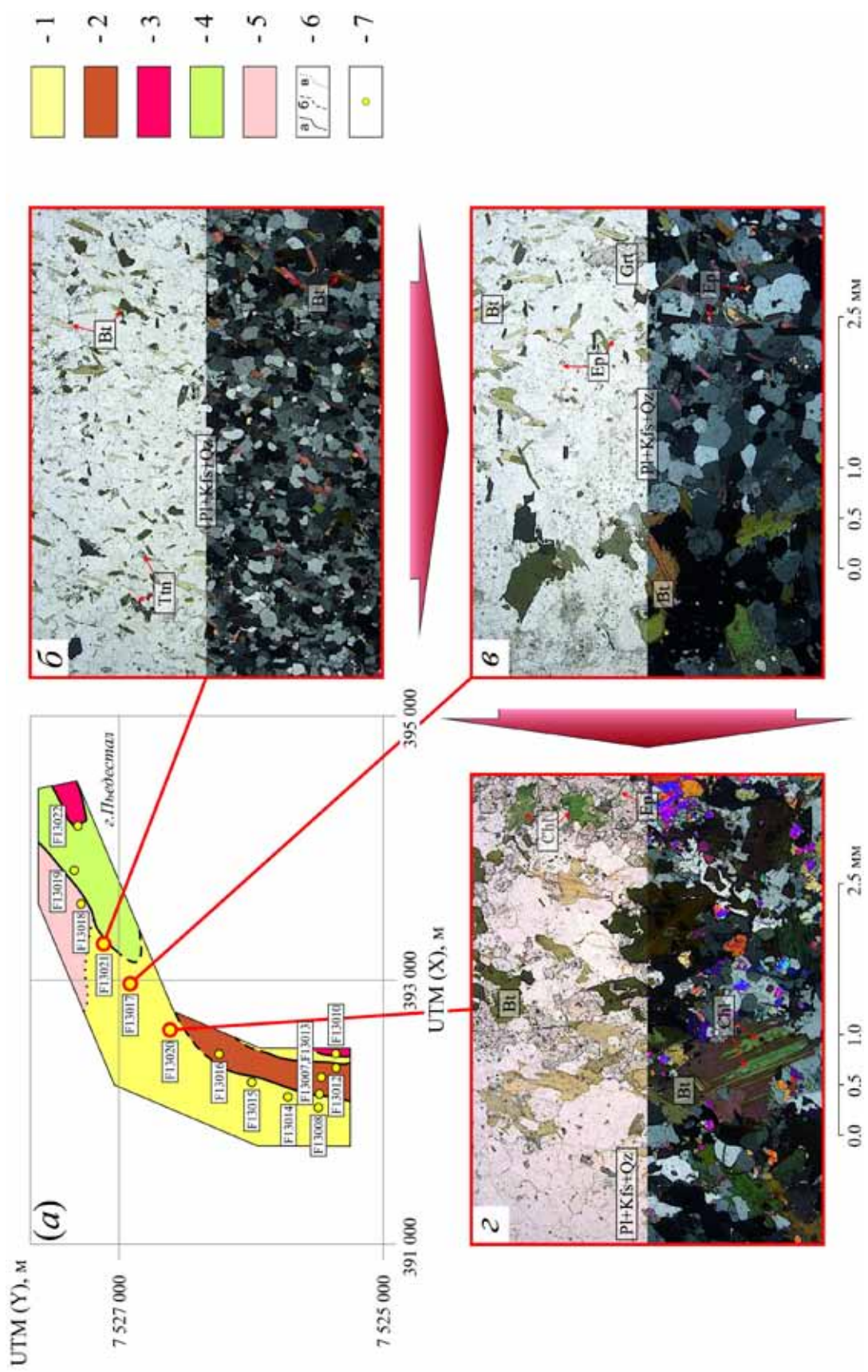


Рис. 1. (а). Схема отбора проб и (б-г) типичный облик льябяжских гнейсов, в различной мере подвергшихся эпитизации (верхняя часть изображений с одним николем, нижняя часть – в скрещенных николях): б – неизмененный гнейс; в – гнейс с участками, подвергшимися собирательной перекристаллизации; г – интенсивно хлоритизированный и эпидотизированный гнейс. Основные обозначения: 1 – льябяжские биотитовые (± гранат) гнейсы; 2 – кейвские гранат-двуслюдяные сланцы; 3 – щелочные граниты; 4 – амфиболиты; 5 – «гранитизированные» гнейсы; 6 – геологические границы; 6 – резкие, 6 – постепенные, в – предпологаемые); 7 – точки отбора проб.

котемпературном кальциевом метасоматозе, наложенном на щелочные метасоматиты при отступлении фронта щелочных преобразований. В более высокотемпературных условиях процессов с меньшими активностями Са по тем же протолитам вместо эпидота, как правило, кристаллизуется эгирин [5]. Следовательно, образование эпидота и хлорита в гнейсах лебяжинской свиты можно рассматривать как продукты заключительных этапов метасоматической переработки своеобразного ансамбля протолитов под воздействием щелочногранитной магмы.

Таблица 1. Средние химические составы и стандартные отклонения (в квадратных скобках) содержаний петрогенных компонентов пород участка оз. Ровозеро. В круглых скобках – количество проанализированных проб.

Порода	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO <sub>T</sub>	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O
Амфиболит (1)	46.46	1.17	14.58	20.63	0.28	3.52	8.15	3.89	1.15
Измененный амфиболит (3)	56.77 [1.34]	1.19 [0.12]	13.67 [0.79]	10.03 [1.62]	0.22 [0.03]	1.92 [0.23]	4.00 [0.59]	6.42 [1.37]	2.85 [0.84]
Лебяжинский гнейс (3)	72.48 [0.73]	0.42 [0.06]	11.44 [0.60]	6.13 [0.64]	0.11 [0.04]	0.15 [0.03]	0.71 [0.35]	1.65 [0.75]	5.03 [0.92]
Кейвский сланец (4)	76.12 [2.11]	0.36 [0.05]	11.86 [1.21]	5.04 [1.00]	0.09 [0.04]	0.25 [0.08]	0.24 [0.21]	0.20 [0.05]	3.13 [0.50]
Щелочной гранит (18)	74.03 [1.16]	0.36 [0.06]	10.61 [1.09]	4.92 [1.44]	0.07 [0.02]	0.02 [0.04]	0.19 [0.17]	3.80 [0.74]	4.50 [0.39]

### Список литературы

1. Андреев Г.В., Рипп Г.С. Редкометалльные эпидот-кварцевые метасоматиты массива Халдзан-Бурэгтэг // ЗВМО. 1996. № 6. С. 24-30.
2. Батиева И.Д. К вопросу о генезисе магнетитовых пород в районе оз. Ровозеро // Минералы и минеральные парагенезисы горных пород Кольского п-ова. Апатиты: Изд. КФ АН СССР, 1981. С. 72-75.
3. Бельков И.В. Акцессорные минералы гранитоидов Кольского п-ова. Л.: Наука, 1979. С. 89-91.
4. Гусев А.И. Геохимические особенности золотого оруденения Мурзинского рудного поля Горного Алтая // Успехи современного естествознания. 2014. № 9. Ч. 2. С. 96-100.
5. Кушев В.Г. Щелочные метасоматиты докембрия. Л.: Недра, 1972. 192 с.
6. Мирская Д.Д. Петрология метабазитов района Кейв. Л.: Наука, 1968. 168 с.
7. Нечаева И.А. Щелочно-гранитный магматизм и его формации. М.: Наука, 1976. С. 69-75.
8. Тимкин Т.В. Одинецкий П.А. Классификация метасоматитов Майско-Лебедского рудного поля (Горная Шория) // Проблемы геологии и освоения недр: Тр. XII междуна симпозиума студентов, аспирантов и молодых ученых акад. М.А. Усова. Томск, 2008. Т. 1. С. 185-187.
9. Фомина Е.Н., Елизарова И.Р., Калашников А.О. и др. Закономерности распределения редкоземельных металлов в щелочных гранитах и апогнейсовых метасоматитах Западных Кейв // Геология и полезные ископаемые Кольского региона. Тр. X Всерос. (с между. уч.) Ферсмановской научной сессии. Апатиты. 2013. С. 181-185.

## КОСТОМУКШСКИЙ РУДНЫЙ РАЙОН (ИСТОРИЯ, ГЕОЛОГИЯ, ГЛУБИННОЕ СТРОЕНИЕ)

Шаров Н.В.

ИГ КарНЦ РАН, ПетрГУ, Петрозаводск, sharov@krc.karelia.ru

Костомукшский рудный район – КРР (62.0°-65.5° с.ш., 28.3°-34.0° в.д.) включает приграничную территорию восточной Финляндии и западной Карелии (рис. 1). Это область сочленения архейского Карельского кратона и протерозойского Центрально-Финляндского гранито-гнейсового блока, характеризующего специфической геологической историей, в первую очередь временем образования и последующими преобразованиями коры.

Научные представления о геологии района впервые сформированы в работе Н.Г. Судовикова (1933 г.). Новый этап в изучении Костомукшского района начался с 1945 г.: правительство СССР поставило задачу создать базу черной металлургии на северо-западе страны. Осенью 1946 г. территория Карелии на площа-



ди 112 тыс. кв. км была покрыта аэромагнитной съемкой и открыто 40 ранее неизвестных аномалий, из которых наиболее перспективной оказалась Костомукшская (А.А. Попов, З.А. Макарова, С.К. Верещагин). В январе 1947 г. горными работами на глубине 1.2 м от поверхности вскрыты железные руды (П.И. Иванов, С.Н. Поляков). 1970-1982 гг. проводились разведочные работы Костомукшской ГРП Карельской экспедицией. 1959-1980 гг. руководителем НИР ИГ КФ АН СССР по железорудной тематике был В.М. Чернов. В декабре 1982 г. введена первая очередь комбината, а в июне 1985 г. – вторая и третья очереди ГОКа.

Цель доклада – презентация вышедшей из печати коллективной монографии «Костомукшский рудный район (геология, глубинное строение, минерагения)» / Отв. ред. В.Я. Горьковец, Н.В. Шаров. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2015 [1]. В ней впервые систематизированы результаты многолетних геолого-геофизических исследований, дополненных новейшими данными по геологии, стратиграфии, генезису руд и пород. Это позволило перейти к геофизическому 3D – моделированию, выявить детали глубинного строения земной коры и уточнить ее состав и структуру.

На основе разносторонних геологических и геофизических исследований охарактеризована уникальная Костомукшская структура. Спецификой этой структуры являются крупные месторождения железа, а также рудопроявления золота и наличие алмазонасных кимберлитов и лампроитов, кварца и строительных материалов. Характер геологического развития позволяет выявить специфику ранней стадии эволюции Земли.

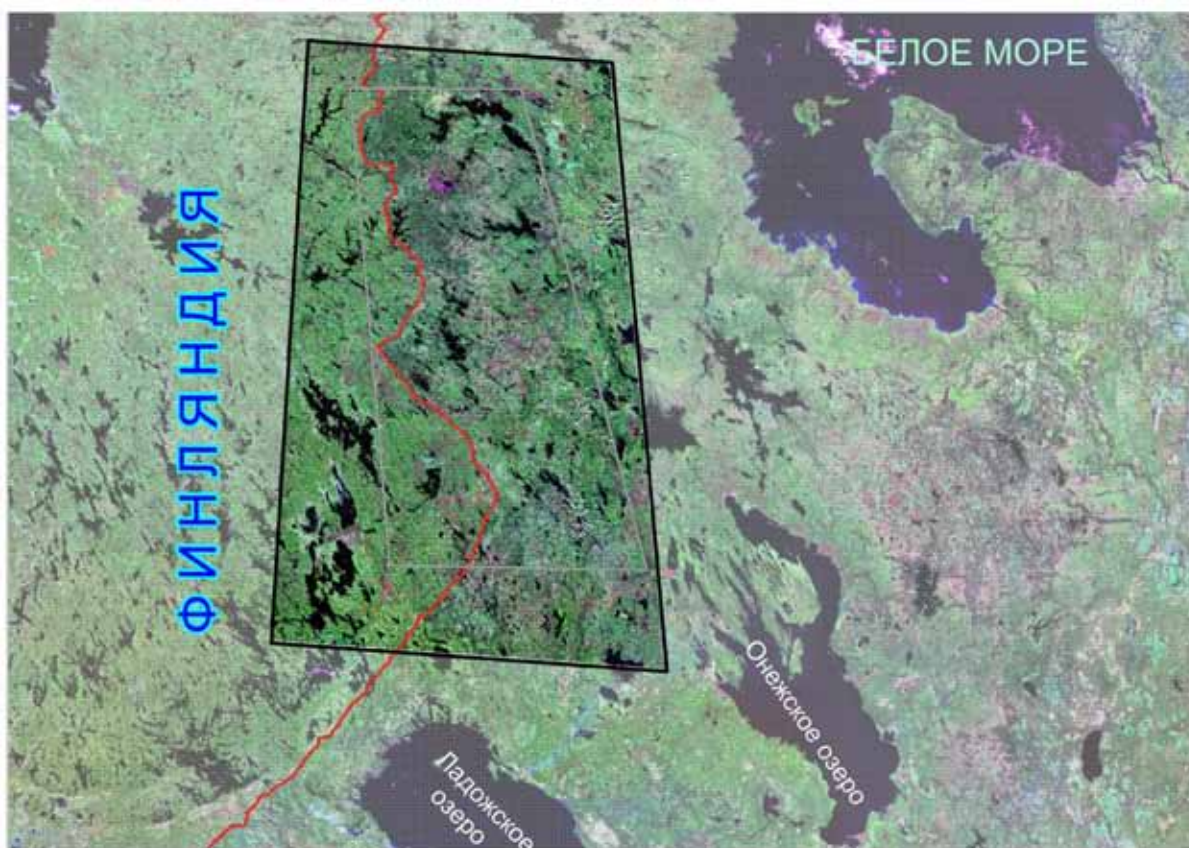


Рис. 1. Географическое положение района исследований.

Впервые создан комплекс геофизических (сейсмические, 3D плотностная и магнитная) моделей земной коры центральной части Карельского кратона (рис. 2, 3). Он позволил установить комплексную модель строения земной коры, ее мощность закономерно увеличивается с востока на запад от 40 до 60 км, при этом увеличение происходит за счет нижнего высокоскоростного слоя 7.0-7.3 км/с.

Впервые построена детальная трехмерная магнитная модель средней и нижней земной коры, охватывающая приграничную территорию Карелии и восточной Финляндии. Получена 3D схема разломов в сочетании с глубинными магнитными источниками (рис. 4). Она включает наиболее интенсивно намагниченные глубинные тела (источники Восточно-Финляндской, Толвоярвинской, Ребольской и Костомукшской региональных магнитных аномалий).

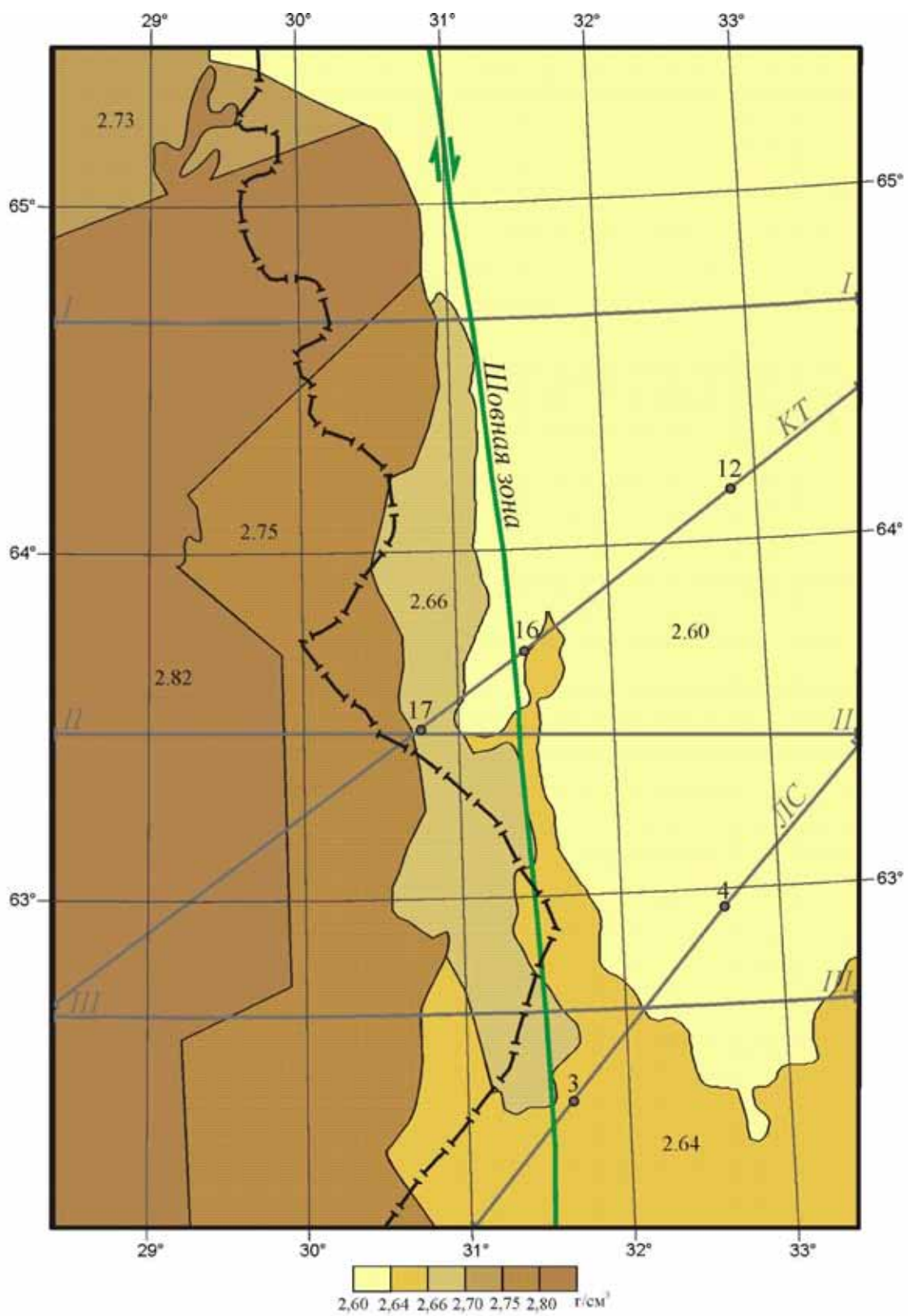


Рис. 2. Схема распределения плотности на глубине 5 км, г/см<sup>3</sup> : положение профилей ГСЗ с пунктами взрыва (КТ – Кемь-Тулос, ЛС – Лахденпохья-Сегозеро) и интерпретационных профилей I-I, II-II, III-III.

Профиль ГСЗ Кемь-Гулос

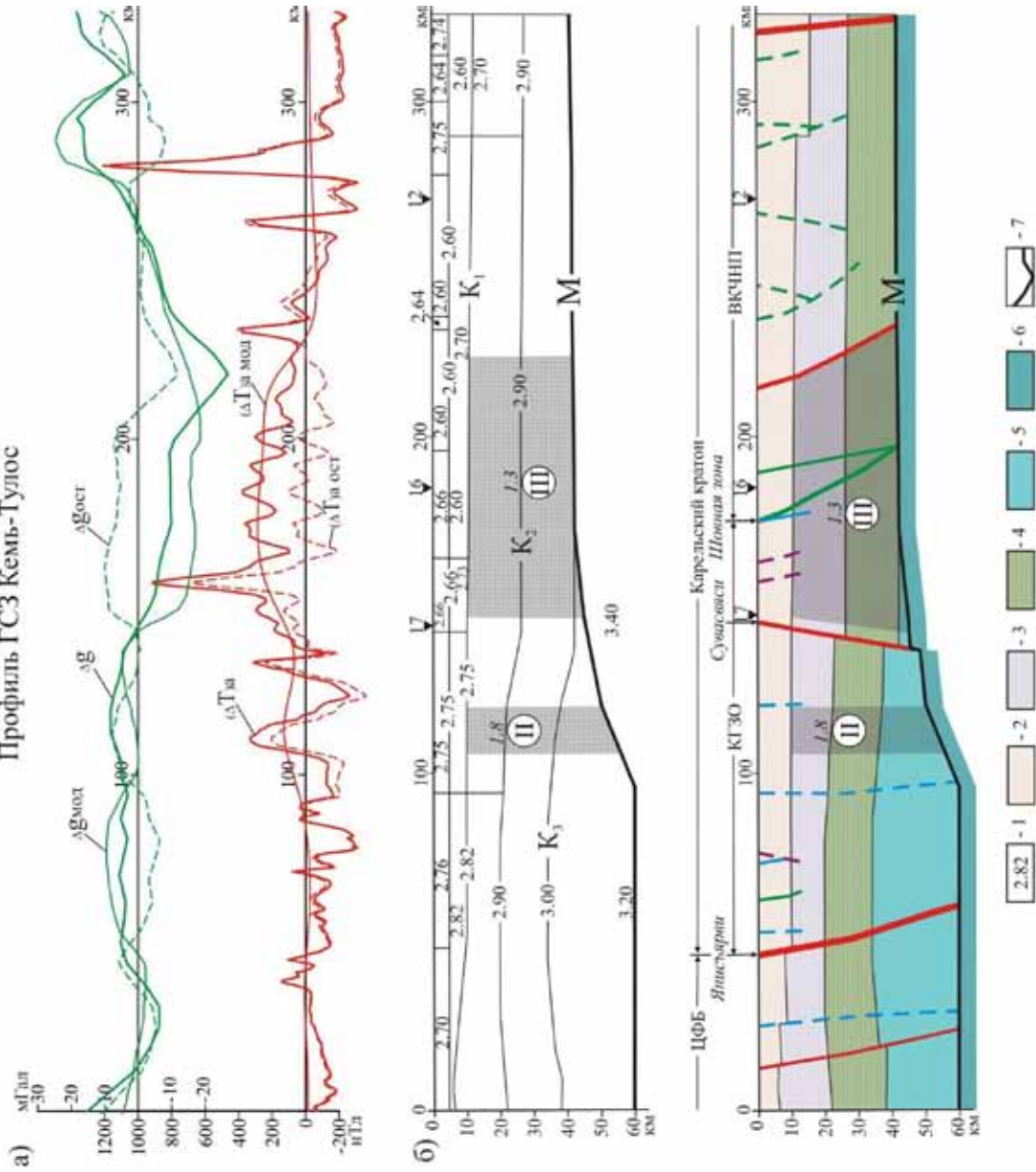


Рис. 3. Плотностная и магнитная модели (а) и их структурная интерпретация (б) по профилю ГСЗ Кемь-Гулос. КГЗО – Карельская гранит-зеленокаменная область; ВКЧНП – Восточно-Карельский чешуйчато-надвиговый пояс; КМ – коромангитная смесь; М – граница раздела Мохоровичича. 1 – значение плотности, г/см<sup>3</sup>; 2 – система разломов: а – I, б – III рангов СЗпростираия; 3 – система разломов меридионального шва: а – II, б – III рангов; 4 – разломы других направлений в т.ч. дугообразные.

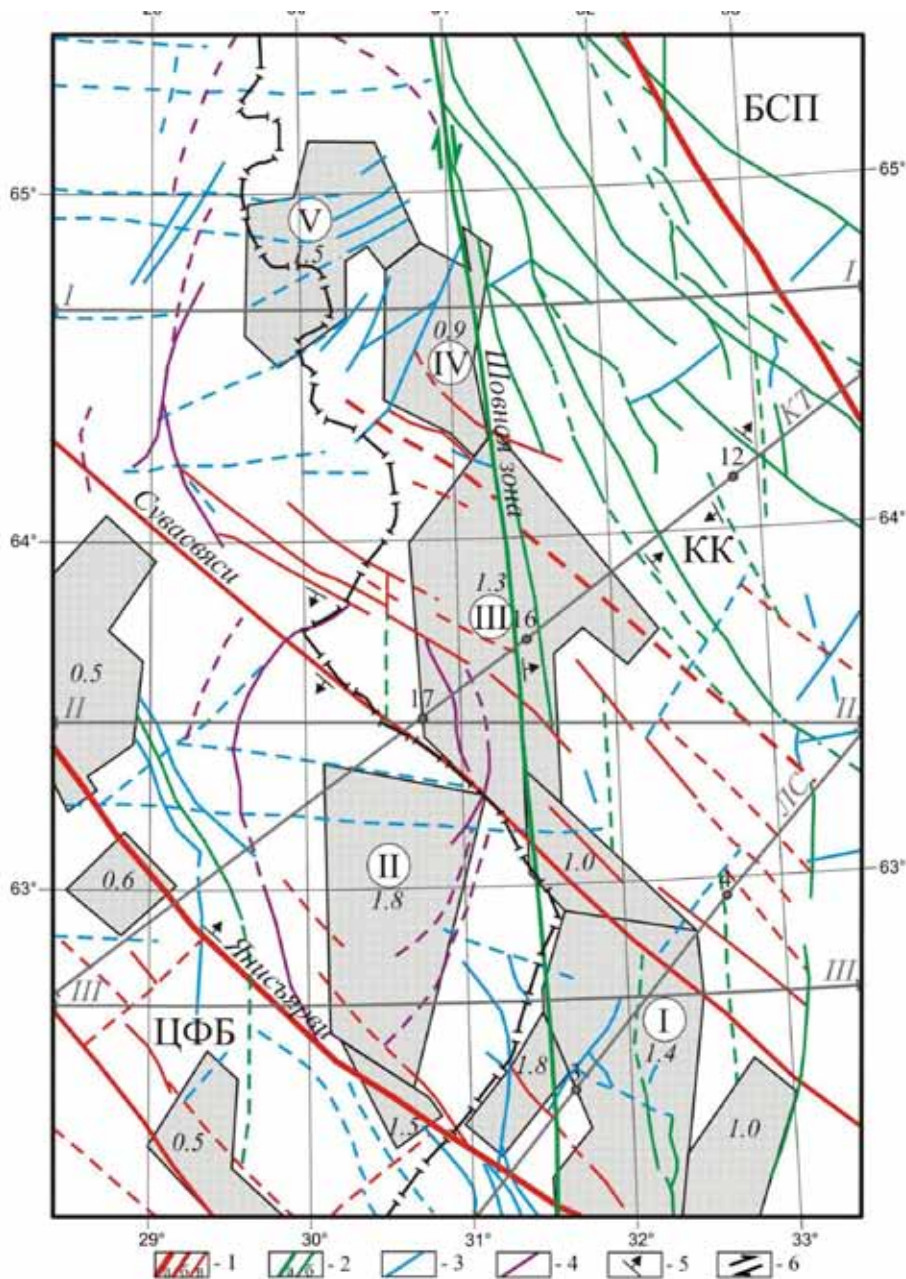


Рис. 4. Трехмерная магнитная модель средней и нижней коры центральной части Карельского кратона. БСП – Беломорский складчатый пояс. Разрывные нарушения (сплошные линии – выделенные по геологическим данным, пунктирные – по магнитному и гравитационному полям): 1 – система разломов: а – I, б – II, в – III рангов СЗ простирания; 2 – система разломов меридионального шва: а – II, б – III рангов; 3 – разломы других направлений; 4 – дугообразные разломы; 5 – направления падения разломов; 6 – направления горизонтальных перемещений.

Материалы сейсмотомографии дали возможность проследить строение мантии под КРР до глубины 800 км. В целом, верхняя мантия характеризуется высокими скоростями до глубины 400 км, переходная зона верхней мантии (400-650 км) – низкими скоростями, зона раздела-1 (650-800 км) переходной зоной верхней мантии и средней мантией – высокими скоростями. Эти данные позволяют предполагать, что КРР расположен над мантийной скоростной колонкой. Возможно, именно это является главной причиной аномальности КРР как в геофизическом, так и в металлогеническом отношении.

#### Список литературы

1. Костомукшский рудный район (геология, глубинное строение и минерагения). Отв. ред. В.Я. Горьковец, Н.В. Шаров. Петрозаводск: Карел.НЦ РАН, 2015. 322 с.

## СТАДИИ И ФАЗЫ ЮРСКО-МЕЛОВОГО ПЛЮМОВОГО МАГМАТИЗМА В ГЕОДИНАМИЧЕСКОЙ ЭВОЛЮЦИИ АМЕРАЗИЙСКОГО БАССЕЙНА

Шпилов Э.В.

Полярный геофизический институт, Мурманск, shipilov@pgi.ru

Одним из проблемных вопросов геодинамики является детализация и установление хронологической последовательности тектоно-геодинамических событий на начальном этапе океанообразования в Арктическом регионе [2].

В этой связи в статье приводятся результаты анализа геолого-геофизических данных проливающие свет на проявления позднемезозойского (J-K) базальтоидного магматизма и тектоно-геодинамические обстановки, обусловленные деструктивным воздействием Баренцево-Амеразийского плюма на литосферу Арктического региона [5]. Реакцией литосферы на такое воздействие плюма явилось формирование сложной и гетерогенной структуры Амеразийского бассейна, инициальный этап в эволюции которого связан с заложением Канадской впадины.

В пределах континентальных окраин Арктики известно несколько обособленных ареалов проявления позднемезозойского базальтоидного магматизма: Баренцевоморский, Свердрупский (Канадский Арктический архипелаг), северной оконечности Гренландии и архипелага Де-Лонга (шельф Восточно-Сибирского моря) [4, 5, 8 и др.].

Морскими геолого-геофизическими работами в комплексе с драгированием и бурением [1, 3 и др.] закартирована Центральная-Арктическая провинция базальтоидного магматизма, охватывающая поднятие (хребет) континентального генезиса Альфа-Менделеева, прилегающие сегменты котловин Канадской и Макарова-Подводников, а также север Чукотского бордерленда и его отроги.

Одним из наиболее обширных является Баренцевоморский ареал, оконтуренный нами в результате полевых геологических исследований и наблюдений на высокоширотных островах в совокупности с результатами интерпретации морских геолого-геофизических данных [5]. Он охватывает архипелаги Шпицберген и Земля Франца-Иосифа (ЗФИ), прилегающий к ним шельф и в виде языка простирается далеко на юг вдоль Восточно-Баренцево-Сибирского мегабассейна.

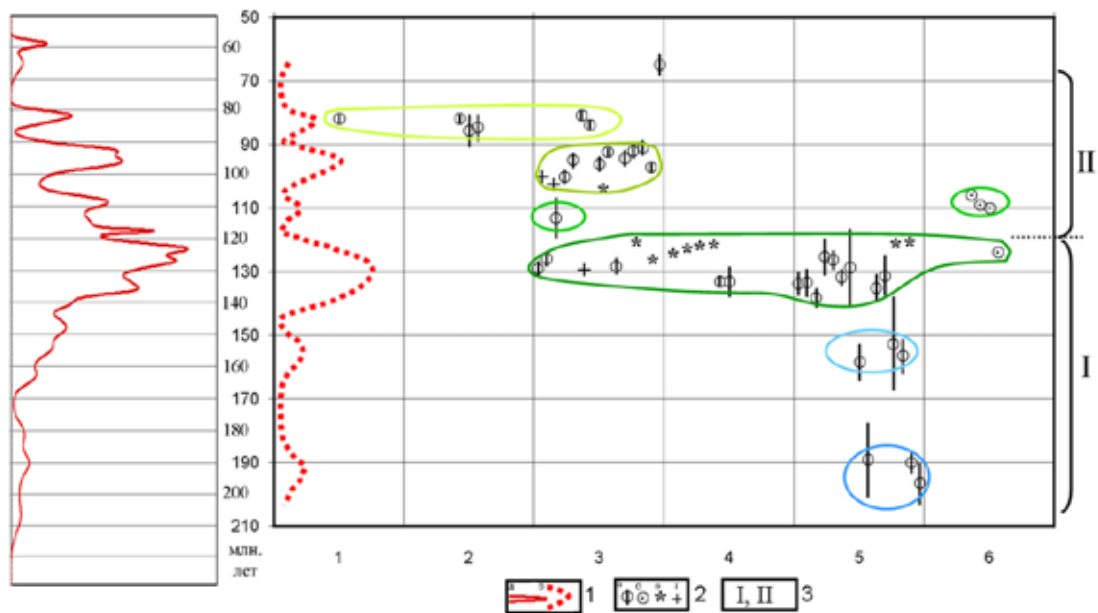


Рис. 1. Схема пространственно-временной характеристики и цикличности проявлений позднемезозойского плюмового магматизма Арктического региона по [5 и ссылки в ней] с дополнениями. 1 – а – суммарная кривая относительной вероятности распределения возрастов базальтоидов, б – обобщенная кривая, иллюстрирующая пики активизации магматизма; 2 – значения возраста: а -  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ , б – K/Ar, в – U/Pb [6,8], г – по стратиграфическим привязкам; 3 – стадии магматизма. Ось ординат – возраст (млн лет), ось абсцисс – области и районы проявления магматизма с возрастными датировками магматизма по столбцам: 1 – хр. Альфа, 2 – Северная Гренландия, 3 – Свердрупский бассейн, 4 – Шпицберген, 5 – ЗФИ, 6 – о. Беннетта (арх. Де-Лонга, Восточно-Сибирское море). Оконтуренные цветными линиями группы значений возрастов – фазы магматизма.

Исследования показывают, что наибольшим разнообразием форм проявления магматизма отличается архипелаг ЗФИ. Здесь многочисленные силлы, дайки, покровы зафиксированы в обнажениях и вскрыты бурением параметрических скважин, а иногда встречаются и следы вулканических аппаратов. Хорошо сохранившиеся в рельефе некоторых островов гряды даек отчетливо отображаются и на космоснимках. Отличие архипелага Шпицберген состоит в том, что здесь раннемеловые проявления магматизма отмечаются с подавляющим преимуществом в виде силлов. Покровы барремского возраста распространены лишь на архипелаге Земля Короля Карла. Эффузивы в виде серии раннемеловых лавовых потоков установлены также на о. Беннетта (архипелаг Де-Лонга, Восточно-Сибирское море).

В общей сложности в магматической деятельности Баренцево-Амеразийского плюма прослеживается 6 разномасштабных пиков активизации группирующихся в две стадии (рис. 1). Их выделение производилось с упором на данные  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  радиологического датирования, в том числе и полученные нами [5]. График обобщенной кривой на рис. 1 показывает, что пиковые нагрузки проявлений базальтоидного магматизма приходятся на следующие усредненные уровни значений возрастов: в I стадии ~190, ~157, ~133 млн. лет, во II стадии ~110, ~95 и ~82 млн. лет. Из этого ряда показателей следует, что межпиковые интервалы – 33, 24, 23, 15, 13 млн. лет – со временем снижаются, а во второй стадии действия плюма практически в 2 раза и, соответственно, частота активизации магматизма возрастает. Это дает основание говорить о пульсационном и полициклическом характере проявлений фаз магматизма рассматриваемого плюма.

**I стадия.** Начальные фазы внедрения базальтоидов в континентальную литосферу отмечаются в юре в пределах сводово-блокового поднятия архипелага ЗФИ – 196-189 и 156-153 млн. лет и в Восточно-Баренцевской троговой системе – 159 млн. лет [5] преимущественно в виде силлов и редко покровов. При этом раннеюрский магматизм представлен низкокальциевыми толеитами, а позднеюрский, кроме того, включает и более глубинные субщелочные базальты. В целом же, позднеюрская фаза магматизма и деструкции литосферы в Арктике, обозначившая зону раскола в полосе сочленения Арктиды и Северо-Американской плиты, способствовала ослаблению и разрыву литосферы и являлась подготовительным и переходным этапом к последующему, основному, тектоно-геодинамическому событию – раскрытию Канадского бассейна.

Раннемеловая фаза – 140-125 млн. лет – характеризуется максимально активной магматической деятельностью плюма и мощными импульсами растяжения. Они охватили не только Баренцевоморскую окраину, но и расположенные *симметрично*, относительно осевой зоны растяжения и спрединга, области Канадского Арктического архипелага и Восточно-Сибирской окраины Евразии, а также некоторые районы будущего хребта Менделеева [1, 3]. В это время на ЗФИ были сформированы наиболее заметные разрезы субщелочных базальтов, произошло массовое внедрение комагматичных им силлов и даек [5]. Следует подчеркнуть, что несогласие на сейсмических разрезах с возрастом около 130-136 млн. лет на континентальных окраинах Канадского бассейна [7], обусловленное основной фазой растяжения литосферы, достаточно определенно сопоставляется с общим интервалом возрастов группы параллельных базальтовых даек о. Хейса (арх. ЗФИ).

**II стадия** магматической деятельности Баренцево-Амеразийского суперплюма началась после очень короткой, но значимой паузы, на которую приходится заключительные эпизоды столкновения Новосибирско-Чукотского блока (микроплиты) с Евразией, закрытие Южно-Анхойского океана (~120 млн. лет), как следствие – затухание спрединга в Канадской котловине, переориентировка поля напряжений в литосфере на  $90^\circ$  с возникновением условий растяжения и рифтинга в области будущего бассейна Макарова-Подводников в попытках отрыва хр. Альфа-Менделеева от Баренцево-Карской континентальной окраины. Симметричный магматизм на континентальных окраинах (Свердрупский бассейн - с одной стороны, и о. Беннетта (арх. Де Лонга) и Чукотский бордерленд, - с другой) возобновился во временном диапазоне ~115-105 млн. лет. Вероятно, можно говорить, что этот эпизод магматизма в деятельности плюма был далеко не самым интенсивным, но, тем не менее, он положил начало формированию Центрально-Арктической (или Альфа-Менделеева) магматической провинции. Становление последней, по нашим представлениям, началось после образования Канадского бассейна и, по существу, на месте разорванного в результате дивергенции плит юрско-раннемелового ареала магматизма, захватывая и хребет Альфа-Менделеева. Таким образом, эта магматическая провинция оказалась окруженной с трех сторон, некогда объединенными в единый ареал, областями более древних магматических проявлений, сосредоточенных в пределах континентальных окраин Баренцева и Восточно-Сибирского морей и Канадского Арктического архипелага (рис. 1). *На макроуровне* плюмовый магматизм средне- и более молодых меловых фаз в целом провинции Альфа-Менделеева может быть квалифицирован как *телескопический* по отношению к более древнему мезозойскому ареалу I стадии, по примеру «дайка в дайке». Судя по результатам драгирования и

подводного бурения [1, 3 и др.], а также специфической структуре аномального магнитного поля, площадь распространения средне-позднемелового магматизма с возрастным интервалом от 115-112 до 82-76 млн. лет охватывает не только хребет Альфа-Менделеева, но и прилегающие сегменты котловины Макарова-Подводников, север Канадской котловины и северные отроги Чукотского бордерленда. В этой связи представляется, что некоторые тектоно-геодинамические элементы глубоководной области (трансформные зоны, отрезки осевых зон спрединга) могли быть замаскированы ареалами магматизма II-ой стадии развития плюма. Вместе с тем, эта стадия магматизма достаточно отчетливо коррелируется с временным интервалом формирования складчатой системы хр. Брукса на Аляске. В геодинамическом отношении эта ситуация может быть объяснена начальным перемещением *обособленной* плиты Северной Аляски при открытии южной основной части Канадского бассейна, а затем смещением всего Амеразийского блока к югу к зоне субдукции Палеооцифика в соответствии с направлением течения подлитосферного возвратного потока верхнемантийной конвекции [2].

На поднятии Альфа по результатам проведенных исследований [1, 3] драгированы высокотитанистые щелочные и субщелочные базальты. На северных отрогах хр. Нортвинд и близлежащих подводных горах установлены щелочные и умереннощелочные базальты. При этом по геохимическим характеристикам на северном отроге хр. Нортвинд они соответствуют субаэральным и близким к ним континентальным платобазальтам. На подводной горе это толеитовые пиллоу-лавы.

На поднятии Менделеева [1, 3] пробуренные скважинами в подножье коренные вулканогенные образования представлены разностями умеренной и низкой щелочности и по изотопно-геохимическим показателям относятся к вулканитам островов и поднятий дна океанов. Габбро-долериты, драгированные со склонов этого поднятия, представлены породами низкой щелочности и по составам также отвечают образованиям континентального генезиса.

Примечательно, что ни одного образца сходного по составу с MORB в ходе проведенных работ поднято не было. Результаты изотопно-геохимических исследований продемонстрировали [1], что магматические образования среднего и основного состава на поднятии Менделеева являются продуктами, которые генерированы, в противоположность MORB, из обогащенной мантии. Вместе с тем, сопоставление Sm–Nd изотопных характеристик базальтоидов поднятия Менделеева, архипелагов Де-Лонга и ЗФИ показало хорошую сходимость, что дает основание для вывода о сходном генезисе мантийных расплавов и их едином глубинном плюмовом источнике, сформировавшем в целом юрско-меловую магматическую провинцию Арктики.

Плюмовый магматизм отмеченного возраста спорадически и небольшими пятнами проявлялся и в близлежащих районах континентальных окраин. Вполне возможно, что магматизм северной оконечности Гренландии является продолжением или фрагментом Центрально-Арктической провинции. В общей сложности длительность второй трехфазной стадии действия плюма создавшего Центрально-Арктическую провинцию оценивается в 35-40 млн. лет, тогда как первая стадия продолжалась практически в два раза дольше.

Таким образом, плюмовый магматизм, сопровождавший развитие Амеразийского бассейна практически на всех этапах эволюции, проявлялся на континентальных окраинах импульсами (или циклами). Наиболее ранние проявления магматизма (ранняя юра), обусловленные начальным этапом действия суперплюма, имели место на архипелаге ЗФИ. Именно в этом районе Баренцевоморской континентальной окраины находился центр магматической активности Арктического региона. При этом магматизм на ЗФИ продолжался по сеноман (~ 95 млн. лет) включительно, т.е. в общей сложности порядка 100 млн. лет, а в его деятельности отмечается несколько наиболее активных фаз, что свидетельствует о длительном и полициклическом характере развития плюма.

Растекаясь под литосферой, рассматриваемый плюм формировал сначала в первую стадию Баренцевоморскую магматическую провинцию, затем спрединговый центр в Канадском бассейне. Более молодыми и затухающими генерациями магматизма были охвачены периферийные части бассейна (его континентальные окраины). Центрально-Арктическая магматическая провинция была сформирована преимущественно во вторую стадию и по времени связана со становлением бассейна Макарова-Подводников. В этой связи отдельные фазы плюмового магматизма правомочно рассматривать не только в контексте активизации деструкции литосферы, но и как тектономагматические импульсы, «подталкивающие» плиты (Восточно-Сибирско-Чукотскую и Северной Аляски – на I стадии и формирующуюся новую плиту Амеразийского бассейна – на II стадии) к зонам субдукции.

Полученные результаты в общегеодинамическом плане дают классическую иллюстрацию того, как в пространственно-временном отношении проявления плюмового магматизма на континентальных

окраинах (Канадский Арктический архипелаг и Восточно-Сибирское море), как бортовых зонах Канадской котловины, сопровождали формирование этого бассейна. В этом контексте сам факт симметричного и синхронизированного развития ареалов раннемелового базальтоидного магматизма относительно осевой зоны клинообразной Канадской океанической впадины, как представляется, служит подтверждением рифтогенно-спрединговой ротационной модели ее раскрытия.

Работа подготовлена в рамках выполнения проекта по Программе Президиума РАН «Арктика».

### Список литературы

1. Кременецкий А.А., Костицин Ю.А., Морозов А.Ф., Рекант П.В. Источники вещества магматических пород поднятия Менделеева (Северный Ледовитый океан) по изотопно-геохимическим данным // Геохимия. 2015. № 6. С. 487-501.
2. Лобковский Л.И., Шипилов Э.В., Кононов М.В. Геодинамическая модель верхнемантийной конвекции и преобразования литосферы Арктики в мезозое и кайнозое // Физика Земли. 2013. № 6. С. 20-38.
3. Морозов А.Ф., Петров О.В., Шокальский С.П. и др. Новые геологические данные, обосновывающие континентальную природу области Центрально-Арктических поднятий // Региональная геология. 2013. № 53. С. 34-55.
4. Федоров П.И., Флеров Г.Б., Головин Д.И. // Новые данные о возрасте и составе вулканических пород острова Беннетта (Восточная Арктика) // ДАН. 2005. Т. 400. № 5. С. 666-670.
5. Шипилов Э.В., Карякин Ю.В. Баренцевоморская магматическая провинция: геолого-геофизические свидетельства и новые результаты определения  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  возраста // ДАН. 2011. Т. 439. № 3. С. 376-382.
6. Corfu F., Polteau S., Planke S. et al. U–Pb geochronology of Cretaceous magmatism on Svalbard and Franz Josef Land, Barents Sea Large Igneous Province // Geol. Mag. 2013. V. 150 (6). P. 1127-1135.
7. Dinkelman M.G., Kumar N., Helwig J. et al. Highlights of Petroleum and Crustal Framework of the Beaufort-Mackenzie Basin: Key Results from BeaufortSPAN East Phases I and II Surveys // Canadian Society of Exploration Geophysicists (CSEG), Recorder. 2008. V. 33. N. 9. P. 22-25.
8. Evenchick C.A., Davis W.J., Bedard J.H. et al. Evidence for protracted High Arctic large igneous province magmatism in the central Sverdrup Basin from stratigraphy, geochronology, and paleodepths of saucer-shaped sills // GSA Bulletin. 2015. V. 127. N. 9/10. P. 1366-1390.

## GEOLOGICAL AND GEOMORPHOLOGICAL FEATURES OF THE PYANDJ-VAKHSHAN QUATERNARY DEPRESSION <sup>1</sup>

Tadjibekov M.T., Safaraliev N.S.

Tajik National University, Dushanbe, Tajikistan, chokadambulak@mail.ru

The Pyandj-Vakhshan depression to the east of Ishkashim occurs between the East Hindu Kush and Vakhshan Mountain Range in the south and the Shahdara and South Alichur Range in the north. Altitudes near the Zorkul Lake are 4126 m, 3000 m at Langar, 2300-2500 m at Ishkashim. High watersheds are more than 6500 m. The Pyandj Valley near the Ishkashim village is oriented north-southwards. From Ishkashim and upstream, the Pyandj river runs mainly in latitudinal and subparallel direction of the main structures of the Precambrian basement and the Mesozoic of the Southern Pamirs.

The undifferentiated Paleogene deposits have been found along the left side of the Pyandj river valley, as well as by low yields in Vackhandarya river basin. The upper Paleocene-lower Quaternary formations (analogues of the Edom and Kyzylkirchin suites) in the area haven't been detected. They occur outside the investigated area.

The (mid-Quaternary) Bartang complex located on the meridian of the Tym village forms socket terraces at the height of 50 m from the Pyandj river edge, covered with 6-8 m thick gravels and sands. The thickness of alluvium between the Udit village and Romanit is up to 80-100 m. Large capacity deposits are associated with immersion sockets. The absolute height of the basement terraces near the Namangutibolo village is 3200 m that at the Langar village is 3250-3300 m. The thickness of alluvium is 30 m. At the last point the fragments of the average socket terrace are traced at the mark of 3800 m. The thickness of alluvium is 20 m. At the Matz river mouth the erosive-accumulative terraces of the Bartang complex are located at the following heights: the top one

<sup>1</sup> Печатается в авторской редакции. – Гл. ред.



is 4200 m, the middle one is on 3800-3900 m and the lower one is on 3600-3650 m. Middle and lower terraces are erosive and accumulative. The thickness of alluvium of the middle terrace is 50 m and that of the bottom terrace is 40 m. The alluvial deposits at the Yulmazar river mouth are represented by loams (3 m), gravels (20 m), gravels with sands (10 m).

The (upper Quaternary) Badakhshan complex composes low alluvial terraces and deepened areas of the Pyandj valley. The Quaternary fine loamy formations between the Ishkashim village and the confluence of the Pamir and Vakhshandarya are thinly bedded on the slopes of the valley. The formations of the indicated age occur as the modern bottom of valleys and reach the height of 600-700 m above the Pyandj's edge [2].

On the left side of the Pamir river near the Rathma fragments of the surface of alignment have been observed at the altitude of 4000-4200 m. There is a steep escarpment above them at the height of over 5000 m. The surface of alignment shown is in the water shed of the Vakhshan-Darya and between the Dargohi villages (left tributary of the Pyandj, altitude 4000 m). There are alluvial deposits close to the Langar village, which are certainly younger than the previously mentioned loamy ash-gray formations. The alluvium pebbles are well-rounded, isometric, of mainly granitoid composition, redeposited from moraine formations of the Pamir river headwaters. Pebbles occur at the height of 0-8 m over the Pyandj river edge, sometimes terraced. In some areas they form a steep slope. To the north-west of the Langar village at an altitude of 3000 m and more the ash-gray loamy formations are bedded, overlapping a thin cloak of alluvium with well-rounded pebbles. Alluvial gravels occur to the east of the Zugvand village. Their upper limit is constrained by the height of 3200 m. Down the Pyandj valley the ash-gray accumulations are developed on both sides of it. They are particularly well-preserved on the left side of the Pyandj in front of the Yamchun, Gusuz, Pugdy in between the left ducts of Pyandj, Khondud and Pigim. In the valley of the Pyandj they are adjacent to the slope at the altitudes of 2300 to 3600 m. Their thickness is 250-300 m. The described sediments occur on the right side of the Pyandj river near the Kafyrkala historical fortress together with fawn proluvium from the Yamchun, Setkel, Ptuzdzharov tributaries at the altitudes of up to 3600 m. Ash-gray loamy detrital formations differ from proluvial deposits by color and composition. Interrelations of loams with proluvium are different, mostly they are stratigraphically below proluvium, but in some places parallel to or even overlying proluvium. All this in synthesis testifies to their simultaneous origin. Considering the hypsometric position of the accumulations on the ash-gray loams near the Langar and inserted in those at the Ratm village, their age is likely to be the Late Pleistocene.

In the area of the Navobad and Zimarg villages on both sides of the Pyandj the remnants of ash-gray loose weakly layered loams with fragments of metamorphic rocks are mainly observed. In the span between the right tributaries of the Pyandj (Uzyrk and Saryshitkharv) a boulder-block strip of conglomerates stretches. Granitoid debris is widespread over several meters. The alluvium bulk is located at the height of about 200 m. However, some granite blocks and boulders are observed at the altitude of 3200 m. It should be noted that in the considered span between Uzyrk and Saryshitkharv there are no permanent water courses. Moreover, the existed water streams that had developed in fairly deep valleys are nowadays dead and covered with debris material. On the left side of the Pyandj against the Udit village between the Pyanjrov and Shkhavrov brooks a fragment of the ancient valley about 1 km wide and 3.5-4 km long is preserved. A dead valley is completely covered with detrital-loamy and loamy ash-gray gatherings. The thickness of deposits in buried part is about 400-450 m. The dead valley is filled up to the erosive outlier with the height of about 3200 m. The opposite side of the dead valley is at the minimum height of 3400 m. Up to this level and further up to 3500-3600 m the ash-gray loams occur. They are traced at the altitude of 3200-3400 m at the Ishkashim village in the area of the valley transition from the sub-lateral to meridional one (left side of the Pyandj river). The layered conglomerates are overlain by gray loams at the bottom of the slope. The loams are occasionally preserved in the trog-like submeridional part of Pyandj Valley, down the valley from the Mulvodj village.

Between the Ishkoshim and Daraiobkharv villages, at the bottom of the slope the Quaternary sediments have been preserved in the following order (from bottom to top). At the bottom there is a pack of beige proluvial deposits. Debris material is composed of metamorphic rocks (40 m). Upwards there are boulder bundle-block formations (30 m), where gray granite debris dominates. The cement is sandy and clayey. The latter are overlapped by a bundle of ash-gray loams with inclusions of well-rounded granitic debris. The foot of this pack raises above the automobile road not more than 60-70 m; to the south of the valley Daraiabkharv it is at an altitude of 3200-3400 meters, or about 1000 m above the bottom of the today valley. The Quaternary alluvial formations are imbedded in the Langar district loams. Therefore, the loams formed after the mid-Quaternary moraines were destroyed.

In other words, the age of the ash-gray sediments is the end of the middle Pleistocene. On the left side of the Pyandj river the talus ash-gray formations are exposed under the diluvia cover between the Hotamdara and Zigdara rivers at the altitude of 3200-3400 m (the reference height is 1000 m).

Intensive lifting of the Western Pamir area in the Quaternary period led to the formation of steep slope terrain, where the Cenozoic formations are poorly remained. According to [1], at high watershed areas of the Western Pamirs, the Oligocene-Miocene top tiers remained. In the northern Pamir the latter have a different hypsometrical position and in its southern part reach the height of 4000 m in the Obikhumbow basin to 4600-4700 m in the right part of the Vanj river valley. These heights correlate with the uplift for the late Pliocene-Quaternary period.

## References

1. Loskutov V.V. On the main problems in studies of the surface of lining up of the orogenic regions (on example of the Pamir and Southern Tien-Shan) // Surface of lining up. M.: Nauka, 1973. P. 54-61 (in Russian).
2. Tadjibekov M.T. Most important regularities of the geological history of depressions structure of the South-East Middle Asia on the newest stage: Dr. Sci. (Geol.-mineral.) Thesis. Almaty, 2007. 54 p. (in Russian).



Восточный Кундукуш. East Conduces.



**Месторождения  
полезных ископаемых**

## ДИАГНОСТИКА ЦВИТТЕРОВ НА ГРЕЙЗЕНОВОМ МЕСТОРОЖДЕНИИ ЭКУГ

Бородкин Н.А.

СВКНИИ ДВО РАН, Магадан, bobbonia@yandex.ru

Открытое в 1962 г. месторождение олова Экуг отнесено к грейзеновому типу касситерит-кварцевой формации. В его строении принимают участие осадочная толща верхнего триаса, верхнемеловые дайковые и субвулканические тела различного состава. Оловянная минерализация широко распространена во всех грейзенизированных породах месторождения. Из рудных тел здесь имеются: грейзенизированные дайки гранит-порфиров и штокверковые зоны с касситерит-сульфидной минерализацией; метасоматическая залежь, сложенная горизонтом известковистых терригенных пород, замещенных флюорит-кварц-топазовыми грейзенами с касситеритом; зоны дробления [3].

Геохимические исследования на месторождении выявили значительную неоднородность его геохимического поля. Неоднородность поля, как показал статистический анализ результатов спектрального и рентгеноспектрального анализов, связана не только с оруденением и его неравномерным распределением. Это заставило обратить внимание на грейзеновые породы месторождения и более подробно изучить их характеристики. Для этого были собраны более 200 анализов петрохимического состава грейзенов, цвиттеров и редкометалльных гранитоидов литий-фтористого типа с 40 известных грейзеновых месторождений и гранитных массивов различных регионов нашей страны и мира. По этим данным средствами пакета прикладных программ «Лидер» последовательно были получены оценки информативности всех основных компонентов химического состава пород по отношению к каждой из разновидностей пород.

Сравнение данных химического анализа и средних содержаний основных петрогенных компонентов цвиттеров и пород, с которыми они соседствуют, показало, что цвиттеры и кварц-лепидолитовые грейзены по отношению к гранитоидам чаще всего имеют существенно повышенное содержание кремнезема и весьма пониженное содержание щелочей. Четко проявлен меланократовый характер цвиттеров – содержание оксида железа в них достигает 3–5% (при сохранении глинозема примерно на уровне исходных гранитов).

При сопоставлении химизма цвиттеров и родственных с ними пород обнаруживается их близость к грейзенам. Однако, от последних они отличаются по многим параметрам. Сущность этого различия состоит в том, что цвиттеры и грейзены в разной степени обогащены теми или иными компонентами, вплоть до противоположных тенденций (табл. 1). Расчеты показали, что петрохимию цвиттеров в основном определяют кремнекислота и оксиды марганца, а грейзенов – повышенные количества  $FeO$ ,  $TiO_2$ ,  $MgO$ . Соотношение комплексного геохимического показателя (КГП) приведенных различий химизма цвиттеров, грейзенов и остальных рассмотренных групп пород дано на рис. 1. На рисунке видно, что по грейзеновому показателю цвиттеры находятся между гранитами и грейзенами, а по цвиттеровому показателю они резко выделяются среди всех родственных пород.

Таблица 1. Соотношение основных породообразующих оксидов в цвиттерах и грейзенах

Соотношение	Цвиттеры	Грейзены
Обогащение	$Fe_2O_3$ , $TiO_2$ , $MnO$	$FeO$ , $TiO_2$ , $MgO$
Примерное равенство или незначительное перераспределение	$CaO$ , $FeO$	$Al_2O_3$ , $K_2O$ , $MnO$ , $CaO$
Обеднение	$Al_2O_3$ , $Na_2O$ , $K_2O$ , $MgO$	$SiO_2$ , $Na_2O$

На следующем этапе поисков объективных различий между цвиттерами и грейзенами подробно рассматривались геохимические характеристики тех и других. При этом также использовались литературные данные по известным массивам редкометалльных гранитов и оригинальный фактический материал, в том числе 128 силикатных анализов с грейзенового месторождения Одинокое (Якутия); 105 петрохимических определений и 103 спектральных из того же набора проб с месторождения Депутатское (Якутия); 156 силикатных и 4463 спектральных анализа с Экуг-Туманинского рудного поля, на площади которого расположено месторождение Экуг. В совокупности этот материал позволил уточнить петрохимический облик грейзенов и цвиттеров, а также понять степень геохимического различия этих пород [2].

Статистическими методами в комплексе исследованных элементов выявлены две геохимические ассоциации, одна из них характерна для цвиттеров (Be, Si, As, Mo, Bi, W, Ca, Ge, Nb, Mn), другая свойственна грейзенам (Mg, Zn, Ag, Sn, Pb, Y, Li, Cu, Cr, Fe, Ti) (табл. 2.).

Таблица 2. Индикаторная роль компонентов для цвиттеров на грейзенов.

Элементы, оксиды	Цвиттеры	Грейзены
Sn	1.26	1.39
Be	1.01	0.95
Bi	0.82	0.65
Li	0.81	1.05
Ag	0.73	0.82
Pb	0.39	0.52
As	0.32	0.22
Ga	0.29	0.32
Mn	0.29	0.29
W	0.28	0.20
Ge	0.25	0.13
Cu	0.23	0.49
Nb	0.22	0.05
Mo	0.20	0.12
Ca	0.19	0.05
Y	0.15	0.26
In	0.13	0.14
Cr	0.11	0.21
Zn	0.01	0.14
Fe	-0.07	0.18
Mg	-0.12	0.15
B	-0.17	-0.16
Au	-0.25	-0.33
Ba	-0.60	-0.80
Ni	-0.66	-0.48
Ti	-0.76	-0.33
Sb	-0.88	-1.07
Zr	-1.00	-1.14
MnO	0.55	0.47
SiO <sub>2</sub>	0.53	-0.34
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	-0.03	0.64
CaO	-0.37	-0.27
FeO	-0.41	1.14
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	-0.41	-0.04
Na <sub>2</sub> O	-0.45	-1.50
MgO	-0.76	0.49
TiO <sub>2</sub>	-0.93	0.62
K <sub>2</sub> O	-1.24	-0.59

Примечание. Коэффициенты индикации размерность не имеют.

Полученные комплексы были рассмотрены с точки зрения фундаментальных свойств элементов, входящих в них (табл. 3). Оказалось, что элементы первой группы обладают более высокими значениями одних физических свойств (в порядке убывания индикаторной роли): теплоты плавления, величины отношения  $E/Z$  ат., теплоты сублимации, температуры плавления, энергии атомизации, электрохимического эквивалента, первого ионизационного потенциала, температуры кипения, орбитальной электроотри-

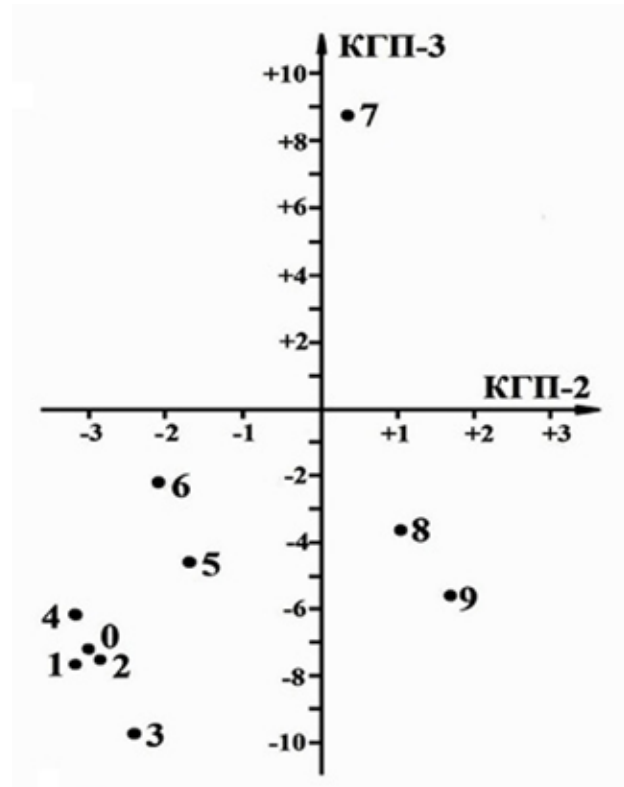


Рис. 2. Соотношение средних оценок исследованных пород по грейзеновому (КГП-2) и цвиттеровому (КГП-3) комплексным геохимическим показателям. Разновидности пород: 0 – микрограниты, 1 – аляскиты; 2-5 – соответственно лепидолитовые, биотитовые, протолитионитовые, амазонитовые граниты, 6 – онгониты, 7 – цвиттеры, 8, 9 – грейзены соответственно по гранитам и осадочным породам.

цательности, X/g орбитальной, обратным орбитальным радиусом, электроотрицательности по Полингу, энергии газообразного состояния, приведенного термодинамического потенциала для газообразного состояния и некоторые другие менее значимые свойства (атомный объем, нормальные электроотрицательные потенциалы) [5].

Таблица 3. Физические свойства ассоциаций элементов, характерных для цвиттеров и грейзенов.

Цвиттеры										
Физическое свойство	Элемент									
	Be	Si	As	Mo	Bi	W	Ca	Ge	Nb	Mn
Температура плавления, К	1560	1688	1090	2890	544.592	3660	1123	1210.4	2742	1517
Температура кипения, К	2744	3522	885	5100	1830	5640	1762	3120	5115	2392
Теплота плавления, Дж/моль	$1.5 \cdot 10^4$	$5.0 \cdot 10^4$	$2.8 \cdot 10^4$	$3.7 \cdot 10^4$	$1.1 \cdot 10^4$	$3.5 \cdot 10^4$	$8.7 \cdot 10^3$	$3.7 \cdot 10^4$	$2.7 \cdot 10^4$	$1.5 \cdot 10^4$
Теплота сублимации, кДж/моль	$3.3 \cdot 10^5$	$4.5 \cdot 10^5$	$1.6 \cdot 10^5$	$6.6 \cdot 10^5$	$2.6 \cdot 10^5$	$8.5 \cdot 10^5$	$1.8 \cdot 10^5$	$3.8 \cdot 10^5$	$7.2 \cdot 10^5$	$2.8 \cdot 10^5$
Атомный объем, А	4.89	12.04	12.98	9.39	21.31	9.54	26.2	13.64	10.76	7.36
Нормальный электродный потенциал, В	-1.7	н.д.	0.25	-0.2	0.2	-1.1	-2.84	-4.5	-1.1	-1.1
Электропроводность, См/м	$15.2 \cdot 10^6$	$10^5 - 10^2$	$3 \cdot 10^6$	$20 \cdot 10^6$	$0.92 \cdot 10^6$	$17.9 \cdot 10^6$	$25 \cdot 10^6$	1.54	$6.67 \cdot 10^6$	$0.388 \cdot 10^6$

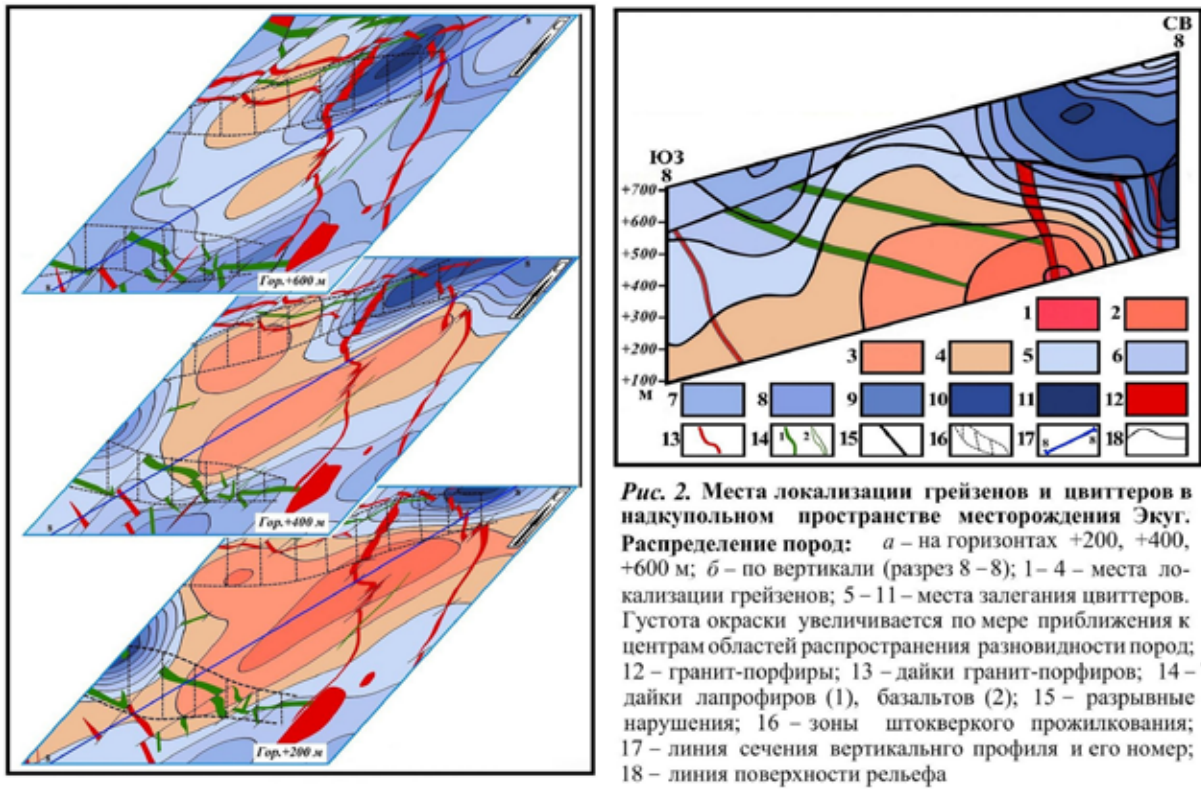
Грейзены											
Физическое свойство	Элемент										
	Mg	Zn	Ag	Sn	Pb	Y	Li	Cu	Cr	Fe	Ti
Температура плавления, К	923	692.73	1235.08	505	600.6	1773	453.7	1356.065	2176	1811	1841
Температура кипения, К	1376	1179.35	2440	2896	2018	3610	1615	2816	2840	3145	3442
Теплота плавления, Дж/моль	$9.0 \cdot 10^3$	$7.2 \cdot 10^3$	$1.1 \cdot 10^4$	$7.2 \cdot 10^3$	$1.7 \cdot 10^4$	$1.7 \cdot 10^4$	$3.0 \cdot 10^3$	$1.3 \cdot 10^4$	$1.4 \cdot 10^4$	$1.4 \cdot 10^4$	$1.7 \cdot 10^4$
Теплота сублимации, кДж/моль	$1.5 \cdot 10^5$	$1.3 \cdot 10^5$	$2.9 \cdot 10^5$	$3.0 \cdot 10^5$	$3.7 \cdot 10^5$	$4.2 \cdot 10^5$	$1.6 \cdot 10^5$	$3.4 \cdot 10^5$	$4.0 \cdot 10^5$	$4.2 \cdot 10^5$	$4.7 \cdot 10^5$
Атомный объем, А	14.0	9.15	10.27	16.29	8.84	19.88	12.94	7.11	7.23	7.09	10.64
Нормальный электродный потенциал, В	-2.38	-0.76	0.8	-0.14	-0.13	-2.1	-3.2	0.34	-0.71	-0.44	-1.75
Электропроводность, См/м	$25 \cdot 10^6$	$16.4 \cdot 10^6$	$62 \cdot 10^6$	$8.85 \cdot 10^6$	$13.5 \cdot 10^6$	$1.54 \cdot 10^6$	$10.7 \cdot 10^6$	$58.8 \cdot 10^6$	$6.67 \cdot 10^6$	$10 \cdot 10^6$	$1.73 \cdot 10^6$

Элементы, характерные для грейзенов, имеют более высокие значения иных физических свойств (по убыванию индикаторной роли): ковалентного радиуса, энтропии кристаллического состояния, приведенного термодинамического потенциала для кристаллического состояния, электропроводности, теплопроводности, второго ионизационного потенциала, эффективного заряда нейтрального атома и др. Поэтому, с учетом фундаментальных свойств элементов, для цвиттеров наиболее характерны (в порядке убывания значений комплексного показателя) Be (12,7), Si, As (10–11); Mo, Bi (8,5–9,5); W, Ca, Ge, Nb (6–7), Mn (2). Для грейзенов – Mg (12,5), Zn (9,5), Ag, Sn, Pb, Y (7,8); Li, Cu (6–6,5); Cr, Fe (4–5), Ti (3).

Таким образом, определены геохимико-петрохимические характеристики цвиттеров, что делает возможным, даже при большом генетическом и геохимическом родстве грейзенов и цвиттеров, разделить их по этим особенностям, обусловленным фундаментальными свойствами элементов. Это открывает путь для дальнейшей расшифровки генезиса цвиттеров как продуктов высокотемпературной стадии грейзенизации при редкометалльном рудообразовании [1].

По нашим исследованиям, цвиттерам более свойственно Sn-редкометалльное оруденение. На периферии месторождения Депутатское грейзены и цвиттеры составляют примерно равный процент – соответственно 26% и 28%. В центральной части месторождения Экуг грейзены проявлены в 77% опробованного материала, а цвиттеры как их составная часть – в 62%. Материалы исследований подтверждают, что на грейзеновых месторождениях с Sn-редкометалльным оруденением возможно совместное нахождение грейзенов и цвиттеров, но места их локализации разобщены в пространстве.

В ходе моделирования геохимической структуры месторождения с помощью геохимико-петрохимических характеристик грейзенов и цвиттеров были вычислены их КГП. Затем пробы, входившие в массив по расчету модели, согласно значениям этих КГП тестировались на принадлежность к одной из таких разновидностей. Места группового расположения проб, относящихся к цвиттерам или грейзенам, были детально откартированы в соответствии с имеющимися координатами каждой из проб. Результаты такого картирования выносились на горизонтальные и вертикальные сечения (7 горизонтальных и 9 вертикальных), которые были заданы для изучения структуры геохимического поля месторождения. Это позволило рассмотреть места локализации грейзенов и цвиттеров на Экуге в объеме и соотнести их с геологической и геохимической структурой месторождения. О распределении мест локализации цвиттеров и грейзенов по латерали и на глубину дает наглядное представление диаграмма из трех горизонтальных (+500, +300, +100 м) и одного вертикального (профиль 8–8 с направлением юго-запад – северо-восток) сечений (рис. 2). На рисунке



**Рис. 2.** Места локализации грейзенов и цвистеров в надкупольном пространстве месторождения Экуг. Распределение пород: а – на горизонтах +200, +400, +600 м; б – по вертикали (разрез 8 – 8); 1 – 4 – места локализации грейзенов; 5 – 11 – места залегания цвистеров. Густота окраски увеличивается по мере приближения к центрам областей распространения разновидности пород; 12 – гранит-порфиры; 13 – дайки гранит-порфиров; 14 – дайки лампрофиров (1), базальтов (2); 15 – разрывные нарушения; 16 – зоны штокверкового прожилкования; 17 – линия сечения вертикального профиля и его номер; 18 – линия поверхности рельефа

видна динамика развития области грейзенизации в центре непосредственно над штоком, по мере приближения к нему и обратная тенденция для цвистеров – уменьшение их объема в этом направлении и смещение мест их локализации к периферийным частям штока по мере увеличения глубины.

Анализ полученных результатов и сопоставление такого картирования с геологией месторождения выявило следующее:

- 1) на значительном удалении от поверхности штока (500-300 м) цвистеры занимают большую часть объема над ним, а с приближением к нему наблюдается уменьшение их объема и локализация у крутых контактов штока;
- 2) цвистеры развиваются как по осадочным породам, так и по интрузивным образованиям – дайкам гранит-порфиров и лампрофиров;
- 3) грейзены сосредоточены непосредственно над апикальной частью штока, и чем ближе к его поверхности, тем область их распространения шире;

Подобное распределение цвистеров и грейзенов в геологическом пространстве месторождения может быть объяснено несколькими обстоятельствами. В постмагматический период, после становления гранитоидного штока, проникновение рудоносных флюидных растворов в прогретые вмещающие породы происходило максимально широко и далеко от штока. По мере остывания вмещающих пород, флюидных и гидротермальных растворов проникновение их по ранее заполненным порам и трещинам стало невозможным. Образование низкотемпературных грейзенов происходило в ограниченном пространстве ближе к поверхности самого штока, что отражено на диаграмме (рис. 2).

**Список литературы**

1. Бородкин Н.А. Цвистеры: препринт. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 1995. 58 с.
2. Бородкин Н.А., Приставко В.А. Петрохимические и геохимические критерии выделения цвистеров // Геодинамика, магматизм и минерагения континентальных окраин севера Пацифики: в 3-х т.: Матер.Всерос. совещ., посвящ. 90-летию акад. Н.А. Шило. XII годовичное собр. СВО ВМО. Магадан, 3–6 июня 2003 г. Магадан : СВКНИИ ДВО РАН, 2003. Т. 2. С. 250-253.
3. Дубинин Е.Г., Маркин Е.А. Иультинский оловоносный район // Оловорудные месторождения СССР. М.: Недра, 1986. Кн. 1. С. 213-222.
4. Свойства элементов: в 2 ч. Ч. 1. Физические свойства: Справочник: 2-е изд. М.: Металлургия, 1976. 600 с.

## ТИПОМОРФНЫЕ ОСОБЕННОСТИ ГЛАВНЫХ РУДООБРАЗУЮЩИХ МИНЕРАЛОВ КАЦДАГСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ (ЮЖНЫЙ СКЛОН БОЛЬШОГО КАВКАЗА)

Велизаде С.Ф.

Институт геологии и геофизики национальной Академии наук Азербайджана, Баку, velizade43@mail.ru

Кацдагское колчеданно-полиметаллическое месторождение расположено в Балакен-Загатальском рудном районе, приуроченном к Тфанской структурно-формационной зоне, где локализуются также Филизчайское, Катехское, ЖихихСагаторское, Мазымчайское месторождения, а также многочисленные колчеданно-полиметаллические и медно-пирротиновые рудопрооявления. Площадь указанного месторождения сложена геттанг-нижнеплинсбахскими (нижняя юра) глинистыми сланцами, песчаниками, алевролитами и их переходными литологическими разностями, собранными в одноименную линейную антиклиналь, строение которой осложнено дополнительной складчатостью и разрывными нарушениями Кехнамеданской зоны смятия [1, 2]. В районе месторождения широким развитием пользуются магматические образования (базальты, андезиты, диабазы, дациты, габбро, габбро-диориты, риолиты и др.), принадлежащие трем возрастным группам. Оруденение, морфологически представленное сплошными линзовидными телами, характеризующимися частыми раздувами и пережимами, а также сопровождающимися их в основном со стороны лежащего бока прожилково-вкрапленными образованиями сульфидов, сконцентрировано в пределах трех протяженных субпараллельно ориентированных рудных зон. Основная рудная масса месторождения сосредоточена в пределах «Первой» рудной зоны. Рудовмещающими породами являются песчано-глинистые сланцы, подверженные околорудным гидротермально-метасоматическим изменениям – окварцеванию, карбонатизации и хлоритизации.

Сульфидные залежи месторождения сложены колчеданно-полиметаллическим, халькопирит-пирротиновым, «промежуточным» и халькопирит-кварцевым типами руд. Основная масса руд характеризуется массивной, прожилковой, вкрапленной и полосчатой текстурами. Местами отмечаются пятнистая, брекчиевая, брекчиевидная и некоторые другие текстурные разновидности руд. В минеральных агрегатах наиболее часто встречаются аллотриоморфно- и гипидиоморфнозернистая структуры. Часто отмечаются также коррозионная, пойкилитовая, порфириовидная и другие структурные разновидности руд. Для отдельных участков характерно сочетание смешанных текстурных рисунков руд. Руды характеризуются богатым минеральным составом. Главными рудообразующими минералами являются пирротин, пирит, сфалерит, галенит, халькопирит и кварц, среди которых количественно доминирует моносульфид железа, представленный двумя генерациями. Пирит (рис. 1-3) по интенсивности проявления занимает второе место после пирротина. Основная промышленная ценность руд определяется наличием в них сфалерита, галенита и халькопирита, имеющих в рудах по четыре генерации. В качестве второстепенных минералов в рудах присутствуют марказит, арсенопирит, тетраэдрит, теннантит, магнетит, рутил и др., а редко встречающихся – станнин, кобальтин, жозеит, самородный висмут, кубанит, макинавит и т.п. Ведущему нерудному минералу – кварцу - количественно резко подчинены различные карбонаты, а также хлорит, серицит, эпидот. Зона окисления месторождения, где отмечаются гетит, гидрогетит, ковеллин, борнит, халькозин, смитсонит, англезит, славикит, ярозит (рис. 4) и т.п., также характеризуется большим разнообразием минерального состава.

Руды, основные промышленно ценные металлы которых представлены цинком, свинцом и медью, являются многокомпонентными. В них наряду с основными промышленно важными металлами практический интерес представляют также кобальт, висмут и кадмий, заслуживающие попутного извлечения при комплексной переработке руд.

Полигенно-полихронные первичные руды, формировавшиеся в течение трех этапов минерализации, охватывающих несколько стадий рудообразования, представлены семью парагенетическими минеральными ассоциациями: 1) ранней пиритовой (пирит I + кварц I + кальцит I); 2) арсенопирит-пиритовой (пирит II + арсенопирит); 3) блеклорудно-халькопирит-галенит-сфалеритовой (сфалерит I + галенит I + халькопирит I + тетраэдрит + фрейбергит + теннантит); 4) кальцит-халькопирит-галенит-сфалерит-пиритовой (пирит III + сфалерит II + галенит II + халькопирит II + кальцит II); 5) галенит-сфалерит-халькопирит-пирротиновой (пирротин I + халькопирит III + сфалерит III + галенит III + кобальтин + станнин + кубанит + макинавит + эпидот); 6) халькопирит-кварцевой (кварц II + халькопирит IV + сфалерит IV + галенит IV + пирротин II + самородный висмут + жозеит + хлорит); 7) сидерит-пиритовой (пирит IV + марказит + магнетит + сидерит + кварц III).



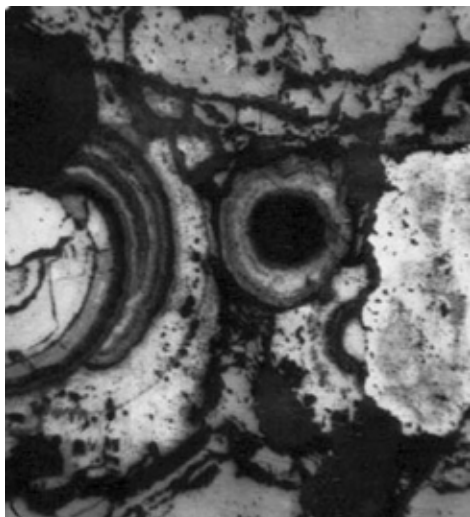


Рис. 1. Дисульфиды железа (белое и серое разных оттенков) – продукты разложения пирротина. Черное – нерудные и пустоты. Полир. шл. Увел. 135.

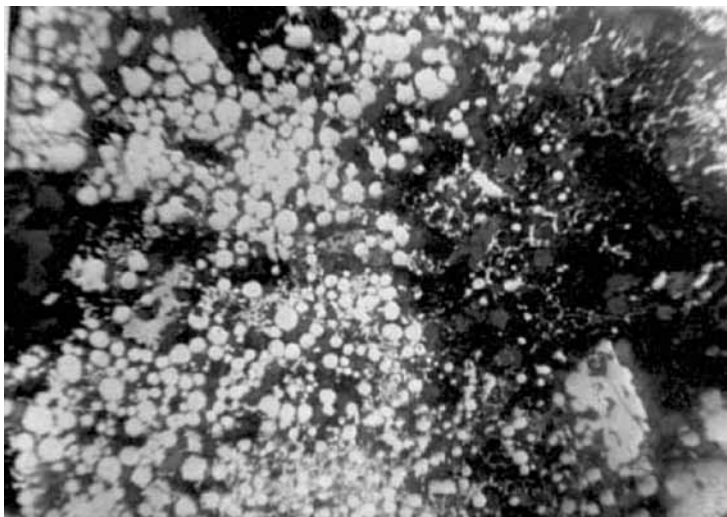


Рис. 2. Глобулярные агрегаты пирита (белое). Черное – глинистые сланцы. Полир. шл. Увел. 90.

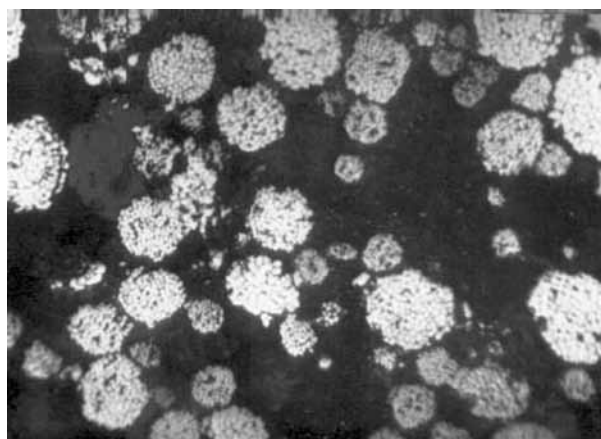


Рис. 3. Внутреннее строение глобулярных агрегатов пирита (белое). Черное – глинистые сланцы. Полир. шл. Увел. 400. Протравлено  $\text{HNO}_3 + \text{CaF}_2$ .



Рис. 4. Строение землистого агрегата ярозита под электронным микроскопом. Увел. 15000.

Для выявления типоморфных признаков различных генераций главных рудообразующих сульфидов исследовались особенности их химического состава, твердости и термоэлектрических свойств. На основании полученных данных выявлены типоморфные признаки различных генераций указанных минералов. Установлено, что разновозрастные образования этих сульфидов отличаются друг от друга по спектру и концентрации элементов-примесей, твердости, а также знаку и величине коэффициента термо-э.д.с. ( $\alpha$ ).

Как в гексагональной, так и в моноклинной модификациях пирротина установлены примеси кобальта и меди (до 0,п %), олова (до 0,0п %) и никеля (до 0,00п %). Гексагональный пирротин характеризуется дырочной проводимостью и низкими величинами коэффициента термо-э.д.с. ( $\alpha$ ) – от 0 до +32 мкВ/градус. Наиболее часто встречающиеся величины твердости гексагонального пирротина (277-301 кгс/мм<sup>2</sup>) выше таковых моноклинной разновидности этого минерала (261-269 кгс/мм<sup>2</sup>).

В различных генерациях пирита выявлены ощутимые вариации в содержаниях изоморфных примесей никеля и кобальта. Концентрация кобальта увеличивается от пирита I (0,00п-0,0п %) к пириту III (в основном 0,0п %, иногда 0,п %). Пирит III обладает также повышенным (0,0п %) содержанием никеля. Установлена равномерная концентрация меди в пиритах, измеряемая десятками долями процента. Пирит I обнаруживает положительный знак коэффициента термо-э.д.с., величина которого доходит до +750 мкВ/градус. Пирит III имеет электронный тип проводимости –  $\alpha$  колеблется от 0 до -500 мкВ/градус. Пирит V – продукт дисульфидизации пирротина, характеризуется дырочной проводимостью и относительно низкими величинами  $\alpha$  – до +200 мкВ/градус. Максимальная (1786 кгс/мм<sup>2</sup>) и минимальная (494 кгс/мм<sup>2</sup>) величины твердости наблюдаются соответственно в кубических кристаллах пирита I и концентрически-

зональных агрегатах пирита V. Средние значения твердости пирита II, пирита III и пирита IV соответственно равны 1109,9 кгс/мм<sup>2</sup>, 865,7 кгс/мм<sup>2</sup>, 1000,1 кгс/мм<sup>2</sup>.

Во всех генерациях сфалерита систематически присутствуют примеси железа (6.71-7.06 %), марганца (0.06-0.31 %) и меди (0.01-0.08 %). Сфалерит I и сфалерит II из колчеданно-полиметаллических руд содержат примесь германия (0,0n %), не обнаруженного в сфалерите III и сфалерите IV соответственно из халькопирит-пирротиновых и халькопирит-кварцевых руд. В последних в десятых долях процента зафиксирована ртуть, не отмеченная в ранних разновидностях минерала. Сфалерит III по сравнению с остальными генерациями этого минерала обладает большим содержанием кадмия (0.12 %), марганца (0.31 %) и меди (0.08 %).

Типоморфными примесями галенитов являются серебро, медь и висмут. Намечено возрастание содержания серебра и висмута от ранних генераций галенита к поздним. Установлено увеличение твердости галенита III и IV по сравнению с его ранними генерациями.

В халькопиритах выявлены примеси кобальта (до 0,н %), никеля (до 0,00n %), серебра и индия (0,00n-0,0n %), а также олова (до 0,0n %). Индий и олово характерны для поздних – III и IV генераций минерала, установленных соответственно в халькопирит-пирротиновых и халькопирит-кварцевых рудах. Халькопириту III свойственна электронная проводимость –  $\alpha$  варьирует от 0 до -500 мкВ/градус. Халькопирит I из колчеданно-полиметаллических руд отличается от его более поздних генераций относительно высокими значениями твердости (221-239 кгс/мм<sup>2</sup>).

Выявленные типоморфные особенности главных сульфидов руд свидетельствуют о существенных вариациях физико-химических параметров среды рудообразования, обусловивших заметные различия как в составе, так и в физических свойствах минералов. Следует отметить, что присутствие в рудовмещающих породах многочисленных вкраплений и скоплений пиритов различного происхождения в определенной мере дезориентирует эффективное прогнозирование новых рудоносных площадей развития промышленно важных руд. В связи с этим необходимо надежное установление принадлежности пиритов к сингенетичным или эпигенетичным образованиям. Учитывая, что промышленная ценность исследованных руд определяется наличием сульфидов цветных металлов, тесно ассоциирующих лишь с эпигенетичными пиритами, и исходя из того, что пириты различного генезиса характеризуются различными величинами и знаками коэффициента термо-э.д.с., полученные данные по термоэлектрическим свойствам этого минерала можно рекомендовать для разбраковки его сингенетичных образований в отношении продуктивности промышленных руд и целенаправленного проведения дальнейших эффективных поисков.

### Список литературы

1. Курбанов Н.К., Алиев Г.И., Велиев Г.А. Закономерности размещения и структурные условия локализации колчеданно-полиметаллически-пирротиновых месторождений Белокано-Закатальского рудного района. Тр. ЦНИГРИ. Вып. 99, 1971.
2. Романов В.И., Елчиев М.П. Геологическая позиция и структурные условия размещения колчеданно-полиметаллического и медно-пирротинового оруденения в Кехнамеданской взбросо-надвиговой зоне. Тр. ЦНИГРИ. Вып. 99, 1971.

## ГЕОЛОГО-ГЕНЕТИЧЕСКИЕ МОДЕЛИ АРКТИЧЕСКИХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ СТРАТЕГИЧЕСКИХ МЕТАЛЛОВ

Лобанов К.В., Бортников Н.С., Волков А.В., Галямов А.Л., Мурашов К.Ю.

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

**Введение.** В последние годы интерес горнодобывающей промышленности к Арктическим ресурсам заметно растет, что выражается в оживлении геологоразведочных работ в новых районах (Чукотка, Таймыр, Аляска, Нанавут, Гренландия), и сопровождается ростом объемов добычи, прежде всего, золота и меди, а также возобновлением добычи свинцово-цинковых и вольфрамовых руд на ранее законсервированных месторождениях. По объему финансирования в Арктической зоне резко преобладают геологоразведочные работы на золото. Перспективы освоения арктических месторождений стратегических металлов, кроме масштаба и богатства руд, во многом определяются близостью к северному морскому пути и к

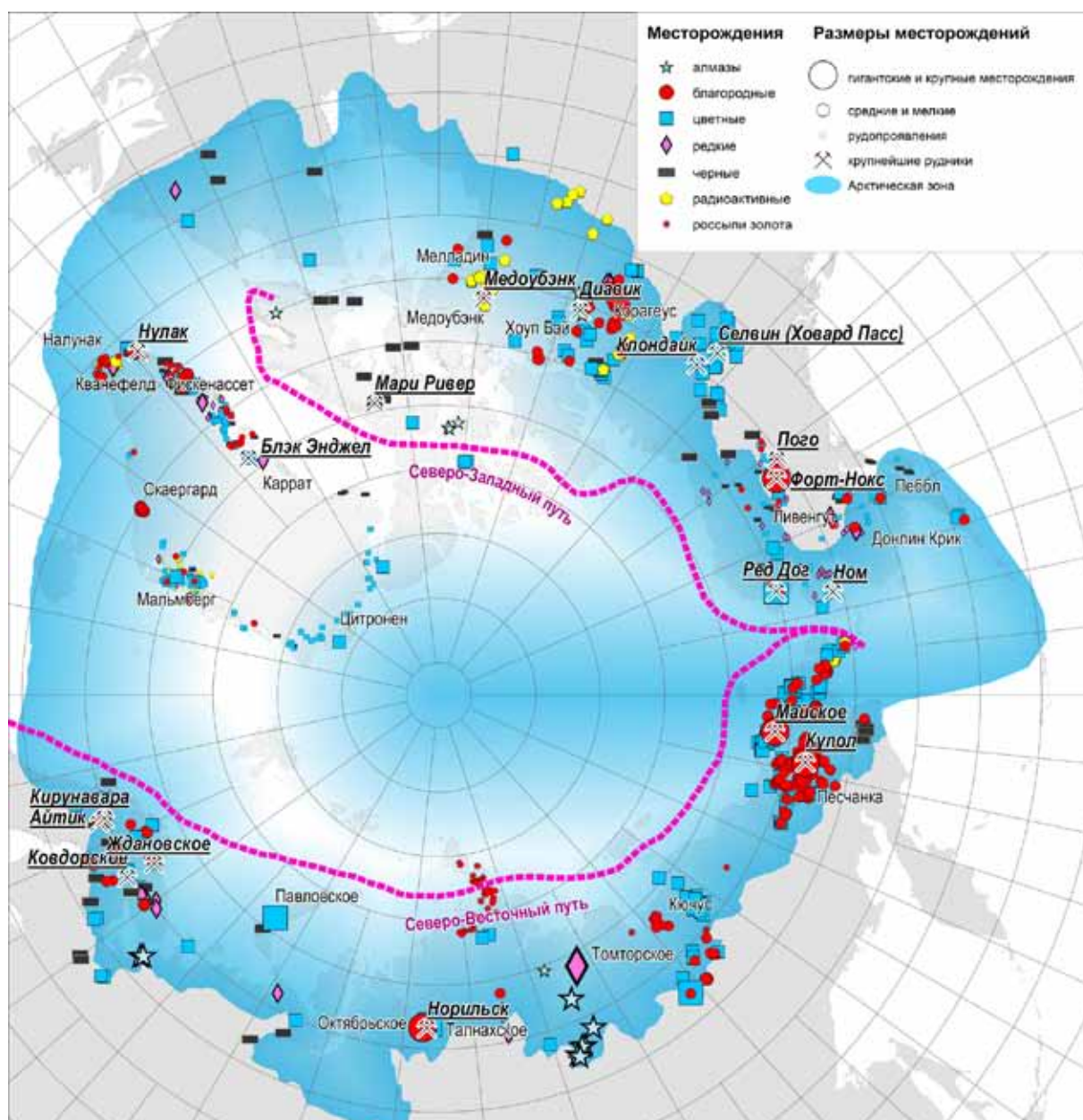


Рис. 1. Положение крупных и суперкрупных месторождений твердых полезных ископаемых в Циркум-арктической зоне.

судоходным рекам, что значительно повышает рентабельность работы рудников за счет использования водного транспорта.

Данная публикация продолжает серию статей [1–5], посвященных минеральным ресурсам Арктики, подготовленных в ходе реализации проекта ИГЕМ РАН «Разработка научных основ новой технологии прогнозирования месторождений стратегических видов минерального сырья (цветных, редких и благородных металлов) Арктической зоны Российской Федерации». Среди задач проекта на первом плане стоит разработка новой технологии прогнозных оценок с использованием геолого-генетических моделей (ГГМ) рудообразующих систем, созданных на основе обобщения результатов исследований структурно-вещественные характеристик и условий рудообразования эталонных объектов.

В результате исследований по проекту подготовлены во многом новые ГГМ наиболее перспективных для горной промышленности в условиях арктической зоны России типов месторождений [2]: Au-порфирового и Au-Fe-скарнового; Pb-Zn-Ag эксгальационно-осадочного «SEDEX»; Au-кварцевого в турбидитах; Au-сульфидного (вкрапленных руд); Au-Ag-эпитермального; Cu-Mo-Au порфирового; Cu-Ni-сульфидных; Pt-малосульфидных; россыпей Ti-Zr; прибрежно-морских россыпей Sn-W.

**Металлогения Арктики.** Литосфера Арктической зоны, сформированная в ходе нескольких суперконтинентальных циклов, включает древние щиты (Балтийский, Анабарский и Канадский), перекрываю-

шие их позднедокембрийский и палеозойский платформенные чехлы, складчатые орогенные пояса (Каледонский, Уральский, Таймырский, Тиманский, Иннуитский, Верхояно-Чукотский и Северной Аляски), разделяющие древние платформы (Восточно-Европейскую, Сибирскую и Северо-Американскую), внутриплитные магматические провинции различных эпох от раннего докембрия до кайнозоя и мезозойские вулканогенные пояса (Олойский, Уяндино-Ясаченский и Охотско-Чукотский). Минерально-сырьевой потенциал Арктической циркумполярной металлогенической мегапровинции в основном определяется наличием крупных и уникальных месторождений (рис. 1), цветных, благородных и редких металлов. В связи со сложным сочетанием в Арктической мегапровинции докембрийско-палеозойско-раннемезозойскими геоструктур континента, металлогения носит секторальный характер [3, 8].

В Западно-Европейском секторе в границах Балтийского щита и его обрамления выявлены крупные месторождения стратегического сырья: титана, меди, никеля, платиноидов и РЗЭ (рис. 1). Тимано-полярноуральский сектор во многом сохраняет черты общей металлогении с Уральской провинцией.

На острове Новая Земля наибольший интерес представляет значительное по запасам и ресурсам Павловское свинцово-цинковое месторождение (рис. 1). В металлогении Восточно-Сибирского сектора главную роль играют уникальные комплексных месторождений Cu, Ni, Co, Pt, Pd, Au, Ag, и Te Норильского района (рис. 1). Существенным золоторудным и россыпным потенциалом обладает п-ов Таймыр и прилегающие к нему острова архипелага Северная Земля [7]. В пределах Анабарского щита выявлено месторождение РЗЭ мирового класса Томтор (рис. 1). В различных районах щита прогнозируются месторождения урана «типа несогласия» [6]. На территории щита и прилегающих площадях известны проявления россыпного золота, платиноидов, алмазов. В Верхояно-Чукотском секторе известны крупнейшие золоторудные, оловорудные и полиметаллические месторождения мезозойского возраста (рис. 1). В металлогеническом потенциале сектора заметную роль играют многочисленные россыпи как континентального, так и прибрежно-морского генезиса. По составу доминируют золотые, оловянные и олово-вольфрамовые россыпи.

**Геолого-генетические модели и эталонные месторождения.** В качестве основы для составления ГГМ в новых районах Арктической зоны использовались результаты изучения: эталонных месторождений цветных металлов Cu-Ni-Co-(PGE) (Норильского типа); крупных месторождений Pb-Zn-Ag типа

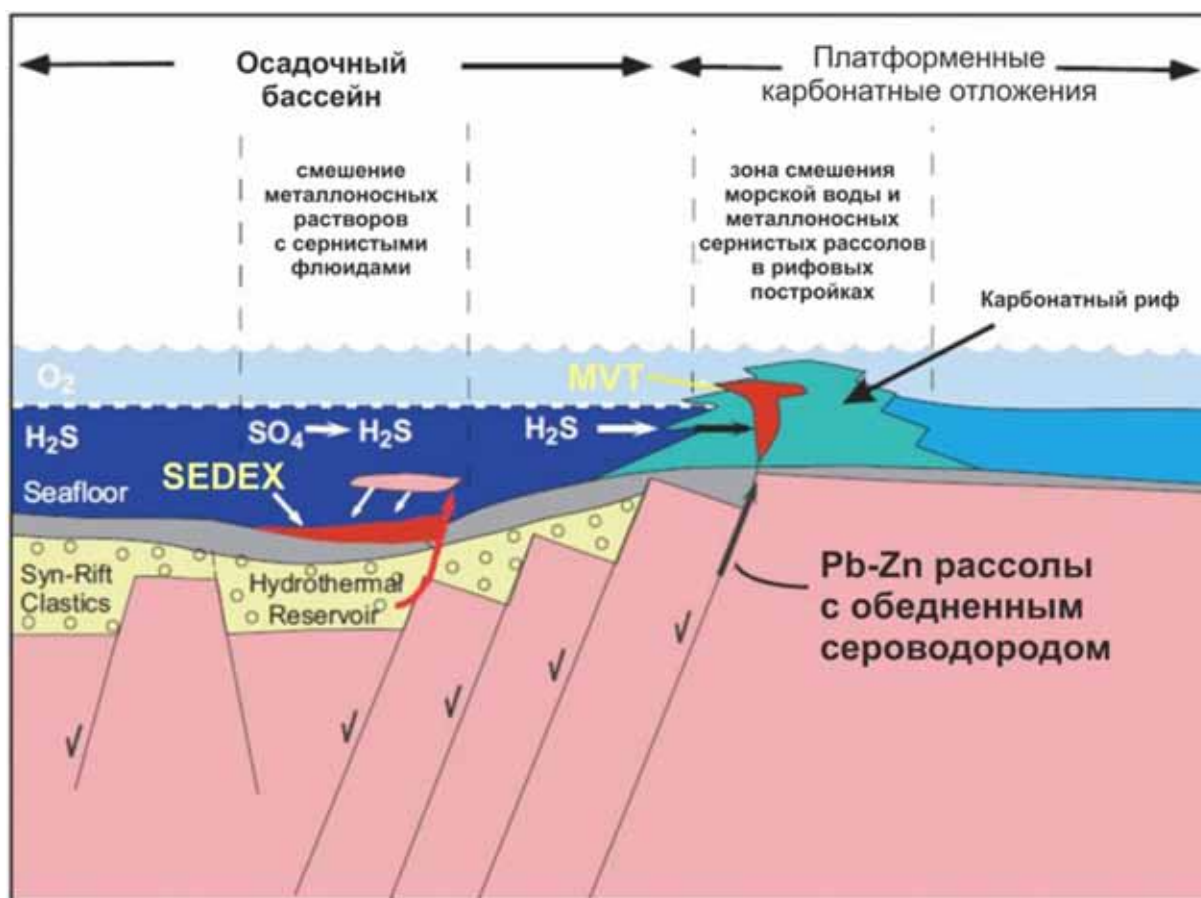


Рис. 2. Соотношение геологических позиций месторождений SEDEX и MVT типов.

«SEDEX» (Ред Дог, Павловское) и колчеданно-полиметаллических месторождений (VMS), обогащенные золотом и серебром (Грин Крик, Ескай Крик и др.); месторождения благородных металлов: бонанцевые эпitherмальные Au-Ag Ls-типа месторождения (Купол, Двойной и др.), золото-сульфидные вкрапленные месторождения (Майское, Донлин и др), месторождения золота, связанные с интрузивами гранитоидов (Петропавловское, Форт Нокс, Пого и др.), золото-кварцевые месторождения в турбедитах (Совиное и др.), месторождения золота в зеленокаменных поясах (Медувбанк и др.), а также крупные россыпи золота и МПГ (аллювиальные и прибрежно-морские); богатые Cu-Mo, Cu-Au, Mo-W, Sn-In месторождения. Следует отметить, что в старопромышленных или близким к таковым арктических регионах (Скандинавские страны, Мурманская область, Норильский район) в инвестиционном плане все больший интерес приобретают те же месторождения, что и в неполярных районах. Примерами служат бедное Cu-Au-порфировое месторождение Айтик (Швеция), титановое месторождение Телнес (Норвегия) и др. В качестве примера, рассмотрим ГГМ Pb-Zn-Ag-месторождений эксгальционно-осадочного (SEDEX) типа.

Месторождения типа «SEDEX» – одни из важнейших источников Zn, Pb и Ag. В арктической зоне среди них наиболее известны такие, как Ред Дог, месторождения бассейна Селвин (Ховард Пасс), Пайн-Пойнт и Павловское (рис. 1). Наибольшее количество известных объектов (около 100) относятся к североамериканскому континенту. Явно меньшее количество российских свинцово-цинковых месторождений в арктической зоне обусловлено не только различиями ее геологического строения, но и неравномерной изученностью региона. Разработанная ГГМ, базируется на результатах изучения Павловского месторождения и обобщения многочисленных публикаций по зарубежным объектам (рис. 2).

В результате анализа ГГМ были выделены главные поисковые признаки месторождений «SEDEX» типа в Арктической зоне: 1) заложение осадочных бассейнов контролируется разноранговыми разломами, последние, кроме того, вмещают интрузии основного состава, находящиеся по мнению большинства исследователей в парагенетической связи с полиметаллическим оруденением; 2) подвижные геодинамические обстановки седиментации в интракратонных и эпикратонных рифтогенных прогибах и в платформенных и субплатформенных условиях, которые определяют соответствующий формационный облик толщ, вмещающих месторождения SEDEX. Кроме того, в комплекс признаков входят: ареалы развития карбонатных, терригенно-карбонатных и вулканогенно-терригенно-карбонатных формаций в краевых частях морских бассейнов, в том числе нефтегазоносных; палеодепрессии, расположенные на склонах палеоподнятий; наличие в подстилающих толщах песчано-глинистых отложений элизионных катагенетических флюидов; зоны палеогидрогеологической разгрузки вдоль проницаемых зон, выходящих в близповерхностные области; геохимические ассоциации аномалий свинца, цинка, бария в ареалах развития рудоносных формаций. В комплекс также могут входить поисковые признаки, касающиеся оценки глубинных геодинамических условий формирования палеобассейнов и вытекающие из результатов региональных работ по изучению древних этапов развития земной коры и мантии.

**Заключение.** В ходе работ по проекту проведено целевое доизучение отдельных месторождений и рудных районов крупных металлогенических провинций на территории Арктической зоны России (Мурманская обл., Архангельской обл., Ненецкого АО, Ямало-Ненецкого АО, Таймырского Долгано-Ненецкого МР Красноярского края, Республики Саха (Якутия), Чукотского АО). Полученные данные и выводы положены в основу ГГМ эталонных месторождений, с которыми сравниваются менее изученные месторождения для определения их промышленного потенциала. Ряд минеральных типов месторождений сегодня не имеющих большого промышленного значения для регионов Арктической зоны России, такие как Pt-малосульфидные, Cu-Mo-Au-Ag-порфировые, Au-Fe-скарновые и Au-порфировые, могут быть идентифицированы как возможные экономически значимые месторождения завтрашнего дня. Разработана основа и выполнено наполнение базы данных стратегических месторождений (в том числе и потенциальных) Арктической зоны, изучены и доработаны, в соответствии со спецификой проекта, имеющиеся методики геоинформационного анализа, подготовлены основные блоки результирующего ГИС-проекта.

Исследования выполнены при финансовой поддержке программы Президиума РАН «Поисковые фундаментальные научные исследования в интересах развития Арктической зоны Российской Федерации».

## Список литературы

1. Бортников Н.С., Лобанов К.В., Волков А.В. и др. Арктические ресурсы золота в глобальной перспективе // Арктика: экология и экономика. 2014. Т. 16. № 4. С. 28-37.
2. Бортников Н.С., Лобанов К.В., Волков А.В. и др. Арктические ресурсы цветных и благородных металлов в глобальной перспективе // Арктика: экология и экономика. 2015. Т. 17. № 1. С. 38-46.

3. Бортников Н.С., Лобанов К.В., Волков А.В. и др. Месторождения стратегических металлов Арктической зоны // Геология рудн. месторождений. 2015. Т. 57. № 6. С. 479-500.
4. Волков А.В., Сидоров А.А., Аристов В.В. и др. Золото-кварцевые месторождения в турбидитах северо-восточной части Арктической зоны России // Арктика: экономика и экология. 2015. № 4. С. 48-60.
5. Лаломов А.В., Бочнева А.А., Чефранов Р.М. и др. Россыпные месторождения Арктической зоны России: современное состояние и пути развития минерально-сырьевой базы // Арктика: экономика и экология. 2015. № 2. С. 66-77.
6. Молчанов А.В., Коваль С.Г., Ходжаев Д.К. и др. Перспективы выявления высокорентабельных урановых и комплексных месторождений «типа несогласия» на Анабарском щите // Руды и металлы. 2006. № 6. С. 5-15.
7. Проскурнин В.Ф. Минерагенический анализ Таймыро-Североземельского региона и оценка его золотосного потенциала // Автореф. докт. дисс, 2013. 40 с.
8. Сафонов Ю.Г. Состояние и рациональные направления освоения рудных ресурсов российской Арктики // Геология и геофизика. 2010. Т. 51. № 1. С. 142-152.

### ПРИВЕДЕННЫЕ ДАВЛЕНИЯ И НАПРАВЛЕНИЕ ВОЗМОЖНОГО ДВИЖЕНИЯ ВОД В ПРЕДЕЛАХ НЕФТЕГАЗОНОСНЫХ СТРУКТУР ДУШАНБИНСКОГО БАССЕЙНА

Зияев Дж.Ш., Сафаралиев Н.С.

Таджикский национальный университет, Душанбе, Таджикистан, chokadambulak@mail.ru

В Душанбинском бассейне развиты тектонические нарушения. В связи с этим пластовые давления и плотность пластовых вод вмещающих мезозойских и кайнозойских пород часто меняются. Это создаёт значительные трудности в выборе плоскостей для расчета приведенных давлений. Тем не менее, нам удалось выбрать качественно испытанные водные объекты и плоскости сравнения для каждого горизонта отдельно.

Приведенные давления в метрах столба воды Душанбинского бассейна рассчитаны по палеогеновым (алай, бухара) и меловым отложениям месторождений Шаамбары (бухара, сеноман, альб), Комсомольское (сеноман, альб, апт, готерив, юра), Андыген (рис. 1, табл. 1).

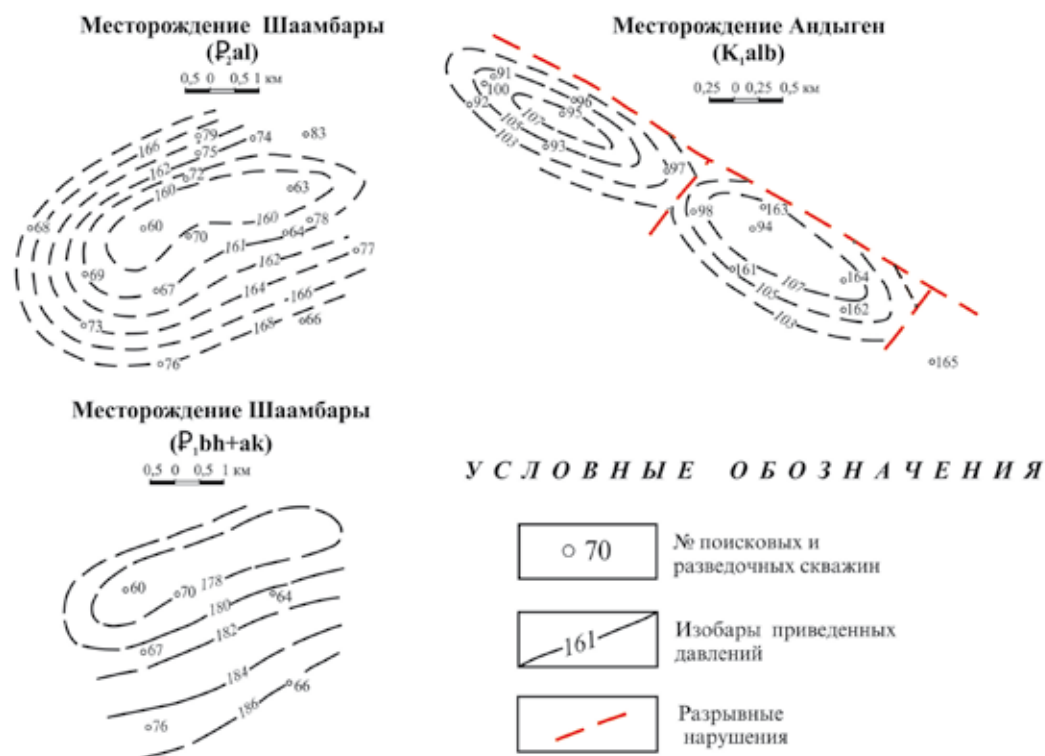


Рис. 1. Принципиальная схема распределения приведенных давлений на месторождениях Шаамбары и Андыген.

Коллекторы алайского горизонта месторождения Шаамбары содержат залежи нефти. Нами были использованы для расчета только водные объекты и построены карты приведенных давлений, где отчетливо сравнены давления с запада к югу и юго-востоку (от скважины 69 к скважинам 67, 66 и 72). Плотность сравнения для алайского горизонта выбрана на глубине 1570 м в скважине 65 с абсолютной отметкой минус 421 м.

По бухарским отложениям на площади Шаамбары возможно движение флюидов с юга на север, от скважины 66 к скважинам 64, 65. Плотность воды палеоценовых отложений площади Шаамбары по всему разрезу меняется неравномерно в широких пределах – от 1.001 до 1.030 г/см<sup>3</sup>, что свидетельствует о внутренней гидродинамической связи между отложениями алая и бухары. По палеоценовым отложениям (бухара) Душанбинского бассейна приведенные давления рассчитаны только для двух месторождений (Шаамбары и Комсомольское), а на других структурах (Аныген, Гульбиста, Юж. Гумбулак) палеоцен размыт и практического значения не имеет. Плоскость сравнения для двух площадей по бухарским слоям для расчета принята на отметке 1675 м (скважина 67, месторождение Шаамбары с абсолютной отметкой 680 м) (табл. 1). По палеоценовым отложениям наблюдается падение приведенных напоров в сторону от месторождения Шаамбары к месторождению Комсомольское. Следует заметить, что возможное движение вод направлено как с запада на восток, так и с севера на юг.

По верхнемеловым отложениям Душанбинского бассейна падение напоров наблюдается от месторождения Комсомольское к месторождению Андыген. Направление возможного движения вод по верхнему мелу разнообразно как в локальном, так и региональном плане.

Приведенные напоры на месторождении Комсомольское по верхнему мелу (сеноман) указывают на возможные движения в направлении с востока на запад от скважины 89 к скважине 81 (рис. 1), а на месторождении Андыген, по сеноманским отложениям, направление движения вод носит сложный характер: каждый блок имеет свои максимумы и минимумы. Например, на центральном куполе максимальный напор приурочен к своду структуры скважины 94, а в западном блоке максимальные значения напора имеет скважина 92, которая находится в западной части южного крыла структуры.

В Душанбинском бассейне в региональном плане движения верхнемеловых вод, по-видимому, направлено от центра бассейна к периферии – от структуры Комсомольское в направлении Андыген, Гумбулак на востоке и Шаамбары на западе.

Приведенные давления по нижнемеловым отложениям Душанбинского бассейна рассчитаны для месторождений Комсомольское (альб), Андыген (альб, апт, готерив). Плотность нижнемеловых вод почти во всех структурах Душанбинского бассейна (кроме Шаамбары) по разрезу изменяется неравномерно, что особенно характерно для структур Комсомольского и Андыгенского месторождений.

На структуре месторождения Комсомольское движение вод по нижнемеловым отложениям направлено с юга на запад со стороны месторождения Шаамбары. Максимальные приведенные давления приурочены к зоне тектонических нарушений (скв. 190, 90, 89, 87). Эта особенность хорошо сопоставляется с гидрохимическими данными, где в нижнем мелу наблюдается низкая минерализация и пестрота в составе вод. Отсюда можно сделать вывод о том, что на месторождении Комсомольское имеется вертикальное (сверху вниз) движение вод в зонах тектонических нарушений [1].

На месторождении Андыген распределение приведенных напоров по нижнемеловым отложениям (альб, апт, готерив) имеет много общего с месторождением Комсомольское в отложениях альба и готерива; характерно увеличение приведенных напоров от свода структуры к крыльям. В отложениях альба максимальные приведенные давления приурочены к скважинам 95, 98, 99; плоскость сравнения равна минус 1483 м, абсолютная отметка – минус 219 м, а в готериве максимальные давления получены в скважинах 99, 165 (восточный купол). Движения вод в отложениях готерива имеют сложный характер, как с востока на запад (восточный купол), так и с юга на север (центральный и западный купол).

По приведенным давлениям в нижнемеловых отложениях Душанбинского бассейна можно заключить, что направление возможного движения вод имеет сложный характер. В нижнемеловых отложениях Душанбинского бассейна равномерное нарастание с глубиной давления и плотности воды наблюдается только в отложениях готерива структуры Андыген, а в других случаях (Комсомольское – альб, Андыген – альб, апт) эта закономерность нарушена. Такая же ситуация наблюдается и по юрским отложениям месторождения Андыген. Это позволяет сделать вывод о том, что на месторождениях Комсомольское и Андыген (кроме готерива) имеется внутри резервуарное перемещение флюидов в нижнемеловых отложениях [2].

По юрским отложениям Душанбинского бассейна, приведенные давления подсчитаны для месторождения Андыген. Из таблицы видно, что максимальные приведенные давления по юрским отложениям приурочены к скважине 97 западного купола, где оно равно 2140 м. Плоскость сравнения по юре выбрана на отметке 1638 м (скв. 99) с абсолютной отметкой минус 750 м. Из рисунка видно, что на западном куполе возможное движение вод направлено от периклиналей к своду структуры, а в центральном куполе возможное движение вод – от свода к южному и северному крыльям структуры.

Таблица 1. Приведенные давления нефтегазоносных структур Душанбинского бассейна.

Возраст	№ скважин	Рпл. атм.	$\rho$ воды, г/см <sup>3</sup>	Абсолютная отметка точки замера, м	Разность между замерами, м	Р приведенные, м. водяного столба	Примечание
Алайские слои месторождения Шаамбары							
P <sub>2al</sub>	72	158.16	1.011	-377	-	1625.8	Плоскость сравнения на глубине 1570 м.
	67	158.6	1.014	-389.7	12.7	1617.3	
	60	156.3	1.005	-390	0.3	1594.0	
	69	172.8	1.020	-416	26	1713.0	
	66	157.0	1.014	-421	5	1570.0	
Бухарские слои месторождения Комсомольское							
P <sub>2bh</sub>	85	71.5	1.00	+376.8	-	1380.8	Плоскость сравнения на глубине 1675 м.
	90	68.8	1.013	+348	28.8	1324.0	
	83	104	1.037	+344	4.0	1671.0	
	89	76.3	1.00	+327	17	1376.0	
	84	90.5	1.03	+190	137	1380.0	
Бухарские слои месторождения Шаамбары							
P <sub>2bh</sub>	60	165.4	1.025	-467	257	1876.0	Плоскость сравнения на глубине 1675 м.
	64	175.4	1.028	-508	41	1929.0	
	65	171.2	1.009	-522	14	1845.0	
	66	174.2	1.001	-555	33	1868.0	
	67	167.5	1.002	680	125	1675.0	
Сеноманский ярус месторождения Андыген							
K <sub>2sm</sub>	95	62.9	1.037	463		658.6	Плоскость сравнения на глубине 1560 м.
	92	83.0	1.016	445	18	1040.4	
	100	65.8	1.030	440	5	862.4	
	98	73.0	1.046	395	5	928.4	
	94	82.8	1.011	353	42	1025.4	
	161	86.8	1.023	285	68	1023.4	
	162	84.9	1.045	268	17	933.4	
Сеноманский ярус месторождения Комсомольское							
K <sub>2sm</sub>	89	172	1.127	-23	-	1788	Плоскость сравнения на глубине 1560 м.
	71	151.4	1.0125	-248	15	1560.1	
	81	156	1.110	-293	45	1560	

Региональный пьезометрический максимум в Душанбинском бассейне можно связывать с зоной максимального развития тектонических нарушений в центре бассейна (Комсомольское, Андыген). Вертикальная миграция вод в основном имеет локальный характер и зависит от степени гидрогеологической раскрытости и развития тектонических нарушений. Латеральная миграция в Душанбинском бассейне по приведенным давлениям установлена в пределах структур Шаамбары, Комсомольская, Андыген и др., и она имеет различное направление.



## Список литературы

1. Зияев Ж.Ш. Некоторые гидрохимические особенности вод мезо-кайнозойских отложений газового месторождения «Комсомольское». Известия АН Тадж. ССР. № 3(37). 1970. С. 66-71.
2. Р.Ю. Мендиянов, Ж.Ш. Зияев, Р.У. Коломазов. Некоторые результаты гидродинамических исследований Душанбинского артезианского бассейна // Докл. АН Тадж. ССР. Т. XIV. № 4. 1970. С. 61-64.

## О ЗАВИСИМОСТИ МЕЖДУ ЧАСТОТАМИ ВСТРЕЧАЕМОСТИ КЛАСТЕРНЫХ ГРУПП СОСТАВОВ МСА (ПИРОП, ПИКРОИЛЬМЕНИТ), ГАБИТУСНЫХ ФОРМ, ЦВЕТА ФОТОЛЮМИНЕСЦЕНЦИИ АЛМАЗОВ, ПРОДУКТИВНОСТИ НА МСА И АЛМАЗЫ

Иванов А.С., Помазанский Б.С.

НИГП АК «АЛРОСА», Мирный, IvanovAS@alrosa.ru, PomazanskiyBS@alrosa.ru

В данной работе представлены результаты статистического анализа составов минералов-спутников алмазов (МСА) и частот встречаемости габитусных форм, цвета фотолюминесценции алмазов. В качестве исходных массивов привлечены результаты исследования представительных выборок МСА и алмазов из 18 кимберлитовых тел Мало-Ботуобинского, Далдынского, Алакит-Мархинского районов Якутской кимберлитовой провинции. Комплексный подход включает использование кластерного (R и G методы) и факторного методов анализа данных. Выявлено, что высокие и значимые коэффициенты корреляции между средними частотами встречаемости составов кластерных групп МСА, определенных форм габитуса кристаллов и цвета фотолюминесценции алмазов, продуктивностью объектов на МСА и алмазы наблюдаются только в совокупностях трубок, которые локализованы в пределах конкретного кимберлитового поля. Из результатов анализа вытекает прикладное значение полученных оценок, заключающееся в использовании в качестве поискового критерия кимберлитовых месторождений алмазов факта обнаружения определенных групп составов МСА, для которых установлены значимые корреляционные связи с алмазоносностью.

### Введение

Якутская кимберлитовая провинция занимает северо-восточную часть Сибирской платформы. Она протянулась с юга на север на полторы тысячи километров от Малоботуобинского района почти до моря Лаптевых и с запада на восток на тысячу километров от Харамайского поля в Красноярском крае до реки Лена. На севере и востоке границами провинции служат Лено-Анабарский и Ангаро-Виллюйский прогибы, а на юго-востоке – Виллюйская синеклиза и Ангаро-Виллюйский прогиб. На западе границу с меньшей определенностью проводят по восточному склону Тунгусской синеклизы. Ограниченная таким образом Якутская кимберлитовая провинция точно совпадает с областью Анабарского гравитационного максимума, что согласуется с преобладанием здесь структур поднятий. Из крупных платформенных структур, охватываемых провинцией, следует назвать Анабарский щит на северо-западе и Оленекское поднятие на северо-востоке вместе с разделяющей их Суханской впадиной и Ботуобинской седловиной. В пределах Якутской кимберлитовой провинции на площади свыше 800 тыс. км<sup>2</sup> расположены многие сотни кимберлитовых трубок. Распределяясь крайне неравномерно, они группируются в 20 кимберлитовых полей, которые обычно объединяют в 8 более или менее обособленных районов.

Пироп, хромистая шпинель, пикроильменит, алмаз относятся к числу ведущих типоморфных минералов большинства мантийных парагенезисов в кимберлитах. Кроме того, эти минералы, несомненно, наиболее информативны и наиболее изучены как представители минералов мантийного происхождения. Их составы и свойства широко используются для решения специальных петрологических задач, а также при поисковых работах на алмазы. Вопрос существования связей между содержанием алмазов и МСА, свойствами алмазов и составом минералов-спутников постоянно интересует исследователей, что нашло отражение в ряде печатных работ. [1-3, 6, 8, 9 и др.]

Мирнинское, Алакит-Мархинское и Далдынное кимберлитовые поля Якутии являются одними из самых изученных алмазоносных полей. В их пределах сосредоточено более 200 трубочных и жильных тел, группирующихся в отдельные кусты трубок. Для выбранных кимберлитовых трубок в ходе геологических и производственных работ получены концентраты и на примере представительных коллекций изучены минералогия, состав, МСА, морфологические и физические свойства алмазов. Наличие таких материалов

из коренных тел этих полей позволило поставить вопрос исследования взаимных связей сосуществующих парагенетических (или парагенетических?) ассоциаций МСА и алмазов.

### Методика исследований

В данной работе использован метод кластерного и факторного анализа кластерных средних значений составов МСА, который был опубликован автором ранее [4, 5]. Дополнением к опубликованной методике являются данные по продуктивности МСА и алмазов, частотам встречаемости определенных кристаллических форм алмазов и их цветов фотолюминесценции.

С помощью кластерного (k-means) анализа составы пиропов выборок проб (более 10 000 зерен) разбиты на 24 кластерные группы, составы пикроильменитов (более 10 000 зерен) – на 16 кластерных групп. Определена частота появления групп МСА, а также основных габитусных форм кристаллов и цвета фотолюминесценции алмаза. В таблицах эта характеристика представлена в относительных процентах от объема (более 150 зерен) представительных выборок. Продуктивность на алмазы выражена в условных единицах на тонну породы, продуктивность пиропов и пикроильменитов в относительных процентах на тонну породы.

Большая часть микрозондовых определений составов МСА выполнены в ЦАЛ БГРЭ АК «АЛРОСА» на приборе JXA-8800R. Данные о интересующих нас минералогических свойствах алмазов из кимберлитовых трубок получены в результате обработки массивов результатов многолетних исследований лаборатории алмазов НИГП АК «АЛРОСА».

### Результаты исследований

Ниже приведена таблица общих средних значений составов кластерных групп суммарной выборки пиропов и пикроильменитов трех кимберлитовых полей (табл. 1-2). На диаграммах (рис. 1-2) показаны средние значения составов кластерных групп пиропов и пикроильменитов конкретно для каждого кимберлитового поля. Номинальный порядок кластерных групп составов пиропов соответствует возрастанию окиси хрома, номинальный порядок кластерных групп пикроильменитов соответствуют возрастанию окиси магния.

Таблица 1. Кластерные средние значения составов пиропов общие для трех кимберлитовых полей.

Группы	Na <sub>2</sub> O	MgO	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	SiO <sub>2</sub>	CaO	TiO <sub>2</sub>	Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	MnO	FeO	Сумма
G1	0.33	22.25	13.84	35.47	6.05	0.76	0.03	0.45	20.80	99.98
G2	0.03	6.66	21.50	38.11	3.31	0.03	0.04	0.70	29.73	100.10
G3	0.06	8.85	21.42	39.51	8.45	0.15	0.04	0.40	20.28	99.17
G4	0.09	11.77	22.07	40.11	8.52	0.21	0.06	0.32	16.39	99.52
G5	0.06	8.84	21.56	38.74	5.87	0.10	0.07	0.50	23.98	99.73
G6	0.07	12.07	21.87	39.81	5.74	0.16	0.08	0.37	19.10	99.27
G7	0.06	12.82	21.63	39.76	3.54	0.17	0.14	0.38	20.87	99.36
G8	0.09	11.56	21.86	40.56	11.51	0.31	0.18	0.29	13.35	99.71
G9	0.09	15.01	22.03	40.79	4.93	0.24	0.29	0.37	15.79	99.53
G10	0.07	16.74	21.94	41.21	7.40	0.30	0.72	0.30	10.40	99.07
G11	0.08	18.77	21.21	41.52	4.51	0.65	0.74	0.35	11.76	99.58
G12	0.04	19.98	21.77	41.91	4.47	0.22	1.68	0.36	9.08	99.53
G13	0.06	21.31	21.07	42.08	4.20	0.37	2.36	0.32	7.54	99.30
G14	0.04	19.55	20.11	41.48	5.08	0.22	3.81	0.43	8.48	99.20
G15	0.05	20.52	19.38	41.64	4.75	0.26	4.84	0.38	7.57	99.40
G16	0.05	16.39	18.64	40.69	8.25	0.23	5.01	0.50	9.40	99.18
G17	0.05	19.48	18.20	41.20	5.52	0.22	6.38	0.42	7.76	99.24
G18	0.05	22.06	18.51	41.77	2.96	0.12	6.47	0.38	7.17	99.49
G19	0.03	21.94	17.16	41.37	3.63	0.15	8.36	0.30	10.72	103.66
G20	0.05	18.96	16.21	40.77	6.11	0.26	8.74	0.41	7.54	99.06
G21	0.05	20.73	16.32	41.17	4.13	0.12	9.13	0.42	7.25	99.32
G22	0.05	12.23	14.27	39.61	14.83	0.32	10.00	0.44	7.38	99.13
G23	0.05	17.73	13.70	40.32	7.50	0.41	11.53	0.42	7.63	99.29
G24	0.07	13.12	6.70	38.59	12.99	1.28	17.94	0.36	8.27	99.32

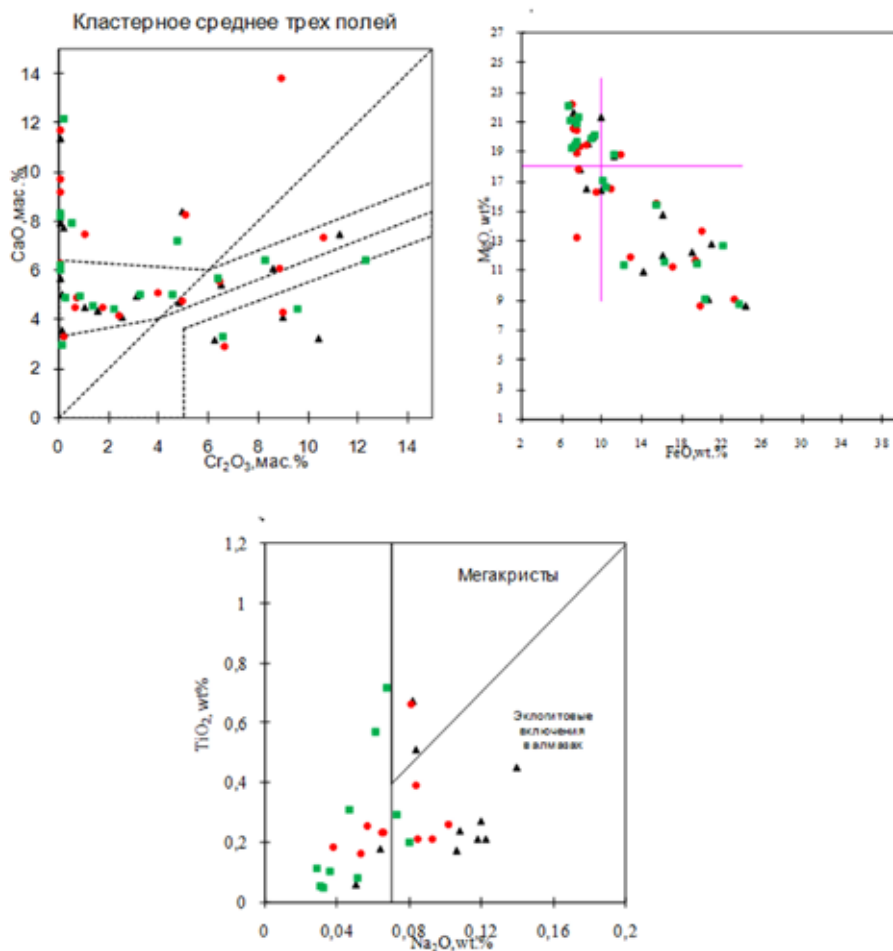


Рис. 1. Средние составы кластерных групп пиропов в каждом кимберлитовом поле.

Примечание. Красным цветом (кружочками) показаны кластерные средние значения составов пиропов Мирнинского кимберлитового поля, черными треугольниками – для Алаakit-Мархинского кимберлитового поля, зелеными прямоугольниками – для Далдынского кимберлитового поля.

Таблица 2. Кластерные средние значения составов пикроильменитов, общие для трех кимберлитовых полей.

Группа	MgO	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	TiO <sub>2</sub>	Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	MnO	FeO	Сумма
P1	1.3	0.0	51.9	0.1	0.4	45.7	99.4
P2	4.0	0.7	32.1	3.6	0.1	55.8	96.3
P3	5.6	0.7	38.6	0.7	0.1	51.6	97.3
P4	7.5	0.6	44.7	0.9	0.2	44.6	98.5
P5	8.4	0.4	45.0	2.1	0.2	41.2	97.5
P6	9.0	0.6	47.3	0.7	0.2	40.8	98.6
P7	9.1	0.3	46.1	2.9	0.3	39.2	98.0
P8	9.6	0.6	48.3	0.4	0.2	39.4	98.6
P9	9.9	0.6	49.9	0.5	0.2	38.1	99.1
P10	10.2	0.4	47.9	2.1	0.3	37.2	98.0
P11	10.6	0.6	48.7	0.4	0.2	37.6	98.1
P12	11.2	0.6	50.2	0.8	0.2	35.7	98.6
P13	11.5	0.3	48.7	4.4	0.3	33.2	98.5
P14	12.1	0.5	51.3	1.0	0.3	33.5	98.7
P15	13.1	0.5	52.6	1.3	0.3	30.9	98.7
P16	14.1	0.4	51.9	3.9	0.2	27.9	98.5

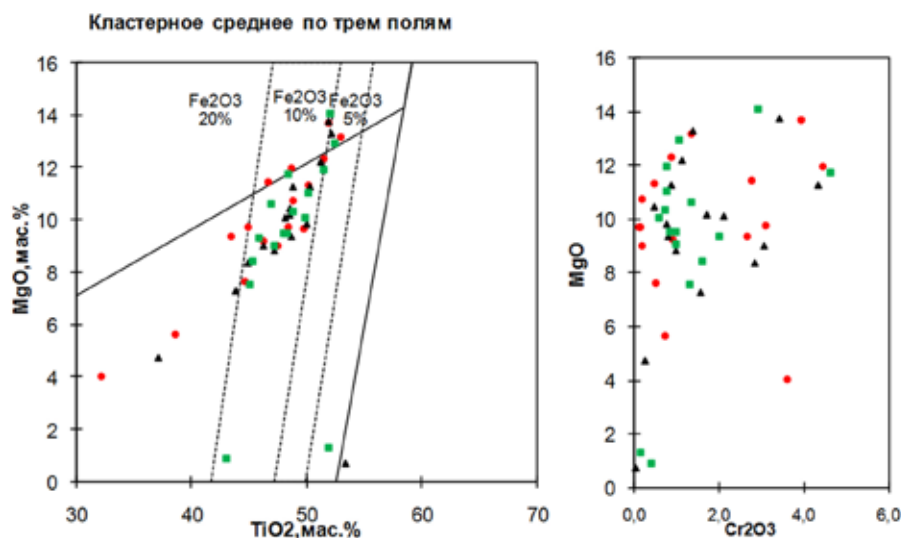


Рис. 2. Средние составы кластерных групп пикроильменитов в каждом кимберлитовом поле.

Примечание. Красным цветом (кружочками) показаны кластерные средние значения составов пиропов Мирнинского кимберлитового поля, черными треугольниками – для Алакит-Мархинского кимберлитового поля, зелеными прямоугольниками – для Далдынского кимберлитового поля.

Необходимо отметить, что по среднему составу аналогичных кластерных групп МСА рассматриваемые поля имеют свои характерные особенности. Для пиропов ультраосновных парагенезисов Далдынского кимберлитового поля (зеленые квадратики) характерно повышенное содержание окиси кальция (диаграмма Н.В. Соболева). Это можно объяснить, ссылаясь на высокую положительную корреляцию кальция с никелем в этой области составов, более высокими РТ условиями кристаллизации пиропов. Для кластерного среднего составов пиропов Алакит-Мархинского РТ условия немного ниже. Кластерные средние значения составов пиропов Мирнинского кимберлитового поля располагаются в промежуточных РТ условиях по сравнению с перечисленными двумя выше. Важным отличием кластерного среднего составов пиропов эклогитовых парагенезисов по содержанию окиси никеля и титана для Алакит-Мархинского кимберлитового поля – это присутствие шести групп составов в области сростков с алмазами, которые имеют более высокий уровень натрия, чем другие. За ними следуют по убыванию окиси натрия в пиропе средние значения составов пиропов Мирнинского кимберлитового поля и за ними – Далдынского кимберлитового поля.

Средние значения составов аналогичных кластерных групп пикроильменитов также имеют свои характерные особенности для каждого кимберлитового поля. Для составов пикроильменитов Мирнинского кимберлитового отмечено наибольшее количество кластерных групп (шесть) с повышенными содержаниями окиси хрома, при самом низком тренде окиси хрома для всех основных кластерных групп.

По габитусу и цвету фотолюминесценции, как и по совокупности других минералогических и физических свойств, алмазов в Мирнинском кимберлитовом поле выделяются две группы алмазоносных объектов. Первая, объединяющая высокопродуктивные трубки Мир, Интернациональная, им. XXIII-съезда КПСС, Дачная, известная типоморфным высоким содержанием гранных алмазов октаэдрического, переходного между октаэдрическим и ромбододекаэдрическим, габитусов при минимальном содержании ламинарных и округлых ромбододекаэдров. Под воздействием ультрафиолетового лазера наблюдается резкое преобладание индивидов с розовым, розово-сиреневым цветом фотолюминесценции при низкой частоте встречаемости алмазов с сине-голубым, желто-зеленым свечением. Сочетание указанных качественных признаки формируют образ «мирнинской» минералогической ассоциации.

В объектах второй группы, объединяющей низкопродуктивные трубки Таёжная, Амакинская, Ан-21, морфология и фотолюминесцентные свойства алмазов другие. В выборках снижается содержание гранных кристаллов октаэдрического и переходного габитуса, возрастает доля ламинарных ромбододекаэдров, округлых додекаэдров, индивидов с сине-голубым и желто-зеленым цветом фотолюминесценции.

На территории Далдынского и Алакит-Мархинского полей известно около 70 алмазоносных коренных тел. Наблюдаются заметные отличия объектов по габитусу, цвету фотолюминесценции, другим мине-

ралогическим и физическим свойствам алмазов. Общим качественным признаком алмазов кимберлитовых тел полей является преобладание сине-голубой, желто-зеленой фотолюминесценции над частотой появления кристаллов со свечением розово-сиреневого цвета. По соотношению габитусных форм кристаллов алмазов нами выделено 3 группы тел. В первой группе наблюдаются сопоставимые содержания алмазов октаэдрического, переходного между октаэдрическим и ромбододекаэдрическим, габитуса, ламинарных ромбододекаэдров при наименьшем количестве додекаэдров. В эту группу попадают практически все известные промышленные и полупромышленные месторождения полей. Во второй группе сопоставимые количества октаэдров, переходных форм, ламинарных ромбододекаэдров при доминировании додекаэдров. В последней, третьей, группе сопоставимое количество переходных форм, ламинарных и округлых ромбододекаэдров при доминировании октаэдрических кристаллов. В группах 2 и 3 находятся малопродуктивные тела.

Рассмотрим результаты обработки таблиц частот встречаемости кластерных групп составов пиропов, пикроильменитов, габитусных форм кристаллов алмазов, групп фотолюминесценции алмазов и продуктивности некоторых тел Мирнинского, Далдынского, Алакит-Мархинского полей.

Ниже приведены кластерные диаграммы, совмещенные с таблицами частот встречаемости изученных параметров МСА и алмазов для Мирнинского кимберлитового поля, а также построены проекции главных факторов всех изученных признаков (рис. 3).

Алгоритм факторного анализа основан на проекции рядов – корреляционных матриц признаков на столбцы с номинальным их ранжированием по величине корреляционных связей между признаками. В нашем случае – это частоты встречаемости в выборках проб кластерных групп МСА, габитусных форм алмазов и цвета фотолюминесценции, плюс их продуктивности на тонну кимберлитовой породы. Все эти признаки характеризуют кимберлитовые тела со сторон их вещественных характеристик, чем больше признаков, тем полнее информация о кимберлитовом теле. В данном случае обработана статистическая информация как по составам МСА, так и по признакам алмазов с учетом их продуктивности. Факторный анализ раскрывает картину кластерного объединения и разделения признаков.

На диаграмме (рис. 3) проекции главных факторов обнаруживается высокая факторная значимость признаков МСА, алмазов, их продуктивности для трубок Мирнинского кимберлитового поля.

Главными объединяющими признаками кимберлитовое тело Интернациональное с кимберлитовым телом им. XXIII съезда КПСС (рис. 3) являются повышенные содержания в пробах кластерных групп пиропов эклогитовых парагенезисов G7 и G10 и всех групп составов хромистых ультраосновных парагенезисов G20–G23, включая группы из основных алмазоносных парагенезисов. В выборках алмазов из этих тел отмечено относительно повышенное содержание алмазов с зональным распределением цвета фотолюминесценции, а также с неопределенным, белесо-желтым цветом свечения. Эти трубки известны своим высоким содержанием кристаллов в форме октаэдров, и преобладающей их розово-сиреновой фотолюминесценцией.

Для кимберлитов типа тр. Мир отмечено относительно повышенное содержание алмазов с фиолетовой фотолюминесценцией, преобладание пикроильменитов кластерной группы P4 – ферримагнитных зерен. В целом эти кимберлиты содержат больше пиропов, чем остальные тела. В них преобладают кластерные группы пиропов ряда эклогитовых парагенезисов G5, G6 и G8 с пониженным значением окиси натрия из эклогитовых сростков с алмазами и групп G12 и G11 из области мегакритов с повышенными значениями окиси титана.

Для кимберлитов малопродуктивных тел района, типа жила Ан-21, тр. Таежная и не учтенных в данном анализе кимберлитов тр. Амакинская, характерны высокие содержания алмазов в форме ламинарных (ЛРД) и округлых (ОРД) ромбододекаэдров. Кроме того они отличаются преобладанием алмазов с сине-голубыми, белесыми, зелеными, желтыми и желто-зелеными цветами фотолюминесценции. В таких кимберлитовых телах отмечено также преобладание кластерных составов пикроильменитов P8 и P11 парамагнитных не хромистых групп, а также кластерных групп пиропов G13 – высоко-титанистых парагенезисов, G14, G17 ультраосновных и G18 алмазоносных слабо хромистых дунит-гарцбургитовых парагенезисов.

Необходимо отметить, что для частот встречаемости кластерной группы пикроильменитов P2 отмечен значимый высокий (+0.96) корреляционный коэффициент с частотой встречаемости группы G16 – верлитовых парагенезисов и чуть меньше связи с группами пиропов эклогитовых парагенезисов G4 и G9.

Ниже приведены кластерные диаграммы, совмещенные с таблицами частот встречаемости изученных параметров МСА и алмазов для Алакит-Махинского кимберлитового поля, а также построены проекции главных факторов всех изученных признаков (рис. 4).

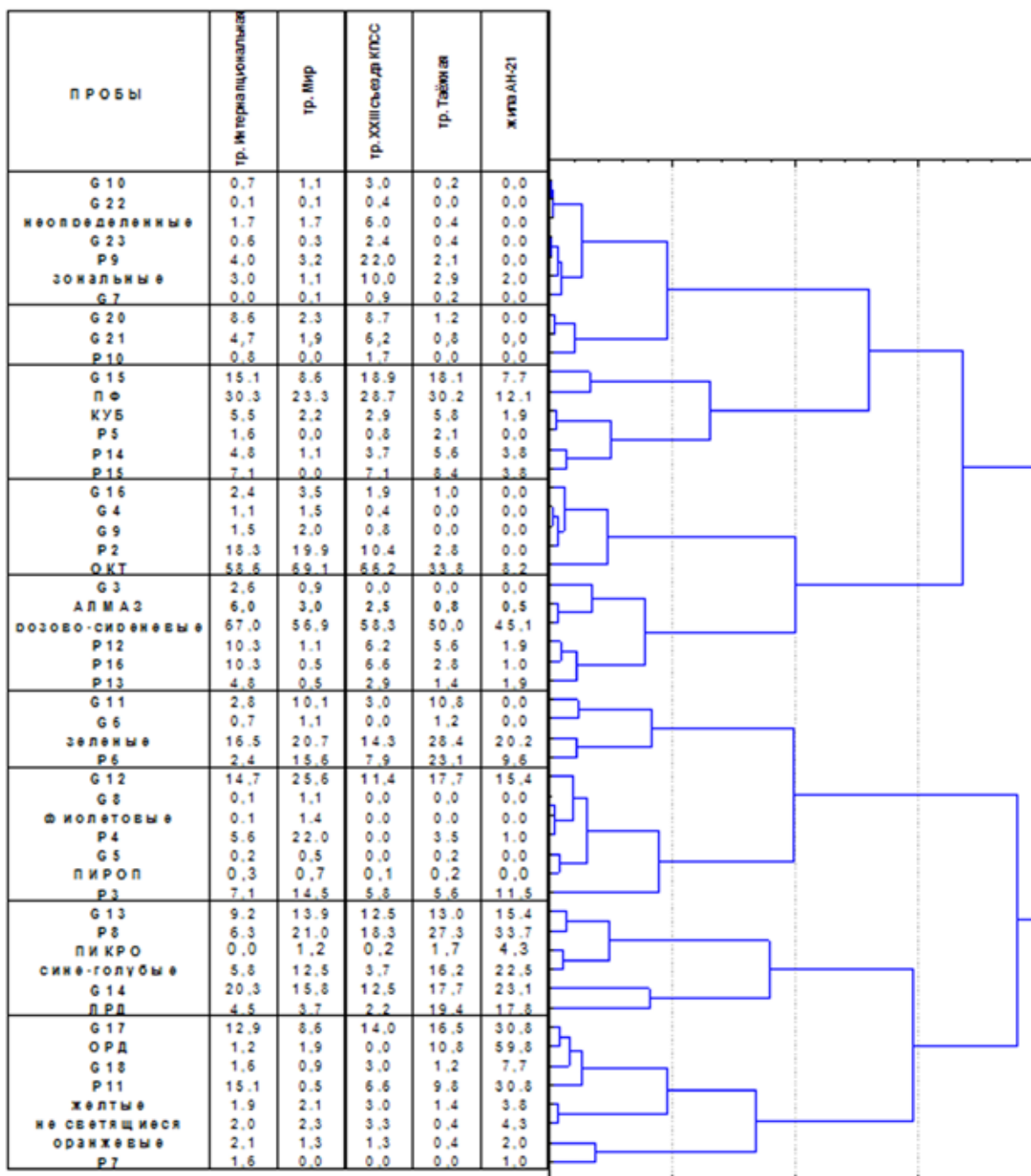


Рис. 3. Кластерные расстояния для частот встречаемости групп МСА, свойств алмазов и их продуктивностей в основных телах Мирнинского кимберлитового поля.

Для самой алмазоносной в пределах Алакит-Мархинского поля кимберлитовой тр. Айхал, по сравнению с другими телами поля, в случайной выборке характерно преобладание зерен групп составов пикроильменитов с пониженными значениями гейкелитового минала (P3-P6, рис. 5, 6). Наличие зерен пикроильменитов выше перечисленных кластерных групп составов в тр. Айхал, объясняют высокую значимую корреляцию частоты встречаемости их с алмазоносностью источников этого поля (более +0,9). Отмечен для этих групп составов также высокий положительный коэффициент корреляции с частотами встречаемости групп пиропов G17 – лерцолитовых парагенезисов со средним значением окиси хрома и группой G18 – алмазоносных дунит-гарцбургитовых парагенезисов с не большими значениями окиси хрома.

Составы пиропов кластерной группы G17 составляют более 35% выборки зерен. Частота встречаемости этой кластерной группы G17 определила высокий коэффициент корреляции с продуктивностью кимберлитовых тел на алмазы. Точки составов зерен этой группы все приходятся на центральную об-

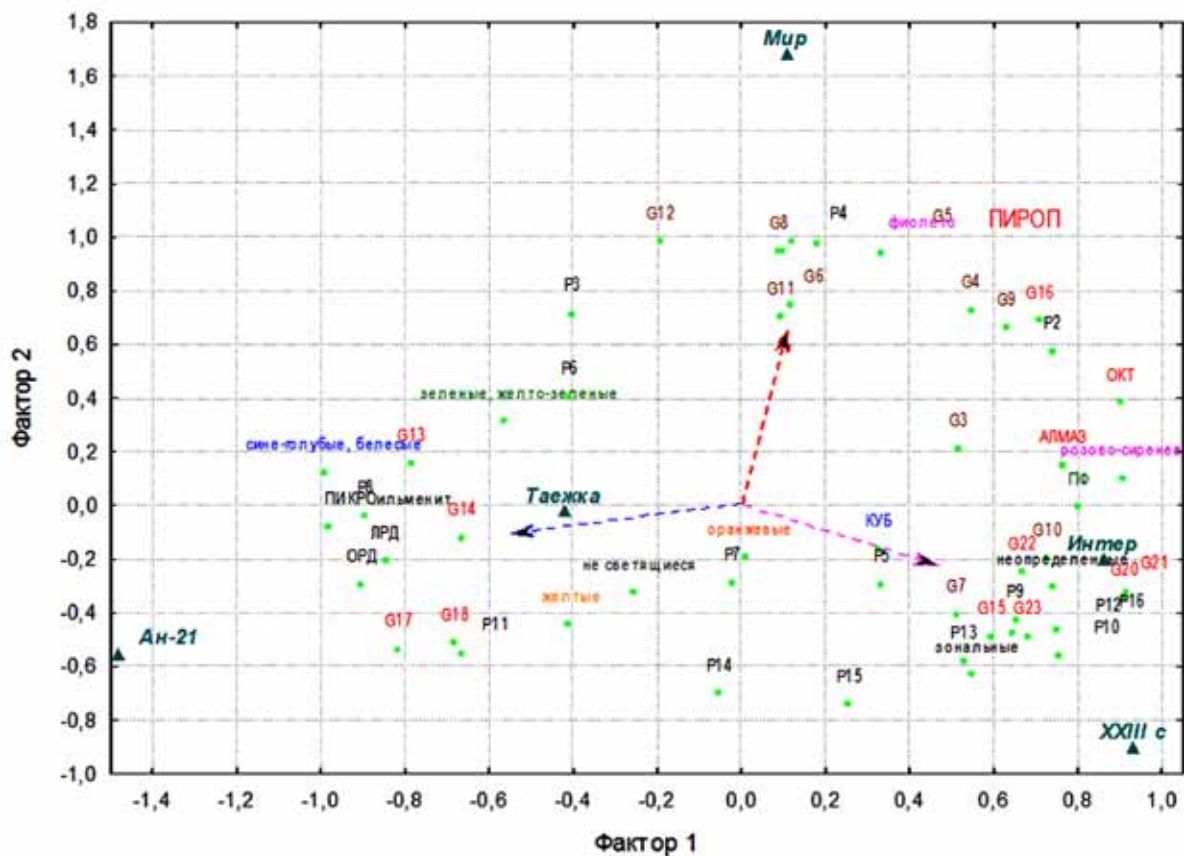


Рис. 4. Проекция главных факторов для основных кимберлитовых тел Мирнинского кимберлитового поля по частотам встречаемости кластерных групп составов пиропов (G1-G24), пикроильменитов (P1-P16) их продуктивностей, а также частотой встречаемости основных форм и цветов фотолюминесценции алмазов.

ласть ультраосновного тренда. Частота встречаемости группы составов пиропов G18 из низко хромистых алмазоносных дунит-гарцбургитовых парагенезисов имеет меньший коэффициент корреляции с продуктивностью. Зерен пиропов с такими составами в выборке отмечено более 16%, что и является основной характеристикой по составам пиропов этой трубки, так как вместе они составляют более 50% от выборки зерен. Из основных кристалломорфологических форм преобладают кубы и кристаллы с желтой фотолюминесценцией. В тр. Айхал не значительно преобладают зерна пиропов группы G20 и алмазы в форме ламинарных ромбододекаэдров. Это сближает параметры кимберлита тр. Айхал и тр. Комсомольская. В кимберлитах тр. Комсомольская отличительной группой составов пиропов является кластерная группа G19 – средне хромистых алмазоносных ультраосновных парагенезисов. Она является характерической для данного типа кимберлита. С частотой появления группы G19 напрямую взаимосвязаны повышенное содержание алмазов в форме октаэдров и преобладание зерен двух резко различных по окиси хрома и алюминия групп пикроильменитов: P10:– средне гейкелитовой с высоким хромом, и P11 – с высоким корундовым миналом.

Для кимберлитовых тел тр. Юбилейная и тр. Сытыканская, в целом, отмечается повышенная продуктивность МСА с преобладанием пиропов над пикроильменитами. Отмечено повышенные содержания кристаллов алмазов в виде комбинированных, переходных между октаэдром и ромбододекаэдром, форм, алмазов с оранжевой и зелено-желтой фотолюминесценцией, повышенные содержания пиропов эклогитовых парагенезисов групп G8, G10 и G12, частоты встречаемости которых не имеют значимых связей с частотами встречаемости кластерных групп пикроильменитов. Для тр. Озерной характерно повышенное содержание пикроильменитов групп составов с большим гейкелитовым миналом (P12-P16), которые значимо связаны с группой пиропов эклогитовых парагенезисов G7 (коэффициент корреляции более +0.7) и группой ультраосновных парагенезисов G13 из гранатовых лерцолитов.

В тр. Заря преобладают алмазы округлые ромбододекаэдры (ОРД), повышена частота встречаемости алмазов с зональным распределением цветов фотолюминесценции в объеме кристалла. Отмечена повышенная продуктивность пикроильменитов до 15 кг на тонну породы, преобладание пиропов группы G9 и

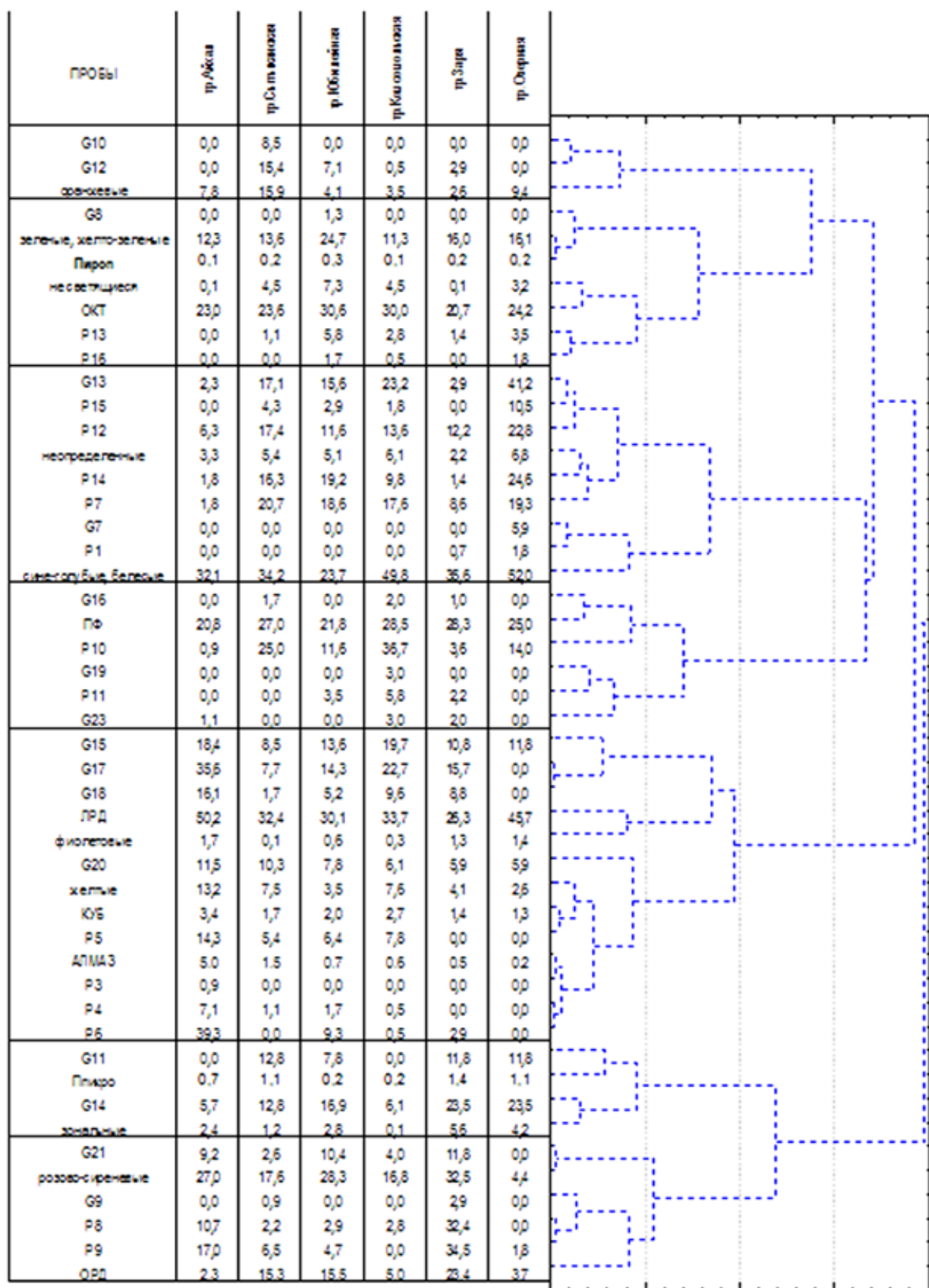


Рис. 5. Кластерные расстояния для частот встречаемости групп МСА, свойств алмазов и их продуктивностей в основных телах Алакит-Мархинского кимберлитового поля.



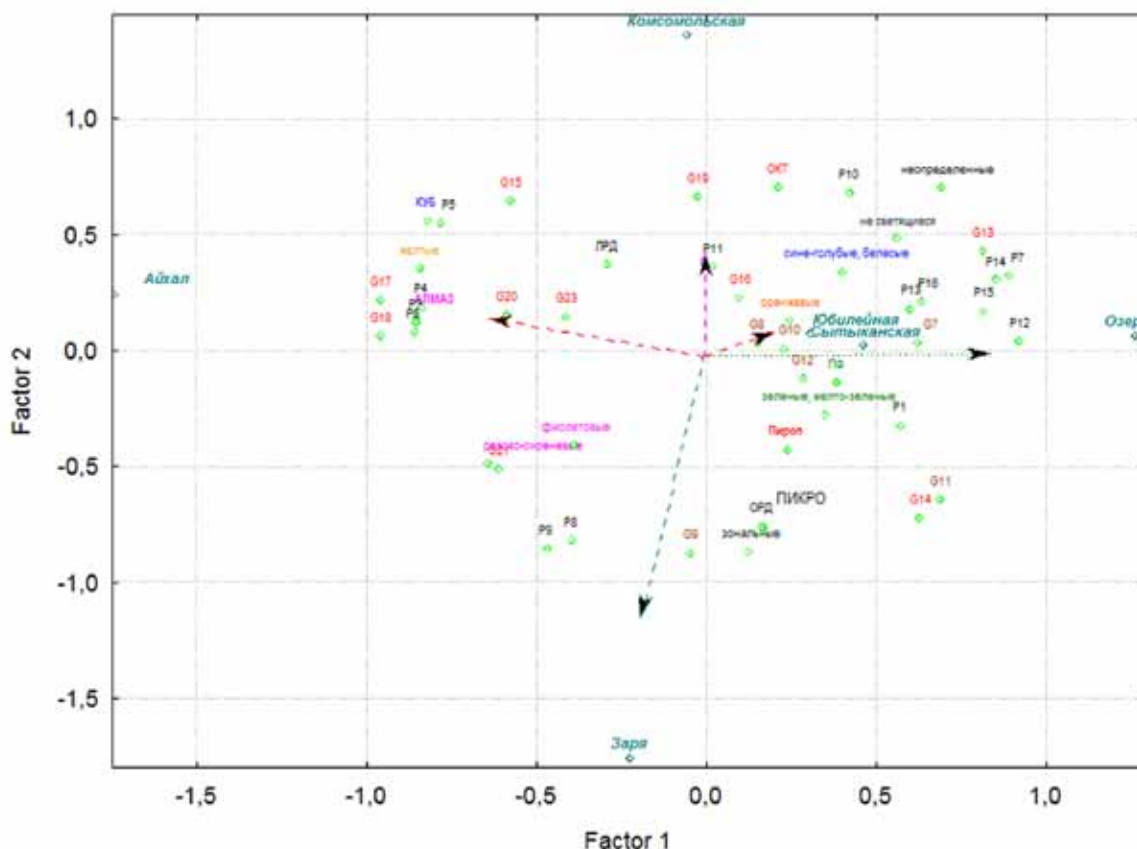


Рис. 6. Проекция главных факторов для основных кимберлитовых тел Алаakit-Мархинского кимберлитового поля по частотам встречаемости кластерных групп составов пиропов (G1-G24), пикроильменитов (P1-P16) их продуктивности, а также частотой встречаемости основных форм и цветов фотолюминесценции алмазов.

пикроильменитов групп P8 и P9. Благоприятным для наличия алмазов с розовой, сиреневой и фиолетовой фотолюминесценцией является повышенное содержание высоко хромистой группы G21 из алмазоносных дунит-гарцбургитовым парагенезисов.

Для высоко алмазоносных тел Удачная-Восточная, Удачная-Западная Далдынского кимберлитового поля характерны алмазы с кристаллами в форме ламинарных ромбододекаэдров, несколько повышена частота встречаемости индивидов с оранжевой фотолюминесценцией и, соответственно, преобладанием группы пиропов верлитовых парагенезисов G16 и алмазоносных хромистых парагенезисов группы G21 (рис. 7, 8). С группой пиропов верлитовых парагенезисов G16 значимо и прямо связана частота встречаемости групп пикроильменитов P6 (коэффициент корреляции более +0,9) и в меньшей степени группа P7 и P9 с не высокими гейкелитовыми миналами. Группа пикроильменитов P6 характерная, в особенности для кимберлитов тел трубки Удачная, является наиболее железистой и с высоким гематитовым миналом.

Для куста кимберлитов типа тр. Зарница характерны кристаллы алмазов в форме округлых додекаэдров, и повышенным содержанием индивидов с неопределенным, белесо-желтым, цветом фотолюминесценции. В целом здесь отмечена самая высокая продуктивность по зернам пиропов. Из эклогитовых парагенезисов в пробах преобладают зерна кластерных групп составов G3, G4 и G11. Из ультраосновных парагенезисов преобладают группы составов G13, G15 и G18.

Для кимберлитов типа тр. Долгожданная отмечена высокая продуктивность на зерна пикроильменитов. Отмечается повышенное содержание кристаллов алмазов в виде кубов с зеленой и желто-зеленой фотолюминесценцией. Из пикроильменитов преобладают зерна как с высоким эсколаитовым миналом P10, так и с высоким корундовым миналом P11 и P12. У этих групп составов гематитовый минал более 20%. Из ультраосновных парагенезисов отмечено повышенное содержание зерен группы G17 и G20, а из эклогитовых парагенезисов преобладают зерна группы G10.

Трубка Ленинградская характеризуется преобладанием кристаллов переходной (ПФ) и октаэдрической (окт.) формы с розовой, фиолетовой и желтой фотолюминесценцией. Повышено содержание несветящихся под УФ-излучением лазера и с зональным распределением цветов фотолюминесценции в объеме

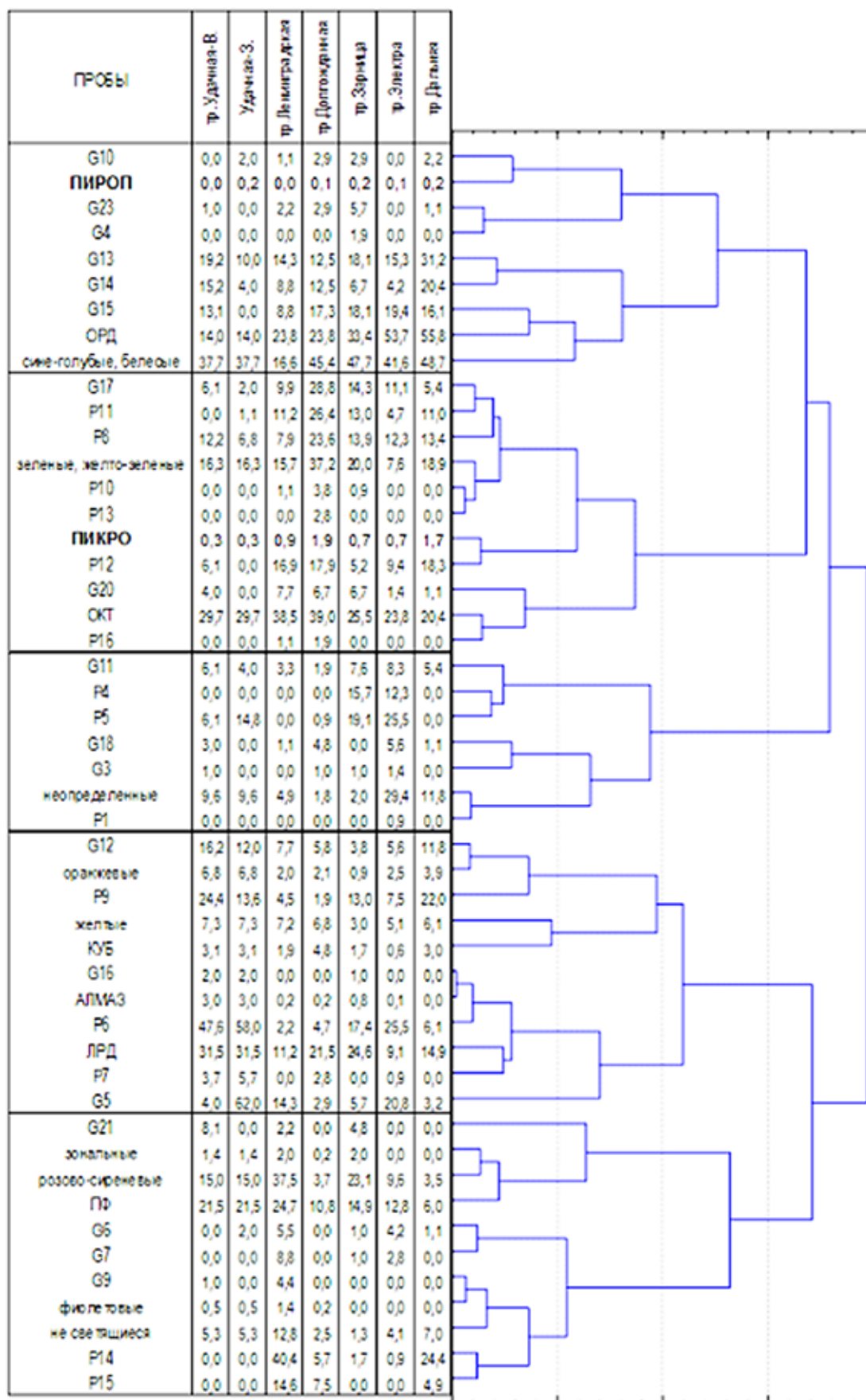


Рис. 7. Кластерные расстояния для частот встречаемости групп МСА, свойств алмазов и их продуктивностей в основных телах Далдын-Алакитского кимберлитового поля.

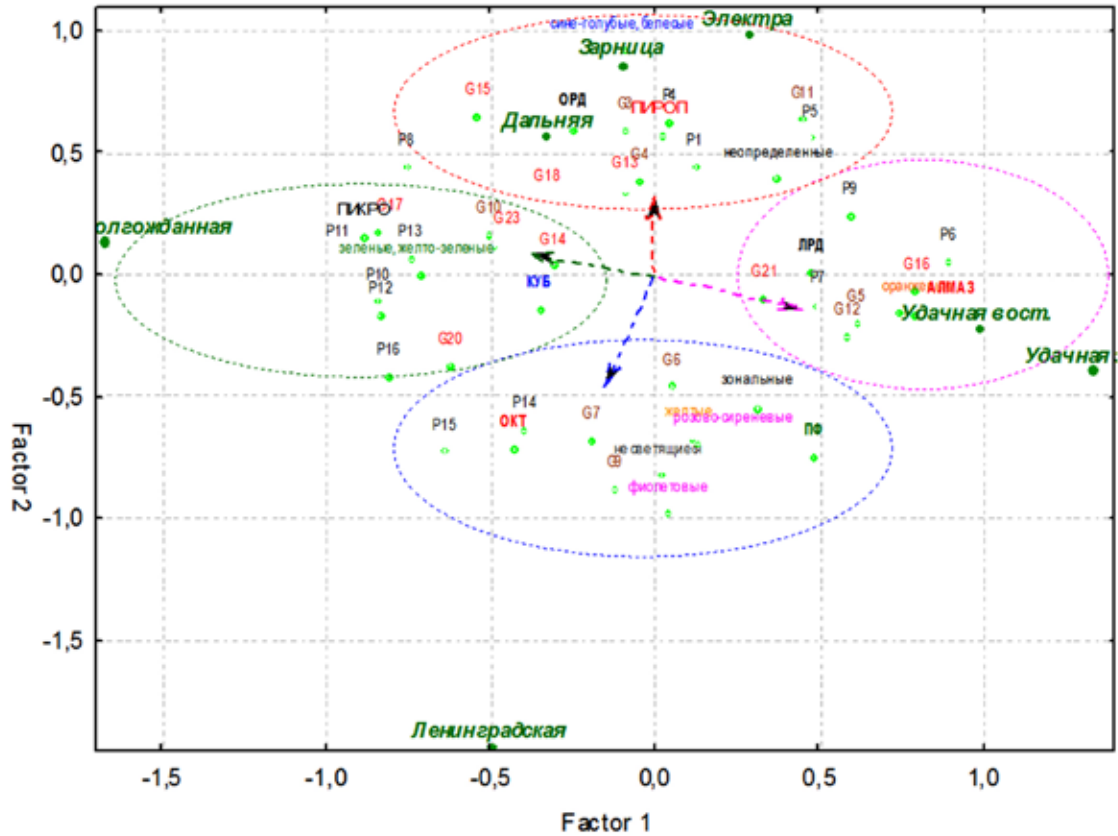


Рис. 8. Проекция главных факторов для основных кимберлитовых тел Далдын-Алакитского кимберлитового поля по частотам встречаемости кластерных групп составов пиропов (G1-G24), пикроильменитов (P1-P16) их продуктивностей, а также частотой встречаемости основных форм и цветов фотолюминесценции алмазов.

алмазов. Преобладают группы составов пиропов эклогитовых парагенезисов G3, G6 и G9 и группы пикроильменитов с низким гематитовым миналом около 10 % – P14 и P15.

Эти связи можно демонстрировать также и на элементарных графиках зависимости, так и в виде корреляционных матриц и ниже предложенных диаграмм. Такой расширенный статистический анализ дополняет паспортизацию кимберлитовых полей полной вещественных признаков, увеличивает вероятность, соотнесения случайно найденных зерен минералов из непредставительных выборок проб к определенному типу кимберлитового источника.

Для наглядной иллюстрации выявленных корреляционных связей частот встречаемости кластерных групп составов пиропов (G1-G24) пикроильменитов (P1-P16), их продуктивности (пиропов и пикроильменитов – в граммах на тонну породы) с данными о продуктивности (в условных единицах), частоте встречаемости основных габитусных форм и фотолюминесцентных свойств алмазов предлагаются использовать обыкновенные гистограммы.

Для Мирнинского поля заметно, что при небольших максимальных частотах встречаемости определены высокие и значимые коэффициенты корреляции с определенными формами алмазов и их фотолюминесценцией, а также, что очень важно для поисков алмазоносных кимберлитов, промышленной продуктивностью тел данного кимберлитового поля на алмазы в целом. Это группы составов пиропов и пикроильменитов, которые встречаются до от 3 до 12 зерен на сотню в случайных выборках (пробах), но они имеют высокую и значимую корреляцию с продуктивностью тел на алмазы. К ним относятся кластерные группы пиропов G3, G4, G9, G16, G20, G21 и также группы пикроильменитов P2 и P16. Группы составов пиропов G3, G4 и G9 – по классификации (Н.В.Соболева и другим авторам {1,2,3}) к эклогитовым парагенезисам, G16 – к верлитовым, G20 – лерцолитовым с высоким значением окиси хрома, G21 – к алмазоносным дунит-гарцбургитовым парагенезисам. Группа составов пикроильменитов P2 относится к ферритмагнитным зернам и характеризуется повышенным содержанием окиси хрома. Группа составов P16 относится к парамагнитным зернам с повышенными значениями окиси магния и хрома и самым низким гематитовым миналом.

Для исследованных тел Алакит-Мархинского поля отмечено, что при небольших частотах встречаемости некоторых групп составов пиропов и пикроильменитов также высокие и значимые коэффициенты корреляции с определенными формами алмазов и их фотолюминесценцией. Это в основном группы составов ферримагнитных пикроильменитов, которые встречаются от 1 до 6 зерен на сотню зерен в случайных выборках (пробах), и их частота встречаемости имеют высокую положительную, значимую для этих тел корреляцию с продуктивностью тел на алмазы. К ним относятся кластерные группы пикроильмениов P3, P4, и P6. Группы составов пиропов G17, G18 и G20 имеют высокую представительность только в высокопродуктивных на алмазы кимберлитах, т. е. также имеют высокую значимую корреляцию с алмазоносностью. Группа составов пиропов G17 относится к лерцолитовым парагенезисам, группа составов G18 – к алмазоносным не высоко хромистым дунит-гарцбургитовым парагенезисам. Группа составов пиропов G20 – к лерцолитовым высоко хромистым парагенезисам.

В целом для Далдынского поля группы составов пиропов G5, G12 и G21, для которых при небольших частотах встречаемости определены высокие и значимые коэффициенты корреляции с определенными формами алмазов и их фотолюминесценцией, а также, что очень важно для поисков алмазоносных кимберлитов, промышленной продуктивностью тел. Группа составов пиропов G5 относится по известным классификациям к эклогитовым парагенезисам, группа составов G12 – к лерцолитовым не высоко хромистым и низко титанистым парагенезисам. Группа составов пиропов G21 – к алмазоносным высокохромистым дунит-гарцбургитовым парагенезисам. К таким по корреляционной зависимости можно отнести и частоты встречаемости кластерных групп ферримагнитных пикроильменитов P6 и P7, которые встречаются до от 1 до 6 зерен на сотню в случайных выборках (пробах), и они имеют высокую и значимую корреляцию с продуктивностью тел на алмазы.

## **Выводы**

В настоящей работе впервые представлены результаты оценки коррелируемости частот встречаемости кластерных групп составов минералов-спутников алмазов кристаллов алмазов различного габитуса и цвета фотолюминесценции с помощью статистических методов анализа данных. Установлено, что средние частоты встречаемости составов кластерных групп пиропов и пикроильменитов имеют значимые высокие корреляционные взаимозависимости (значимые коэффициенты корреляции) с определенными особенностями кристалломорфологических форм, фотолюминесценцией алмазов, продуктивностью кимберлитовых тел. Частоты встречаемости определенных кластерных групп МСА и их продуктивность находится в прямой и обратно высокой значимой корреляционной связи с определенными кристалломорфологическими и физическими свойствами алмазов только для определенного кимберлитового поля. Это характеризует его как территориальную единицу, как кимберлитовое поле с индивидуальными особенностями процессов глубинного минералообразования.

Из приведенных диаграмм заметно, что присутствие кластерных групп МСА с повышенным содержанием титана и железа в процессе роста алмазов склоны содействовать формированию кристаллов алмаза в форме округлых додекаэдров, менее ламинарных ромбододекаэдров, а также появлению повышенных количеств алмазов с зеленой и желто-зеленой фотолюминесценцией. Интересно также появление кластерных групп составов ферримагнитных зерен пикроильменитов в высокопродуктивных телах и коррелируемость с частотами встречаемости алмазов с определенным габитусом или фотолюминесценцией. Такие закономерности объяснимы принципиальной возможностью роста алмазов в условиях относительно повышенной фугитивности кислорода [7, 10].

Определенные в данном статистическом анализе кластерные группы составов главных МСА, коррелирующие с появлением алмазов с теми или иными свойствами, с продуктивностью на алмазы, могут представлять интерес как критерий присутствия коренного тела. Даже единичные зерна пиропов и пикроильменитов этих групп в случайных выборках поисковых проб являются положительным сигналом для поисков алмазоносных месторождений кимберлитовой природы. Как видно из вышепредставленных данных, частота встречаемости отдельных редких групп составов G3, G4, G7, G16, P2, P12, P16 – в Малоботуобинском районе, P4, P5, P6, G20 – в Алакит-Мархинском и G5, P5, P6 для Далдынского, судя по высоким и значимыми величинами коэффициентов корреляции, связана с продуктивностью на алмазы. В этих кластерных группах составов пиропов, по предварительным расчетам авторов, наблюдается повышенное (или пониженное – при отрицательном значении) количество зерен в «алмазоносном коридоре» температур Гриффина.

Авторы искренне благодарны д.г.-м.н. С.И. Костровицкому за редакторские правки к данной работе и за представленные на анализ зерна минералов из трубок Далдынского и Алакит-Мархинского кимберлитовых полей.

### Список литературы

1. Гаранин В.К., Бовкун А.В., Гаранин В.К. и др. Микрокристаллические оксиды из кимберлитов России. М.: ГЕОС, 2009. 498 с.
2. Гаранин В.К., Кудрявцева Г.П., Марфунин А.С., Михайличенко О.А. Включения в алмазе и алмазные породы. М.: Изд-во МГУ, 1991, 240 с.
3. Граханов С.А. Минералогические критерии алмазоносности россыпей северо-востока Сибирской платформы (на примере россыпи р. Молодо). Вестник ВГУ. Серия: Геология, 2006. № 1. С. 219-221.
4. Иванов А.С. Методика статистической обработки составов типоморфных минералов кимберлитовых трубок при поисках алмазов в Якутии. Прикладная Геохимия. Вып. 5. Москва, 2005.
5. Иванов А.С. Статистическое сравнение составов минералов-спутников алмазов на разных уровнях вероятности и его прогнозно-поисковое значение // Вопросы методики прогнозирования и поисков месторождений полезных ископаемых. ЯНИГП ЦНИГРИ АК «АЛРОСА», 2004. С. 247-253.
6. Квасница В.Н., Мацюк С.С., Вуйко В.И. О парагенетической связи алмаз – гранат // Минер. жур., № 5. 1984. С. 23-34.
7. Пальянов Ю.Н., Сокол А.Г., Хохряков А.Ф. и др. Кристаллизация алмаза и графита в СОН – флюиде при Р-Т параметрах природного алмазообразования // Докл. АН. № 3. 2000. Т. 375. С 384-388.
8. Соболев Н.В. О минералогических критериях алмазоносности кимберлитов // Геология и геофизика. 1971. № 3. С. 70-80.
9. Соболев Н.В. Глубинные включения в кимберлитах и проблема состава верхней мантии. Новосибирск, 1974. 264 с.
10. Хохряков А.Ф. Растворение алмаза: экспериментальное исследование процессов и модель кристалломорфологической эволюции // Автореф. дисс. на соиск. уч. степени д. г.-м. н. Новосиб. Изд-тво СО РАН, 2004. 36 с.

## НОВЫЕ ДАННЫЕ О МИНЕРАЛАХ БЛАГОРОДНЫХ МЕТАЛЛОВ В ОЛЕНИНСКОМ РУДОПРОЯВЛЕНИИ ЗОЛОТА, ПОЯС КОЛМОЗЕРО-ВОРОНЯ

Калинин А.А., Савченко Е.Э.

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

Оленинское рудопроявление расположено в северо-западной части зеленокаменного пояса Колмозеро-Воронья. Минерализованные зоны рудопроявления связаны с толщей амфиболитов хр. Оленьего и с вмещающими ее глиноземистыми сланцами поросозерской серии верхнего лопия (рис. 1). Геологическая структура рудопроявления существенно осложнена серией дорудных малых тел кварцевых порфиров и более поздних редкометалльных пегматитов, секущих супракристалльные породы пояса. Детально особенности геологического строения участка рассмотрены в работах [5, 3, 2] и других.

Минерализация рудопроявления контролируется согласными общему простиранию пород зонами метасоматического изменения амфиболитов хр. Оленьего и кварцевых порфиров. К дорудным метасоматическим образованиям относятся биотитовые метасоматиты и скарноиды (карбонат-цоизит-диопсидовые, гранат (гроссуляр) -цоизит-диопсидовые и др.) по амфиболитам. Метасоматиты продуктивной стадии – мусковит-кварцевые, турмалиновые (по кварцевым порфирам), турмалин-кварцевые и кварцевые (по кварцевым порфирам и амфиболитам) с пирротин-арсенопиритовой минерализацией. Мощность зон метасоматического изменения достигает десятков метров, по простиранию они прослеживаются на сотни метров.

Морфологически золоторудная зона представляет собой серию сближенных рудных тел на площади 900×50 м в плагиоамфиболитах хр. Оленьего. Мощность выходящих на поверхность рудных тел 1.8-3.5 м при протяженности до 150 метров. Ориентировка рудных тел в пространстве совпадает с кристаллизационной и метаморфической сланцеватостью метабазитов хр. Оленьего и соответствует общему директивному простиранию пояса Колмозеро-Воронья. Среднее содержание Au 7.6 г/т.

В развитии рудной минерализации на проявлении выделено несколько этапов [4, 3]. Ранний этап – формирование халькопирит-пирротиновой минерализации колчеданного типа, которая характерна для

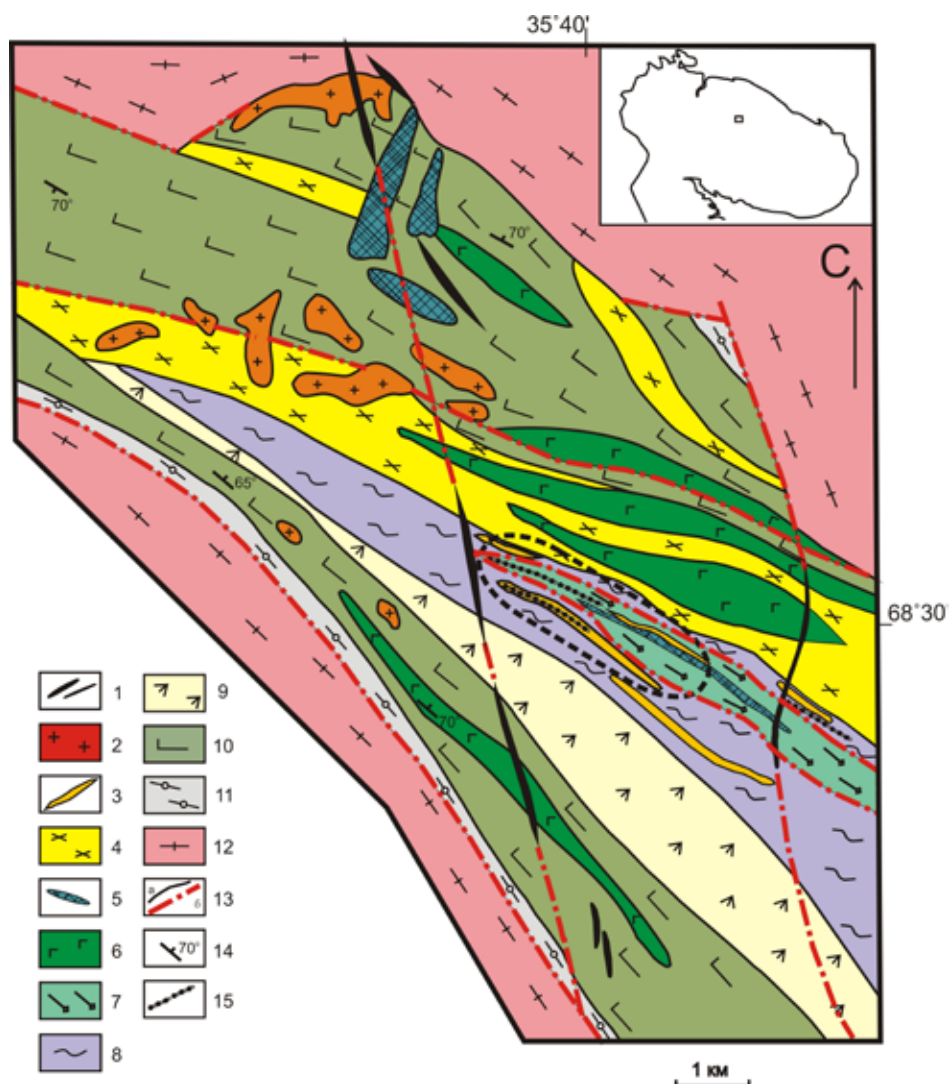


Рис. 1. Схема геологического строения северо-западной части пояса Колмозеро-Воронья. Участок Оленинского рудопроявления выделен пунктирной линией.

Условные обозначения: 1 – дайки диабазов и диабазовых порфиров; 2 – турмалиновые и плагиомикроклиновые граниты; 3 – комплекс малых интрузий габбро-диоритов – диоритов – гранодиорит-порфиров; 4 – гранит-порфиры, кварц-мусковитовые и мусковит-андалузитовые метасоматиты по ним; 5 – метапироксениты и метаперидотиты; 6 – метагаббро; 7 – плагиоамфиболиты хр. Оленьего; 8 – метасадочные породы червуртской свиты: андалузит-биотитовые, ставролит-биотитовые, кордиеритовые сланцы, плагиогнейсы (метапелиты, граувакки) и углеродистые сланцы; 9 – метавулканыты вороньетундровской свиты: биотит-полевошпатовые гнейсы, лептиты; 10 – метавулканыты полмостундровской свиты: плагиоамфиболиты; 11 – метасадочные породы лязозерской свиты: гранат-биотитовые сланцы; 12 – гнейсо-плагиограниты; 13 – геологические границы (а), тектонические нарушения (б); 14 – элементы залегания; 15 – минерализованные зоны рудопроявлений.

биотитовых метасоматитов и скарноидов. Второй этап – развитие арсенидов и сульфоарсенидов железа – леллингита и первой генерации арсенопирита с высоким отношением As/S. Третий этап – развитие минералов Pb, Zn, Cu, Sb, Ag, а также второй генерации арсенопирита с отношением As/S, близким к стехиометрическому. Второй и третий этапы развития рудной минерализации проявились в турмалин-кварцевых и кварцевых метасоматитах. В пределах каждого этапа можно выделить несколько стадий, отражающих последовательное развитие минералов на данном этапе (к примеру, замещение леллингита арсенопиритом, галенита сульфосолями свинца, свинца и серебра, затем серебра).

Минерализация серебра на Оленинском рудопроявлении золота ранее описывалась только в пределах небольшого (~15×2 м) зонального тела метасоматитов, вскрытого канавой, пройденной по простиранию пород [6, 1, 4, 3]. Проведенные нами исследования показали, что в пределах рудопроявления есть и другие зоны развития минерализации Ag. В настоящей статье отражены данные как по ранее известному проявлению, так и по новым точкам серебряной минерализации. Перечень минералов Ag и Au приведен в таблице 1.

Таблица 1. Перечень минералов Ag и Au Оленинского рудопроявления.

СЕРЕБРО		ЗОЛОТО
<i>Самородные металлы:</i>		
Ряд Au-Ag		Ряд Au-Ag
<i>Сульфиды и сульфосоли:</i>		
Акантит $Ag_2S$	Асп	Ютенбогардтит $Ag_3AuS_2$
Маккинстриит $Ag_5Cu_3S_4$	Mk	
Ютенбогардтит $Ag_3AuS_2$	Ut	
Миаргирит $AgSbS_2$	Mr	
Пираргирит $Ag_3SbS_3$	Pyg	
Стефанит $Ag_5SbS_4$	St	
Диафорит $Ag_3Pb_2Sb_3S_8$	Dp	
Физелиит $AgPb_4Sb_5S_{12}$	Fzl	
Рамдорит $CdAgPb_3Sb_5S_{12}$	Ram	
Учжчакуаит $MnAgPb_3Sb_5S_{12}$	Uch	
Фрейбергит $(Ag,Cu)_{10}(Cu, Fe, Zn)_2Sb_3S_{13}$	Fr	
<i>Теллуриды и сульфотеллуриды</i>		
Гессит $Ag_2Te$	Hs	
Кервеллеит $Ag_4STe$	Cerv	
<i>Антимониды:</i>		
Дискразит $\sim Ag_3Sb$	Dys	Ауростибит $AuSb_3$ Дискразит $\sim (Ag,Au)_3Sb$ (до 17 % Au)

Примечание. 1 – курсивом выделены минералы, ранее на рудопроявлении не отмечавшиеся; 2 – приведены сокращения минералов, использованные на рис. 2 – 6; 3 – формулы рамдорита и физелиита приведены в соответствии с данными статьи Х. Янга с соавторами [8].

Интерметаллические соединения Ag-Au по составу формируют практически полный ряд от чистого серебра до высокопробного (950) золота. Выделяется четыре генерации самородных металлов.

Первая генерация – золотистое серебро (25.5-31.3 масс. % Au) – встречается в ассоциации с пирротинном, леллингитом и арсенопиритом; преимущественно приурочено к границе леллингита и замещающего его арсенопирита (рис. 2).

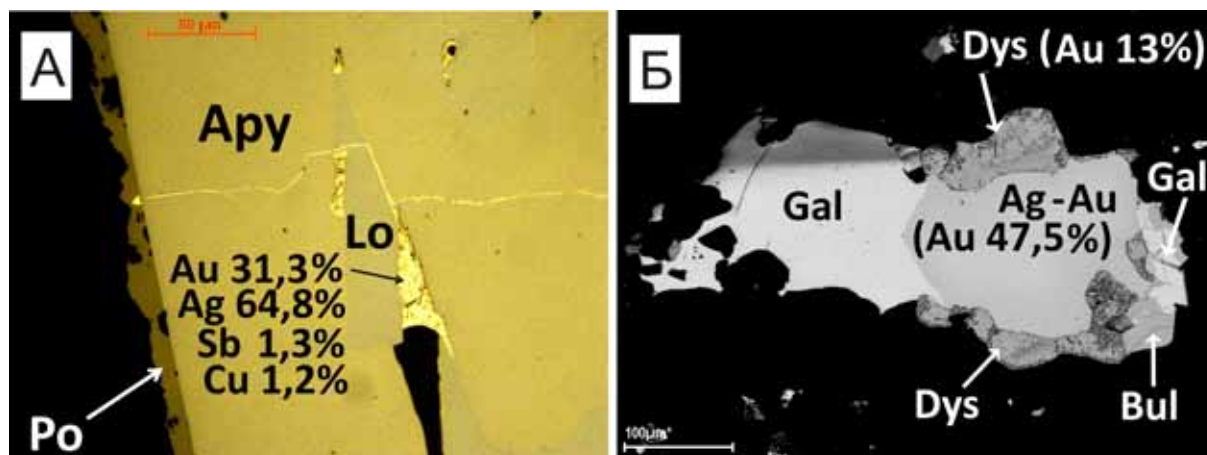


Рис. 2. Выделение золотистого серебра 1 генерации на границе зерен арсенопирита и леллингита и по трещинам в арсенопирите (А, фото шлифа, николи параллельны) и электрума 2 генерации в сростании с галенитом, буланжеритом и дискразитом (Б, фото в обратно-рассеянных электронах).

Связь золота с леллингитом и арсенопиритом ранее уже была описана на Оленинском рудопроявлении [1] и, в целом, является характерной для золота, связанного с арсенидами и сульфоарсенидами. Согласно [7], выделение золота на границе леллингита и арсенопирита происходит при ретроградном метаморфизме породы в ходе реакции  $L\ddot{o}+Po \rightarrow Apy$  и объясняется разной растворимостью золота в указанных минералах.

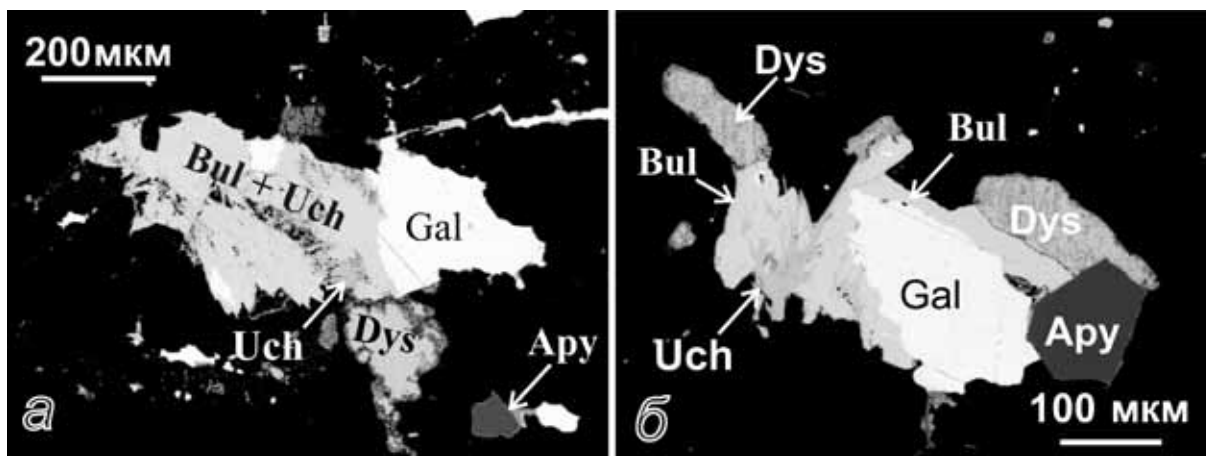


Рис. 3. Учукчакуаит в сростаниях с буланжеритом, галенитом, дискразитом и арсенопиритом.

Вторая генерация – электрум (33-77 % Au) – отмечается в сростаниях с гудмундитом, галенитом, сфалеритом, халькопиритом, сурьмяными сульфосолями серебра и свинца. Размер выделений достигает 0.25 мм.

Третья генерация – переотложенное золото средней и высокой пробыности (87-95 % Au) в межзерновом пространстве кварца и силикатов в окварцованных амфиболитах.

Четвертая генерация – самородное серебро в зоне окисления, которое было описано нами ранее [1, 5].

Минералы группы сульфоселей формировались на третьем этапе развития рудной минерализации вместе с галенитом, сфалеритом, гудмундитом, поздней генерацией арсенопирита. Буланжерит, диафорит, пираргирит, физелиит, стефанит и фрейбергит были описаны ранее [6, 1, 4, 3]. Новые минеральные фазы для Оленинского рудопоявления – учукчакуаит и рамдорит. Учукчакуаит чаще всего образуют игольчатые вроски в буланжерите (рис. 3), с которым очень схож по своим оптическим свойствам, отличаюсь лишь чуть более низким показателем отражения. Рамдорит встречается в виде включений в галените. В составе учукчакуаита в позиции Mn может преобладать железо (рис. 4, табл. 2).

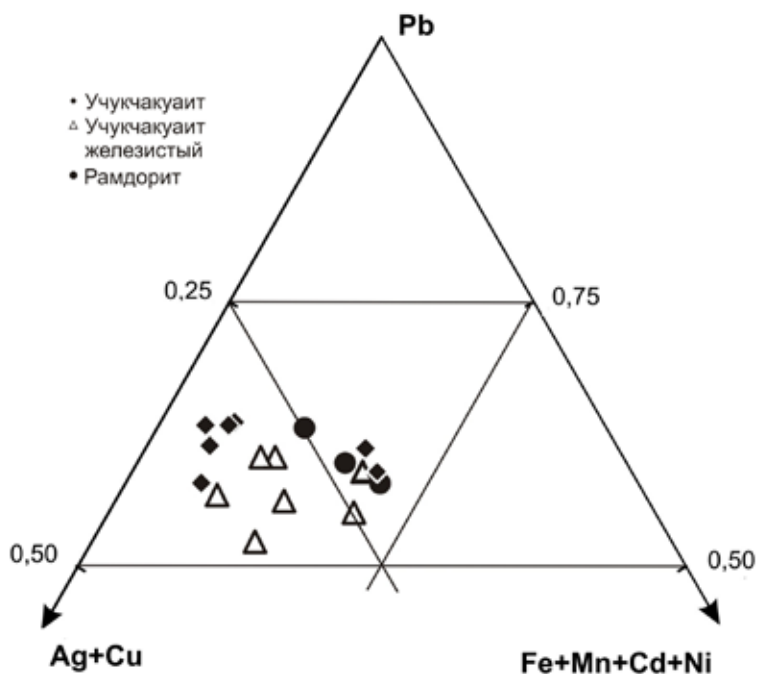


Рис. 4. Фрагмент тройной диаграммы Pb – Ag+Cu – Fe+Mn+Cd+Ni составов рамдорита и учукчакуаита.

Миаргирит, а точнее, фаза с составом, близким к  $AgSbS_2$  (табл. 2), установлена на границе галенита и пирротина: зерно размером  $\sim 25 \times 10$  мкм, по форме близкое к пластинчатому, замещает галенит (см. рис. 6).



Для точной диагностики минерального вида нужен рентгеновский анализ, поскольку известна также кубическая высокотемпературная полиморфная модификация соединения с таким составом - кубоаргирит. Название «миаргирит» дано, поскольку, так как обнаруженный нами минерал отчетливо анизотропный и не может относиться к кубической сингонии.

Теллуриды на Оленинском рудопроявлении установлены впервые. Выявлены гессит и кервеллеит в кварцевых метасоматитах в составе полиминеральных сростков с арсенопиритом поздней генерации, халькопиритом, пирротинном, галенитом, гудмундитом, акантитом и электруммом (рис. 5). Состав гессита близок к стехиометрическому (табл. 2). В составе кервеллеита отмечен дефицит серебра, что, предположительно, связано с известными особенностями микрозондового анализа минералов серебра – неустойчивостью содержания серебра и сурьмы вследствие разложения минерала под лучом зонда.

Из антимонидов золота и серебра в составе минерализации Оленинского рудопроявления установлены дискразит и аурустибит, из антимонидов других металлов – брейтгауптит NiSb и нисбит NiSb<sub>2</sub> (последний – впервые в Мурманской области, состав приведен в табл. 2).

Включения аурустибита ранее были отмечены Н.Н. Галкиным в золоте [3]. Нами эта минеральная фаза установлена в виде микровключений гексагональной формы размером около 5 мкм в гудмундите и в буланжерите.

Таблица 2. Химический состав сульфосолей и теллуридов серебра и нисбита, мас. %.

Элемент	1	2	3	4	5	6	7
Fe	0.83	0.94	0.35	0.17	0.00	0.00	0.45
Ni	-	-	-	-	-	-	19.90
Mn	0.58	1.61	0.58	0.16	-	-	-
Cu	-	-	-	-	0.00	0.00	-
Cd	1.50	0.50	0.00	5.87	-	-	-
Pb	32.71	35.15	37.43	33.42	-	-	1.07
Ag	9.05	6.19	9.50	6.36	69.49	62.00	-
Au	-	-	-	-	0.55	0.35	-
Sb	33.96	32.41	32.21	33.94	0.16	0.24	78.59
As	-	-	-	-	0.58	0.15	-
S	21.39	20.50	20.05	20.07	5.24	0.04	-
Te	-	-	-	-	23.98	37.52	-
Сумма	100.03	97.30	100.11	100.00	100.00	100.28	100.01
Коэффициенты кристаллохимической формулы							
Fe	0.268	0.317	0.120	0.06	0.000	0.000	0.025
Ni	-	-	-	-	-	-	1.050
Mn	0.189	0.551	0.201	0.06	-	-	-
Cd	0.241	0.084	0.000	1.00	-	-	-
Fe+Cd+Mn	0.697	0.952	0.321	1.12	-	-	-
Pb	2.839	3.185	3.467	3.09	-	-	0.016
Cu	-	-	-	1.13	0.000	0.000	-
Ag	1.510	1.078	1.691	5.34	3.575	1.922	-
Au	-	-	-	-	0.016	0.006	-
Sb	5.017	4.997	5.077	-	0.007	0.006	2.000
As	-	-	-	-	0.043	0.007	-
S	12.000	12.000	12.000	12.00	0.907	0.004	-
Te	-	-	-	-	1.043	0.983	-

Примечание: 1-3 – чучкакуаит, 4 – рамдорит, 5 – кервеллеит (анализ пересчитан на сумму 100 %), 6 – гессит, 7 – нисбит.

Дискразит распространен достаточно широко, размер выделений дискразита достигает 1 мм, зерна ксеноморфные, реже гипидиоморфные. Особенностью состава дискразита Оленинского рудопроявления,

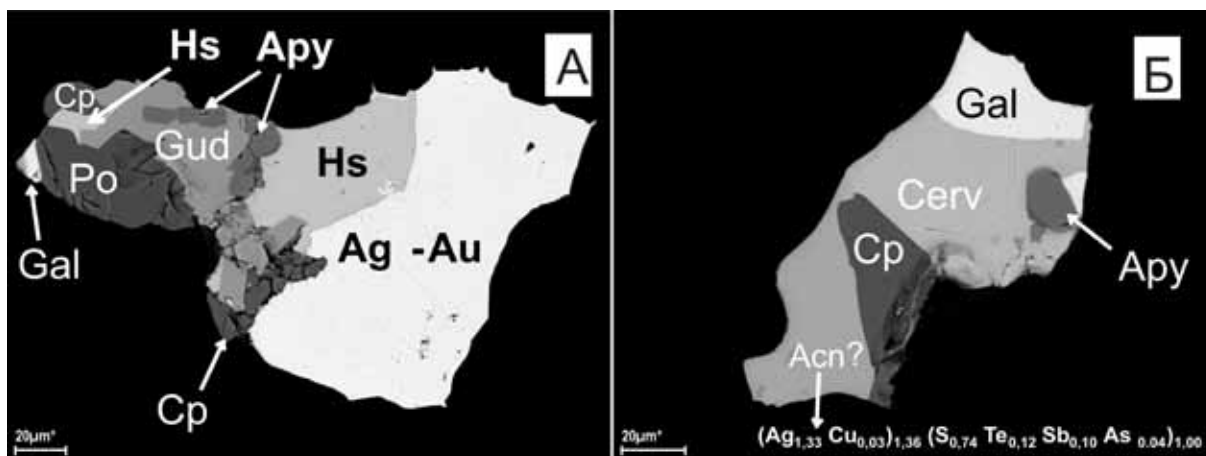


Рис. 5. Теллуриды серебра гессит (А) и кервеллеит (Б) в сростании с пирротинном, халькопиритом, арсенопиритом, гудмундитом, галенитом, электруммом и акантитом.

как отмечалось нами ранее [1, 4], является наличие примеси золота до 13 масс,% и широкие вариации отношения  $(Ag+Au)/Sb$  от 3.0 до 4.5, причем это отношение тем выше, чем выше содержание примеси золота [4]. Отмечено замещение дискразитом электрума (рис. 2, Б).

Сульфиды серебра и золота – акантит, ютенбогардит и миккинстриит – развиваются по ранним сульфидам (пирротину, галениту, сфалериту), сульфосолям, дискразиту и электруму, замещая эти минералы чаще всего в виде тонких кайм (рис. 6, А-В) в зоне окисления рудопроявления. В дискразите отмечены цепочки микровыделений акантита (рис. 3, Б), Состав сульфидов серебра варьирует в широких пределах (к примеру, состав акантита от  $Ag_{1,2}S$  до  $Ag_{2,0}S$ ), и, как правило, характеризуется дефицитом серебра, что частично может быть связано с особенностями микронзондового анализа соединений Ag (табл. 3).

Таблица 3. Химический состав миаргирита и сульфидов серебра, мас. %.

Элемент	1	2	3	4	5	6
Fe	0.62	0.18			0.72	0.30
Cu					3.57	22.89
Zn						0.20
Ag	36.53	60.93	83.42	69.67	83.03	56.39
Au		29.21		0.92		1.56
Sb	41.56		4.57	25.08		6.09
As	0.34					
S	20.96	9.67	12.01	4.33	12.67	12.56
Сумма	100.01	99.99	100.00	100.00	99.99	99.99
Коэффициенты кристаллохимической формулы						
Fe	0.034	0.021			0.033	0.049
Cu					0.142	3.262
Zn						0.028
Ag	1.036	3.746	1.877	1.894	1.948	4.734
Au		0.984		0.014		0.072
Sb	1.044		0.091	0.604		0.453
As	0.014					
S	2.000	2.000	0.909	0.396	1.000	3.547

Примечание: 1 – миаргирит, 2 – ютенбогардит, 3-5 – акантит, 6 – маккинстриит; оценка состава минералов выполнена на энергодисперсионном спектрометре Bruker XFlash-5010.

В качестве примесей в сульфидах серебра нередко присутствуют элементы минералов, замещаемых акантитом; в частности, Au и Sb присутствуют в акантите, развивающемся по золотосодержащему дис-

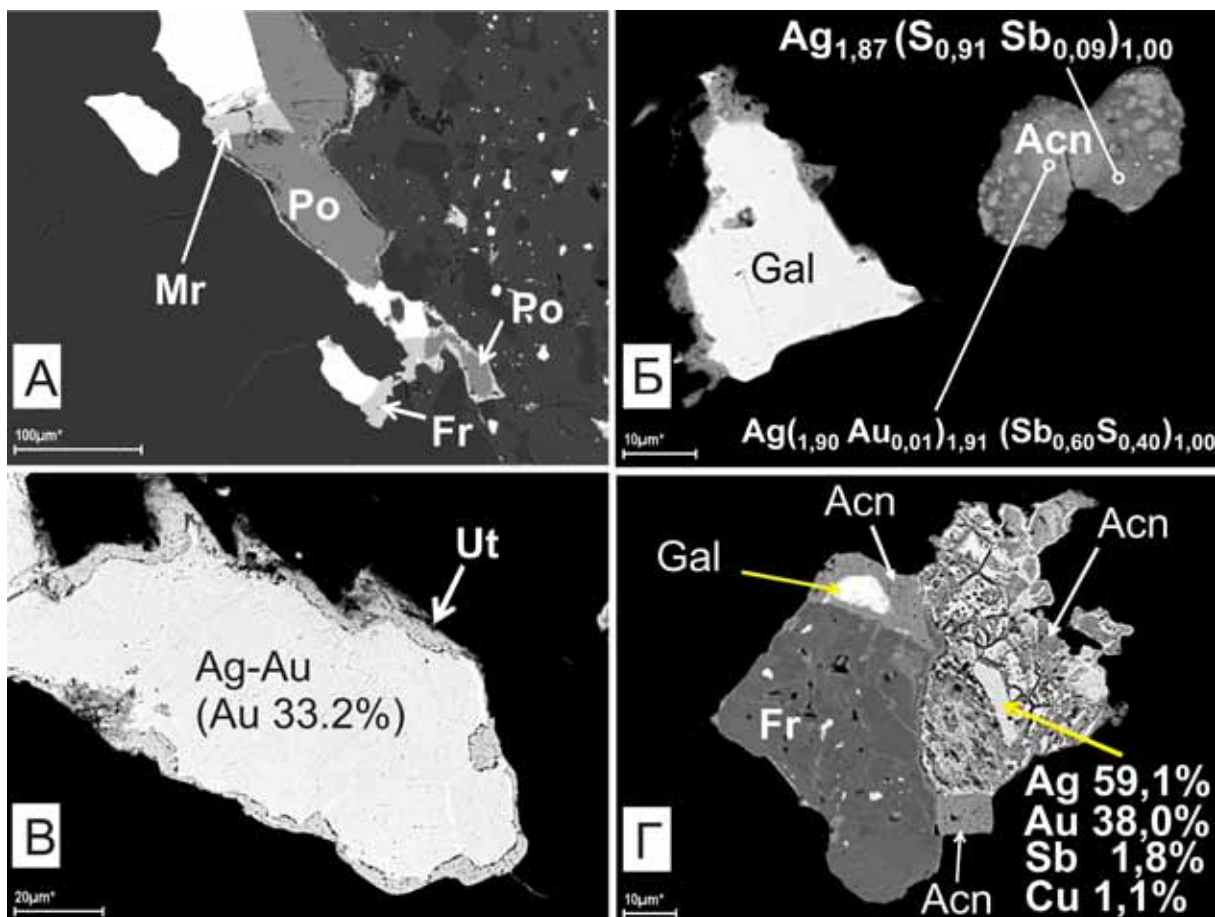


Рис. 6. Развитие сульфидов серебра по пирротину (А), галениту (Б, Г) и электриту (В и Г), Акантит замещается кислородными соединениями Ag, Au, Sb, S (Г).

кразиту, а теллур отмечен в акантите из срастания с кервеллеитом. Типичным примесным элементом сульфидов серебра является сурьма, содержание которой весьма непостоянно даже в пределах одного зерна акантита, вплоть до преобладания сурьмы над серой (рис. 6, Б; табл. 3).

В ходе дальнейшего развития процессов окисления серебросодержащих минералов развиваются кислородсодержащие фазы Ag, Au, Sb, S, трудно диагностируемые в связи с малыми размерами выделений, сложным и непостоянным химическим составом (рис. 6, Г).

По результатам проведенного исследования можно сделать следующие выводы:

- установлены новые для Оленинского рудопоявления минералы рамдорит, учукчакуаит, маккинстриит, ютенбогардтит, миаргирит, гессит, кервеллеит; минералы диагностированы по оптическим свойствам и составу; за исключением миаргирита и гессита это новые минеральные виды для Кольского полуострова;

- выявлены новые участки развития серебряной минерализации на рудопоявлении, серебро, кроме интерметаллических соединений с золотом, входит вместе с Pb, Sb, Cu, Fe и др, металлами в состав сульфосолей, а также встречается в виде теллуридов, антимонидов и сульфидов;

- развитие минерализации золота и серебра на Оленинском рудопоявлении – процесс многостадийный: наиболее ранний из минералов благородных металлов – это золотистое серебро, позднее развиваются электрум, сульфосоли, теллуриды и антимониды серебра, в зоне гипергенеза эти минеральные фазы замещаются сначала сульфидами серебра и золота, а затем кислородсодержащими соединениями Ag, Au, Sb и S;

- для минералов ряда золото-серебро выделено 4 генерации, различающиеся соотношением Ag/Au и ассоциацией с рудными минералами (арсенидами и сульфоарсенидами, сульфидами, антимонидами, сульфосолями и теллуридами).

### Список литературы

1. Белолипецкий А.П., Калинин А.А., Петров С.И. Минералогия и геохимия метасоматитов зон глубинных разломов. Апатиты. Изд-во КФАН СССР, 1987. 115 с.

2. Волков А.В., Новиков И.А. Золото-сульфидное месторождение Оленинское (Кольский п-ов, Россия) // Геология рудных месторождений. 2002. Т. 44. № 5. С. 412-424.
3. Галкин Н.Н. Геология и минералогия золоторудных проявлений Пеллапахк – Оленинского рудного узла. Кольский п-ов. Автореф. канд. дисс. Апатиты. 2006. 22 с.
4. Калинин А.А. Минералогия проявлений серебра в северо-восточной части Балтийского щита. Апатиты. 1991. 47 с.
5. Калинин А.А., Кудряшов Н.М., Галкин Н.Н. Рудопроявления золота, меди и молибдена в зеленокаменном поясе Колмозеро-Воронья (Кольский п-ов): геологические особенности и возраст // Золото Кольского п-ова и сопредельных территорий. Матер. Всеросс. конф. Апатиты. 2010. С. 51-92.
6. Калинин А.А., Полежаева Л.И. Минералы Pb и Ag в метасоматитах Вороньих тундр // Новые данные по минералогии магматических и метаморфических комплексов Кольского п-ова. Апатиты. Изд-во КФАН СССР, 1986. С. 64-72.
7. Tomkins A.G., Mavrogenes J.A. Redistribution of Gold within Arsenopyrite and Lollingite during Pro- and Retrograde Metamorphism: Application to Timing of Mineralization // Economic Geology. 2001. V. 96. P. 525-534.
8. Yang H., Downs R. T., Evans S.H., Feinglos M.N., Tait K.T. Crystal structure of uchucchacuaite  $AgMnPb_3Sb_5S_{12}$  and its relationship with ramdohrite and fizelyite // American Mineralogist. 2011. V. 96. P. 1186-1189.

## ПЕТРОГРАФИЧЕСКИЕ И ПЕТРОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ВМЕЩАЮЩИХ ПОРОД РУДОПРОЯВЛЕНИЙ ОЗЕРНОЕ И ЛАГЕРНОЕ КУОЛАЯРВИНСКОЙ ЗОНЫ СЕВЕРНОЙ КАРЕЛИИ

Коваль А.В., Полеховский Ю.С.

Санкт-Петербургский государственный университет; Институт наук о Земле, koval-geo@yandex.ru

Щелочно-карбонатные метасоматиты зон разломов широко распространены в пределах всех докембрийских щитов. Изучение их привлекает пристальное внимание исследователей в связи с приуроченностью к ним разнообразных концентраций рудных элементов. Кроме того, структурный контроль метасоматитов, их состав и стадийность развития имеют большое значение для прогнозной оценки геологических структур.

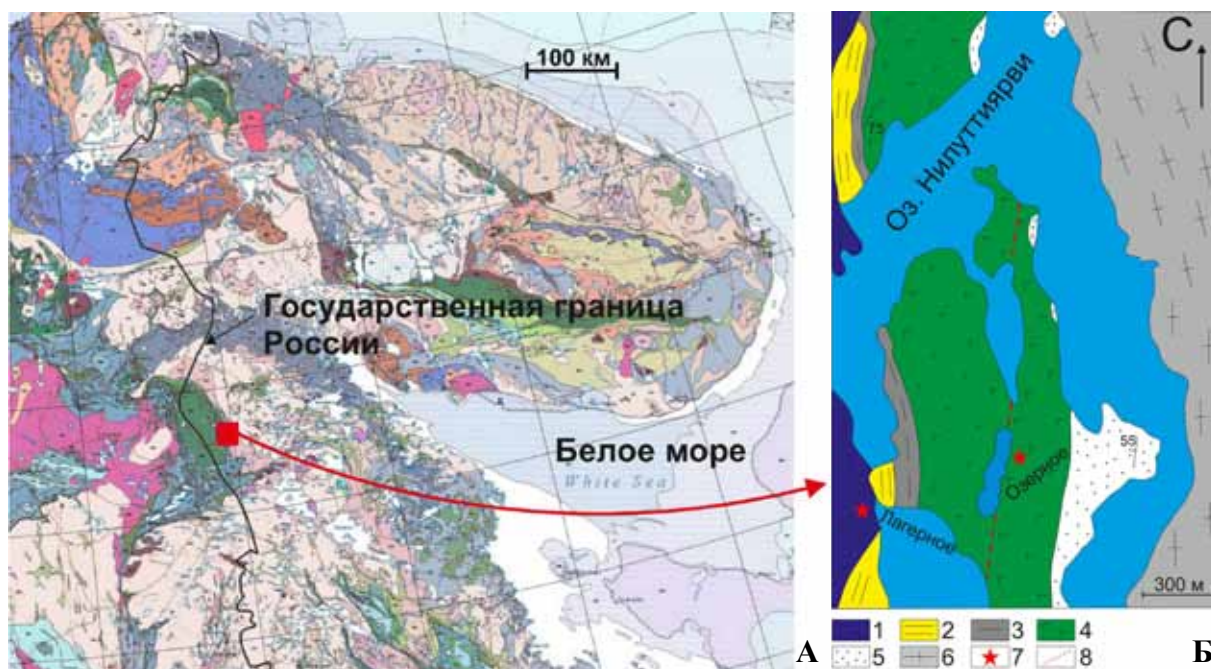


Рис. 1. А – геологическое положение рудопроявлений Озерное, Лагерное на восточном фланге Салла-Пана-Куоляярвинской зоны (фрагмент геологической карты Фенноскандинавского щита [5]). Б – схема геологического строения участков Озерное и Лагерное [1].

Условные обозначения: 1-3 – соваярвинская свита: 1-биотитовые и амфибол-биотитовые сланцы, 2 – метапесчаники, кварциты, 3 – слюдяные сланцы; 4-5 – нилуттиярвинская свита: 4 – плагиоамфиболиты – основные метавулканы и метагабброиды, 5 – кварциты; 6 – гранито-гнейсы и плагиомикроклиновые граниты архейского фундамента, 7 – рудопроявления урана, 8 – тектонические нарушения.

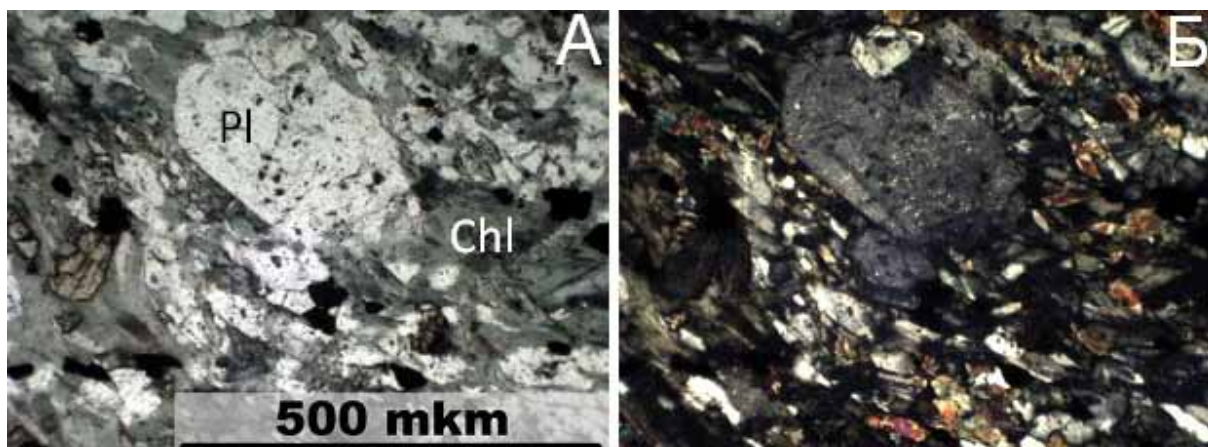


Рис. 2. Вкрапленники раннего плагиоклаза (Pl) метадиабазов в хлоритизированном (Chl) альбитите. Шлиф Z-2-3; А-без анализатора, Б-с анализатором.

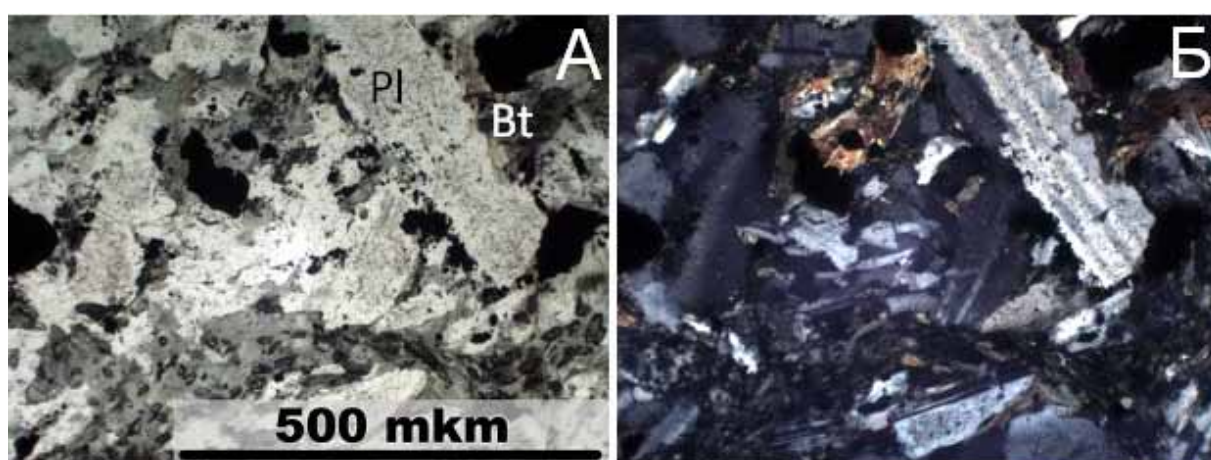


Рис. 3. Реликты офитовой структуры метадиабазы. Наложенная биотитизация (Bt) по табличкам раннего плагиоклаза (Pl). Шлиф Z-4; А-без анализатора, Б-с анализатором.

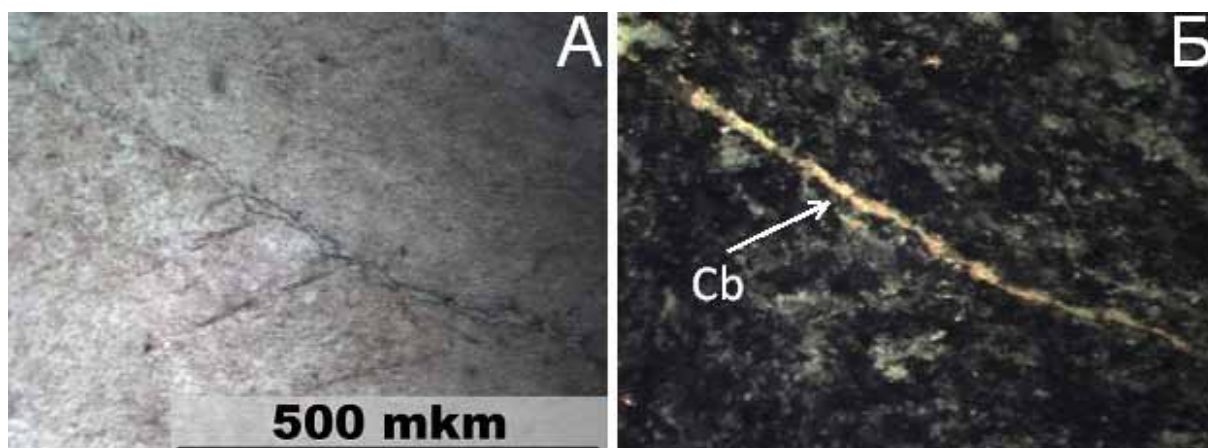


Рис.4. Карбонатный (Cb) прожилок секущий силицитовую основу метаспорода. Шлиф 190-6а; А-без анализатора, Б-с анализатором.

В пределах одного из нижнепротерозойских прогибов восточной части Балтийского щита протяженностью более 100 км изучены рудопроявления Озерное и Лагерное (рис. 1), в породах которых широко проявлены эпигенетические процессы щелочно-карбонатного метасоматоза [3].

Ранее [2] установлено, что здесь представлены различные метасоматиты, отличающиеся минеральным составом и структурно-текстурными особенностями.

Высокая степень гидротермально-метасоматической проработки пород в значительной степени уничтожила их первичные признаки. Однако в ходе петрографических исследований устанавливается, что в

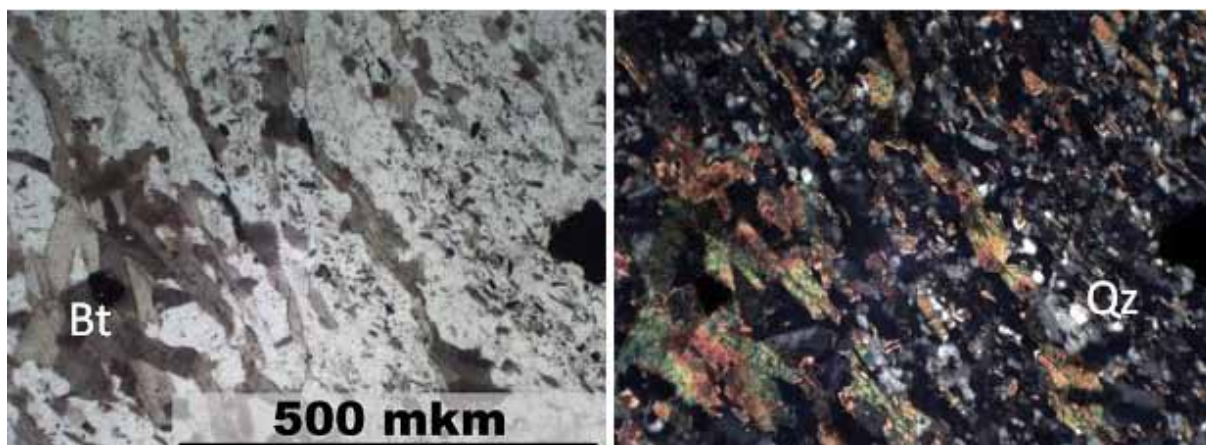


Рис. 5. Лепидогранобластовая структура метапесчаника. Агрегатный биотит (Bt) в кварцевой (Qz) массе. Шлиф 257-1-2а; А-без анализатора, Б-с анализатором.

породах участка Озерное иногда сохраняются вкрапленники раннего плагиоклаза вулканитов (рис. 2), в ряде случаев выявляются реликты офитовой структуры метадиабазов (рис. 3), а в некоторых фрагментах метасоматитов выявляется силицитовая основа метапороды (рис. 4). Для пород участка Лагерное характерна унаследованность осадочной гранобластовой структуры метапесчаников и метаалевролитов (рис. 5).

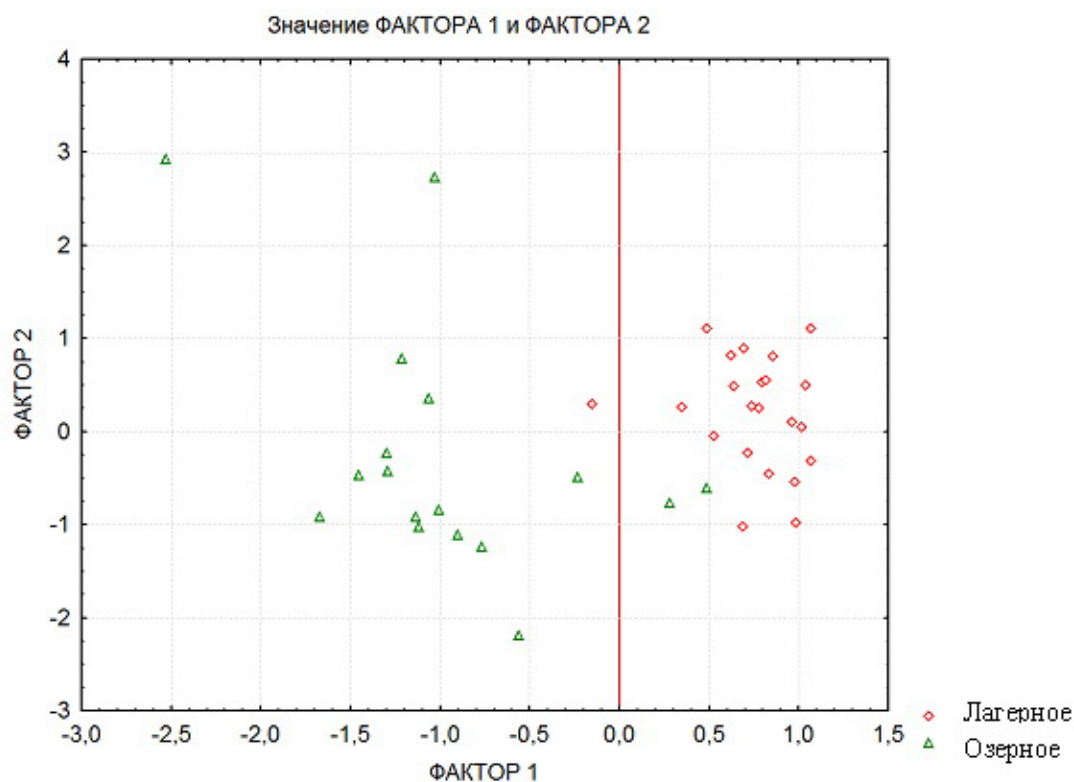


Рис. 6. График с разделением выборки по первому – породному фактору.

Эти первичные признаки пород позволили нам предположить, что изученные на участке Озерное метасоматиты формировались большей частью по метавулканитам основного состава, с прослоями существенно кремнистых пород, а метасоматиты Лагерного развивались по метасадочным образованиям – метаалевролитам и сланцам по ним.

Таким образом, выявляя протолит породы, по которым развивались эпигенетические процессы, мы типизировали метасоматиты по классификации метасоматитов зон региональных разломов [3] на две группы – описанные гидротермально-метасоматические образования участка Озерное относятся к аподиабазовым метасоматитам, а участка Лагерное к апосланцевым.

Полученные петрохимические данные также свидетельствуют в пользу разделения метасоматитов участков Озерное и Лагерное на две группы. Из результатов проведенного факторного анализа видно (рис. 6), что вся выборка четко разделяется на две группы по фактору 1, который интерпретируется как породный, где положительные значения фактора отвечают алюмосиликатным, а отрицательные – основным породам.

$$F_{1\ 0.45} = \frac{Al_{0.91} Na_{0.89} Si_{0.83} Zr_{0.71} P_{0.61} K_{0.55}}{Ca_{0.95} LOI_{0.86} Mn_{0.84} Mg_{0.75} Cr_{0.51} Fe_{0.39}}$$

$$F_{2\ 0.15} = \frac{Fe_{0.42} Si_{0.39}}{V_{0.8} Ti_{0.7} Mg_{0.47} Cr_{0.45} K_{0.42} LOI_{0.34}}$$

Таким образом, несмотря на однотипность развития эпигенетических процессов на участках Озерное и Лагерное, а также близкий состав конечных продуктов щелочно-карбонатного метасоматоза, различные протолиты пород выявляются при детальном петрографическом и петрохимическом исследовании.

### Список литературы

1. Калинин А.А., Каулина Т.В., Серов П.А. Возраст урановой минерализации Салла-Пана-Куолаярвинской зоны (сев. Карелия). Матер. Всеросс. конф. 8-12 июля 2013. Апатиты. С. 72-74.
2. Коваль А.В., Полеховский Ю.С. Типизация щелочно-карбонатных метасоматитов рудопроявлений Озерное и Лагерное Куолаярвинской зоны сев. Карелии. Матер. XXVI конф. памяти К.О. Кратца. 2015. Петрозаводск. С. 96-99.
3. 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: Кол. ФАН СССР, 1984. С. 17-25.
4. Стратиграфический словарь СССР. Нижний докембрий. Л.: Наука, 1989. 397 с.
5. Geological Map of the Fennoscandinavian Shield, scale 1:2000000 (Koistinen T., Stephens M.B., *et al.* Geological Services of Finland, Norway and Sweden, MNR of Russia, 2001).

## БЛАГОРОДНОМЕТАЛЛЬНАЯ МИНЕРАЛИЗАЦИЯ КОЙКАРСКОГО СИЛЛА (КАРЕЛИЯ)

Олейник И.Л.<sup>1</sup>, Кулешевич Л.В.<sup>2</sup>

<sup>1</sup> ООО «Индустрия», Петрозаводск; <sup>2</sup> ИГ КарНЦ РАН, Петрозаводск

Палеопротерозойский (1.983 млрд. л.) габбродолеритовый магматизм в Карелии развивался как трапповый, он приурочен к континентальным рифтогенным структурам в центральной ее части. В западном и восточном бортах Онежской структуры в этот период времени внедряются Пудожгорский и Койкарский силлы габбродолеритов [7], с которыми связано титаномагнетитовое и малосульфидное платинометалльное оруденение [1-6]. Койкарское титаномагнетитовое месторождение было открыто в прошлом веке и оценивалось геологами СЗГУ под руководством С.И. Зака (1955 г.). Оно приурочено к пластовой интрузии габбродолеритов, которая прослеживается от пос. Койкары до пос. Святнаволок (северный берег оз. Пальеозеро). Протяженность Койкарского силла – около 20 км, мощность – 120-150 м. Рудный титаномагнетитовый горизонт прослежен практически по всей длине силла. Содержание титаномагнетита и ильменита в габбродолеритах меняется от 5-6 % в подрудном горизонте, до 20-25 % в нижней части рудного горизонта и до 40-45 % в центральной части рудной залежи. Среднее содержание Fe<sub>вал</sub> в рудах составляет ~23 %, TiO<sub>2</sub> 4.0-12.62 % (среднее 6 %), V<sub>2</sub>O<sub>5</sub> 0.32 [3]. Запасы титаномагнетитовых руд составляют 314.1 млн. тонн, однако, по основным компонентам во второй половине XX в. они были отнесены к забалансовым. Благодаря работам Н.Н. Трофимова и А.И. Голубева (ИГ КарНЦ РАН, 2002), в титаномагнетитовых рудах Пудожгорской и Койкарской интрузий были обнаружены ЭПГ и выделен Pt-Ti-Fe-O тип руд [1-2, 5-6]. Современные поисково-разведочные работы (2012-2015 гг.) на Койкарской площади проводились компанией «Семченское Золото», которой 1) была обнаружена и прослежена в верхней части титаномагнетитового горизонта благороднометалльная минерализация; 2) выделено и утверждено место-

рождение Викша. В задачи настоящей работы входило установление характера распределения главных рудогенных элементов и ЭПГ, определение минеральных ассоциаций благородных металлов.

### **Петрографические и петрохимические особенности пород**

Койкарский силл внедрился между ятулийскими базальтами и вышезалегающими карбонатсодержащими толщами, имеет субмеридиональное простирание и складчатое синклинорное строение, с пологим залеганием и падением западных крыльев складок на восток под углом 20-30°. Силл дифференцирован на габбровую и диоритовую фазы (габбродолериты и субщелочные диориты – кварцевые диориты). Габбродолериты представляют собой массивные, мелко- и среднезернистые черные и мезократовые породы; в лейкократовых и такситовых зонах они содержат эвтектические (гранофировые) сростания плагиоклаза и кварца. Минеральный состав пород представлен моноклинным пироксеном и амфиболом (Сl-содержащим) по нему (в сумме 50-55%), плагиоклазом (40-35%), биотитом (до 1-2%), вторичными минералами (до 3-10%). Содержание титаномагнетита в породах колеблется от 5-25%, в богатых рудных горизонтах возрастает до 25-45%, содержание сульфидов обычно не превышает 1-4% (Cu 0.06-0.5%). В гранофиловых сростаниях встречаются альбит, кварц (1-2%) и апатит (до 1-2%). Акцессорные минералы представлены бадделейтом, цирконом, монацитом; вторичные минералы – актинолитом, эпидотом, хлоритом, альбитом. Циркон замещает бадделейт.

Рудный титаномагнетитовый горизонт общей мощностью около 20 м выделяется как стратифицированный. Он прослеживается практически по всей длине силла, наиболее богатая рудная часть располагается выше его подошвы на 33-36 м. Зона благороднометалльная, как это было установлено благодаря проведенному бурению, располагается несколько выше – на 38-42-ом метре от подошвы силла. Титаномагнетит образует октаэдрические и своеобразные полые скелетные кристаллы. Он содержит от 3.3 до 16.7% Ti и является концентратором V. При остывании интрузивного тела избыточный титан из титаномагнетита сначала выделяется в форме пластинок – ламелл ильменита-1, затем при гидротермально-метаморфических преобразованиях образуются сегрегации ильменита-2 в виде неправильных зерен и овальных стяжений.

Субщелочные диориты – породы среднезернистые, массивные, имеют красновато-черный цвет, долеритовую структуру, по минеральному составу относятся к роговообманковым, либо биотитсодержащим. Они слагают верхний горизонт силла, установлены в восточной части площади. Породы содержат идиоморфные лейсты плагиоклаза (альбит), роговую обманку, биотит, кварц. В них увеличивается количество таких акцессорных минералов как циркон, монацит, ксенотим, иногда появляется торит. В гранофиловых зонах встречаются тонкие прорастания кварца и альбита. По темноцветным минералам развиваются вторичный актинолит, хлорит, ильменит замещается титанитом. Породы имеют высокую Na-щелочность, низкую железистость, высокую степень окисления железа. Магнетит, ильменит, титанит в них встречаются в количестве не более 1-4%.

Среднее содержание SiO<sub>2</sub> в *безрудных габбродолеритах* составляет 46-47%,  $\Sigma alk=2-3.2\%$ , сумма Fe 13-19%. Содержание TiO<sub>2</sub> в габбродолеритах составляет 2-2.7%, V 0.04-0.1%;  $\Sigma REE$  117-160 ppm, Zr 110-195 ppm, Y 31-58 ppm. В *рудных габбродолеритах* содержание SiO<sub>2</sub> снижается до 27%, значительно увеличивается сумма железа  $\Sigma(FeO+Fe_2O_3)$  – до 40%. Содержание TiO<sub>2</sub> повышается до 7.8-8.3%, V – до 0.2-0.32%. Концентрации некогерентных элементов и REE составляют: Zr 60-110 ppm, Y 20-30 ppm,  $\Sigma REE$  56-80 ppm (данные ICP-MS-анализа). В мезократовых и рудных габбродолеритах несколько увеличиваются содержания Cu, а также таких элементов, как Co, Ni, Zn, Sn, Pb, Bi, связанных с рассеянной вкрапленностью рудных минералов. Содержание Cr (7-40 ppm) в породах низкое, но в подошве силла концентрация Cr повышается до 100-212 ppm. В *субщелочных диоритах* содержание SiO<sub>2</sub> увеличивается до 53-57%,  $\Sigma alk=5.74-6.9\%$  (Na<sub>2</sub>O до 5-6.7%), содержание TiO<sub>2</sub> снижается и не превышает 2%, V ~0.001 ppm.  $\Sigma REE$  в них относительно габбродолеритов возрастает до 275-326 ppm, Zr достигает 590-680 ppm, Hf до 20 ppm, Y до 105-123 ppm, повышаются содержания Yb, Dy, незначительно Nb, Ta. По содержанию Zr, Hf, Y и  $\Sigma REE$  субщелочные диориты превышают мезократовые и рудные габбродолериты в 2-5 раз, что связано с присутствием в них большего количества бадделейта, циркона, REE-фаз.

### **Распределение рудогенных элементов**

Рудный титаномагнетитовый горизонт был подсечен по С-802 подсечен в интервале 210-233 м (мощность 23 м). Максимальные содержания Fe<sub>t</sub> (до 48.5%), Ti (до 8.3%) и V (до 0.16%) установлены в интервале 225-228 м. Концентрация Ti в рудном горизонте колеблется от 3.6 до 8.3%, V от 702 до 1602 ppm. Содержания Ni (130-158 ppm) и Co (61-68 ppm) связаны с редкой пирротиновой вкрапленностью



(иногда с пламеневидным пентландитом в нем) приурочены к нижней части богатого титаномагнетитового горизонта. Концентрации Р в габбродолеритах низкие и не превышают 0.38-0.5 %. Р более тяготеет к гранофировым частям силла, где встречается вкрапленность апатита (~1 %). Апатитовая минерализация несколько удалена от рудного титаномагнетитового горизонта. Максимальные концентрации Cu (от 600 до 1167-1692 ppm) тяготеют к верхней части рудного титаномагнетитового горизонта (интервалу 210-220 м), с максимальными значениями на глубине 216-219 м, где и устанавливаются максимальные суммарные значения платиноидов. Содержание S в этом малосульфидном титаномагнетитовом горизонте не превышает 0.1-0.5 % (среднее – 0.24 %).

**Благороднометалльная рудная минерализация** на месторождении Викша установлена в рудных габбродолеритах в виде вкрапленности микронного размера от 1-3 до 10-15 мкм в ассоциации с сульфидами. Сульфиды (1-4 %, размер зерен 0.1-1 мм) представлены халькопиритом, борнитом, реже встречаются галенит, сфалерит (Fe 1-3 %), иногда клаусталит, науманнит. Среди более поздних сульфидов в тонких прожилках или вкрапленности встречаются более поздние пирит и халькопирит-2.

Pt-Pd-минералы образуют удлиненные, округлые или неправильные кристаллы, зерна и их сростания. Они выделяются в силикатах – пироксене и амфиболе, в сростании друг с другом и с халькопиритом и, в целом, тяготеют к зоне с рассеянной медной сульфидной минерализацией. Тонкодисперсное золото образует тонкие сростания с платиноидами. Содержания благородных металлов в габбродолеритах колеблются, в рудной зоне составляют Pt 0.022-0.8 г/т, Pd 0.026-2.4 г/т, Rh менее 0.003 г/т, ( $\Sigma$ ЭПГ=0.9-3 г/т), Au до 0.008-2.3 г/т. Максимальные значения благородных металлов тяготеют к верхним зонам богатых рудных горизонтов габбродолеритов. С платиноидами коррелируются As, Sb, Te, Sn, образующие с ними соответствующие минералы, несмотря на не высокие концентрации этих элементов.

В северной части месторождения Викша (*на участке Кентилампи*) в рудной зоне непосредственно установлены такие платиноиды, как палладоарсенид, паларстанид, брэггит, винцентит, сперриллит, арсенопалладинит, мончеит и тонкие сростания платиноидов с золотом (табл. 1). Реже встречается изомертиит (As 11.3-11.06 %; Pd 72.85-73.35 %; Sb 15.84-15.59 %).

Таблица 1. Pd-Pt-минералы северной части месторождения Викша (участок Кентилампи).

Элемент	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
Pd (%)	71.87	60.58	69.16	68.16	30.60	30.43	43.08	75.0	76.82	78.34			84.36	
Pt		11.63		7.58	43.30	42.54	22.79				57.14	54.20		42.44
Rh												2.02		
As	23.49	20.34	11.61	7.68				12.60	9.34	9.27	42.86	40.71	15.64	
S					21.03	21.61	23.54					0.86		
Te								8.10	10.65	7.12				57.56
Sn		3.44	19.24	13.34					3.20	3.72				
Sb								2.92						
Bi				0.51										
Au	3.29			2.73										
Ni					5.08	5.42	9.95							
Fe							0.63	1.38		1.56		2.21		
$\Sigma$	98.65	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100
Обр.	Кен1	Кен3	Кен1	Кен3	Кен1	Кен1	Кен2	Кен1	Кен2	Кен3	Кен1	Кен1	Кен2	Кен3а
Уч.	1-1	16-1	2	14-1	9	22	14	11	7-1	10-1	14-1	5-1	1	1

Примечание. 1-2 – палладоарсенид  $(Pd,Au)_2As$ ,  $(Pd,Pt)_2As$ ; 3-4 – паларстанид  $Pd_3(Sn,As)_3$ ; 5-7 – брэггит  $(Pt,Pd,Ni)S$ ; 8-10 – палладиевый винцентит  $Pd_3(As,Te,Sn)_3$ ; 11-12 – сперриллит  $PtAs_2$ ; 13 – арсенопалладинит (высокопалладистая фаза  $Pd_4As$ ); 14 – мончеит  $PtTe_2$ . Анализы выполнены на электронном сканирующем микроскопе VEGA II LSH с микроанализатором INCA Energy-350 в ИГ КарНЦ РАН (здесь и далее). Пустые клетки – не обнаружен.

В западной части месторождения Викша (*участок Каллиево*) платиноиды также выделяются в сростании друг с другом и иногда с золотом (табл. 2). Они представлены сперриллитом, изомертиитом, Те-изомертиитом, палладоарсенидом, Sn- или Sb-Te-арсенопалладинитом, высокопалладиевым арсенопалладинитом, стиллуотеритом, станнопалладинитом, тетрагональными Pd-Pt-станнидами (масленицковит?),

паларстанидом, мончеитом, котульскитом. Наиболее распространены хорошо ограненные кристаллы сперрилита, арсенидов палладия и их сростки, редко встречается холлингвортит, однако Rh улавливается и в сперрилите. В наиболее богатых титаномагнетитовых горизонтах руд развиты станииды Pd, Pt в сростании с золотом. Теллуриды (мончеит, котульскит) встречаются реже, чем арсениды. Было обнаружено самородное тонкодисперсное золото (размером 0.5-3 мкм), которое содержит 14-31 % Ag (ср.~20 %). Золото обычно выделяется в микропрорастании с платиноидами – арсенидами и стибииорсенидами (сперрилитом, арсенопалладинитом, изомертиитом), либо станидами. Кроме того, золото входит в состав палладоарсенида, паларстанида (участок Кентилампи, табл. 1), стиллуотерита и фазы станиидов (Pd,Pt,Au)<sub>3</sub>Sn, участок Каллиево, табл. 2), изоморфно замещая платиноиды. Большинство из указанных минералов в Койкарском силле обнаружены впервые.

Таблица 2. Pt-Pd-минералы южной части месторождения Викша (участок Каллиево).

Элемент	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
Pd(%)	74.87	76.45	4.39	75.05	75.65	47.66		76.47	77.08	71.80	82.83	66.83	44.05	68.48	
Pt			50.9				45.37						28.52	8.33	10.46
Rh			3.77												39.72
Au										7.76			4.62		
As	9.17	8.79	40.94	24.95	24.35			17.95	19.15	20.44	17.17	8.18		6.68	34.20
Sb	15.96	8.80							3.77						
Sn								5.58				24.98	28.52	15.21	
Te		5.97				52.34	54.63								2.01
S															13.61
Σ	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100
Обр.	451	453	451	452	456	457	456	453	451	451	452	452	457	457	457
Уч.	6-1	22-1	6-2	4-1	10-1	9-1	5-2	17-1	23-1	14-2	8-3	11-1	20-3	20-4	23-1

Примечание. 1 – изомертиит Pd<sub>3</sub>AsSb, 2 – Te-изомертиит Pd<sub>3</sub>(As,Sb,Te); 3 – сперрилит (Pt,Pd,Rh)As<sub>2</sub>; 4-5 - палладоарсенид Pd<sub>2</sub>As; 6 – котульскит PdTe; 7 – мончеит PtTe<sub>2</sub>; 8 – арсенопалладинит, Sn-содержащий Pd<sub>5</sub>(As,Sn)<sub>2</sub>; 9-10 – стиллуотерит Pd<sub>8</sub>As<sub>3</sub>, в том числе, 10 - Au-содержащий; 11 – арсенопалладинит (фаза Pd<sub>7</sub>As<sub>2</sub>); 12 – станнопалладинит Pd<sub>3</sub>(Sn,As)<sub>2</sub>; 13 – тетрагональная фаза (Pd,Pt,Au)<sub>3</sub>Sn; 14 – паларстанид (Pd,Pt)<sub>8</sub>(Sn, As)<sub>3</sub>; 15 – холлингвортит (Rh,Pt)AsS.

## Закключение

Таким образом, благодаря проведенному бурению при опробовании титаномагнетитового рудного горизонта получены новые данные, которые позволили выделить и проследить благороднометалльный горизонт. Установлено, что платинометалльная рудная минерализация в Койкарском силле приурочена к верхней части титаномагнетитовых руд. ЭПГ тяготеют к зоне с повышенным содержанием меди, обусловленным присутствием халькопирита и борнита (до 1-4 % сульфидов), а медь является простейшим геохимическим индикатором. Микрокомпонентный состав благороднометалльных рудных зон характеризуется следующими содержаниями сопутствующих элементов: Cu 620-1700 ppm, Zn 260-380 ppm, Pb 5-8 ppm, As 2.4-4.8 ppm, Sb 2.26-2.5 ppm, Te 1.5-2 ppm, Bi ~0.2-0.3 ppm, Sn 2-2.5 ppm. Благороднометалльная залежь прослежена на расстояние до десяти км, согласно со стратифицированным характером развития титаномагнетитового рудного горизонта.

Несмотря на невысокие суммарные концентрации благородных металлов в рудах (ΣЭПГ в среднем 1-3 г/т на мощность около 4-7 м) их ресурсы представляются значительными. Выделено и утверждено благороднометалльное месторождение Викша. По состоянию на 01.05.2014 г. запасы месторождения по категории C<sub>1</sub>+C<sub>2</sub> составляют 48 тонн условного Pd, или 4.3 т Au, 7.9 т Pt, 18.5 т Pd и 35 тысяч тонн Cu. Потенциальные ресурсы (P<sub>3</sub>) оцениваются в 200 т условного Pd. Благороднометалльная минерализация представлена преимущественно арсенидами, стибииорсенидами, сульфидами Pt и Pd, станидами, в меньшей мере теллуридами. Большинство из этих минералов в Койкарском силле обнаружены впервые. Повышенные содержания золота обеспечиваются присутствием примеси золота в платиноидах и самородным тонкодисперсным серебрясодержащим золотом (15-31 % Ag).

## Список литературы

1. Ивашенко В.И., Голубев А.И. Золото и платина Карелии. Петрозаводск. 2011. 368 с.
2. Металлогения Карелии. Петрозаводск. 1999. 290 с.
3. Минерально-сырьевая база Республики Карелия. Петрозаводск: «Карелия». 2005. 278 с.
4. Олейник И.Л., Кулешевич Л.В. благороднометаллическая минерализация Койкарского силла (Карелия) // Матер. XII Всеросс. петрогр. Совещания «Петрография магматических и метаморфических горных пород». Петрозаводск. 2015. С. 472-474.
5. Трофимов Н.Н., Голубев А.И. Пудожгорское благороднометаллическое месторождение. Петрозаводск. 2008. 120 с.
6. Трофимов Н.Н., Голубев А.И., Филиппов Н.Б. Платиноидно- и золотосодержащие ванадий-титаномагнетитовые месторождения в дифференцированных габбро-долеритовых интрузиях Карелии // Платина России. Т. III. 1999. С. 200-211.
7. Филиппов Н.Б., Трофимов Н.Н., Голубев А.И., Сергеев С.А. Хухма Х. Новые геохронологические данные по Койкарско-Святоволоцкому и Пудожгорскому габбро-долеритовым интрузивам // Геология и полезные ископаемые Карелии. Петрозаводск. 2007. Вып. 10. С. 49-68.

## **МИНЕРАЛОГО-ПЕТРОГРАФИЧЕСКАЯ ОЦЕНКА ГАББРОИДОВ ВСКРЫШИ АПАТИТ-ИЛЬМЕНИТ-ТИТАНОМАГНЕТИТОВОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ «ЮГО-ВОСТОЧНАЯ ГРЕМЯХА» КАК СЫРЬЯ ДЛЯ ПРОИЗВОДСТВА СТРОИТЕЛЬНОГО ЩЕБНЯ**

Лашук В.В., Усачева Т.Т.

ИХТРЭМС КНЦ РАН, Апатиты, laschuk@chemy-kolasc.ru

Многофазный дифференцированный плутон Гремяха-Вырмес занимает особое место в металлогенетических схемах и классификациях минерального сырья Кольского региона [5, 7, 11, 15]. Это связано с тем, что это наиболее раннее докембрийское (1973-2100 млн. лет) образование, сформированное в период тектоно-магматической активизации первичной диоритовой коры [3]. Для него характерно проявление продолжительного, интенсивного магматизма, следствием которого является широкая гамма горных пород и разнообразная рудная минерализация. Академик А.А. Полканов открыл этот плутон в 1924 г. [16]. Геология, петрология этого геологического образования послужила предметом продолжительных исследований СПб. ГУ (Ленинградского университета), ЛАГЕД РАН, ОАО МГРЭ и ЦКЭ, ГИПРОруды, КНЦ РАН и др.

Обзоры изучения структуры массива, его геологии, петрологии и рудной минерализации приведены в работах [3, 7, 14, 17]. В геоморфологическом плане объект расположен в пределах Туломской депрессии, поэтому коренные породы слабо обнажены [10]. Геофизические исследования, сопровождаемые буровыми разведочными работами, технологическим опробованием, позволили выявить структуру рудного поля и определиться со схемой обогащения комплексных руд [6, 13, 17].

Установлено, что в современном эрозионном срезе плутон образует эллиптическое тело размером 19×8 км, вытянутое по длинной оси в северо-западном направлении. Он локализован на пересечении Нясюкско-Панского глубинного разлома и Туломской серии разломов в саамский период тектонической активизации Балтийского щита. С этим геологическим событием связывают наложенную железотитановую минерализацию в габброидах массива Гремяха-Вырмес [5].

Плутон имеет концентрическое строение. Периферическая часть его сложена горными породами комплекса базит-гипербазитов, центральная – комплекса ийолит-нефелиновых сиенитов и щелочных метасоматитов, а северная часть – комплекса щелочных гранитов [3]. Некоторые исследователи предполагают наличие в этом плутоне также карбонатитового комплекса [20]. По отношению к вмещающим комплексам архейского возраста (гранатовых, слюдяных гнейсов и гиперстеновых гнейсо-диоритов., кварцевых гнейсо-диоритов) плутон занимает субогласное положение. Элементы залегания пород и контактные поверхности его пород совпадают с гнейсовидностью вмещающих гнейсов и гнейсо-диоритов.

Было установлено, что промышленные концентрации рудных минералов локализуются в краевом расслоенном комплексе базит-гипербазитов. Здесь выделено проявление комплексных апатит-ильменит-титаномагнетитовых руд «Юго-Восточная Гремяха» («ЮВГ»).

Завершалось изучение рудопоявления детальными геолого-разведочными работами, проведенными ОАО «Центрально-Кольской ПСЭ» (Горбачева., 1996; Сулимов и др.,, 1998) [12]. В начале текущего столетия Геологическая служба ОАО «Кольская ГМК» финансировала детальные минералогические, технологические исследования руд и горных пород, вмещающих апатит-ильменит-титаномагнетитовое месторождение «ЮВГ». Для этих специальных исследований привлекались Геологический и Горный институты, ИХТРЭМС КНЦ РАН [9, 18].

Анализ результатов последних геологических исследований показал, что pluton Гремяха-Вырмес имеет сложное строение [2]. Краевой (периферический) рудосодержащий комплекс базит-гипербазитов включает четыре интрузивные серии (от древних к молодым): анортозит-диоритовую, троктолит-габбровую, верлит-диоритовую и монцитит-клинопироксенитовую [3]. Они различаются по набору пород, структурным и текстурным особенностям, а также по качественному и количественному составу минералов. Характерной особенностью рудного комплекса базит-гипербазитов является чередование лейкократовых и меланократовых слоев пород различного петрографического состава, структуры и текстуры. Переходы между ними бывают резкие и постепенные. Мощность слоев от нескольких сантиметров до нескольких десятков метров [14]. Преобладающими на месторождении являются вкрапленные апатит-титаномагнетит-ильменитовые руды. Установлено, что они слабо сульфидные [21]. Поэтому вскрышные породы таких месторождений перспективны в качестве минерального сырья для производства строительных материалов [8].

В Отделе технологии строительных материалов Института химии КНЦ РАН ранее были проведены технологические исследования на строительный щебень шести проб kernового материала вскрышных пород месторождения «ЮВГ» [9]. Петрографический анализ щебня показал, что макроскопически выделяются две основные разновидности габброидов: мезократовые и лейкократовые. Мезократовые породы (пробы 4щ и 6щ) характеризуются выдержанным петрографическим составом, включающим 75-76 мас. % темноцветных и 24-25 мас. % светлых минералов. Они слабо амфиболизированы, содержание амфиболов в них составляет 5-10 %. Все остальные пробы включают больше меланократовых разновидностей габброидов, в которых содержится 79-92 мас. % темноцветных и 8-12 мас. % светлых минералов. Эти породы в средней степени амфиболизированы, содержание в них амфиболов составляет 10-15 мас. %. Испытания прочности щебня при дробимости в цилиндре в соответствии с ГОСТ 8267 показали, что по прочности изученные пробы распределяются в следующей последовательности от менее к более прочным (марка прочности): пробы 1щ и 2щ («1000») < 3щ-5щ («1200») < 6щ («1400»). Выявлена тенденция повышения прочности щебня в меланократовых породах. Минералогический анализ отсевов дробления пород показал, что вредные минералы-примеси, представленные сульфидами (пирротин, халькопирит), биотитом, апатитом и рудными минералами (титаномагнетит, ильменит), в среднем составляют соответственно 0-1, 2-3, 2-5 и 5-6 %. Сернистые соединения, в пересчете на триоксид серы, составляют 0.5-0.9 %. Средние содержания вредных минералов, примесей и триоксида серы не превышают допустимые значения.

Настоящая работа является продолжением ранее проведенных технологических исследований и посвящена детальным минералого-петрографическим исследованиям вскрышных пород семейства габброидов, оценке распределения вредных минералов, примесей в разновидностях и установлению возможности их применения в качестве сырья для производства строительного щебня.

Объектом исследований послужили технологические пробы kernового ( $\varnothing$  39-58 мм) материала, отобранного Геологической службой ОАО «Кольская ГМК» по вертикальному разрезу разведочных скважин. Они пройдены по пустым горным породам, которые попадают во вскрышу при открытой разработке рудных тел №№ 1 и 2. Пробами 4щ и 6щ опробовано рудное тело № 1, а остальными пробами – рудное тело № 2.

Для минералого-петрографических исследований из каждой пробы были отобраны образцы преобладающих разновидностей габброидов (как правило, не менее пяти в каждой пробе). В прозрачном шлифе проводился количественно-минералогический подсчет минералов (в среднем 150-250 зерен) под микроскопом МИН-8 с использованием препаратодителя. Разновидность габброидов устанавливалась в соответствии с «Номенклатурой и классификацией магматических горных пород... Богатиков и др...1981.» [1]. Для оценки структуры породы использовались количественные показатели, применяемые в горном деле [19]. Полученные данные обрабатывались и анализировались на ПЭВМ. Результаты минералого-петрографических исследований габброидов вскрыши апатит-ильменит-титаномагнетитового месторождения «ЮВГ» приведены в таблице 1.

Таблица 1. Минералого-петрографические показатели габброидов вскрыши апатит-ильменит-титаномагнетитового месторождения «Юго-Восточная Гремяха».

Объект	Проба, м интервал	Образец	Минералы <sup>2</sup> , об. %										Группа минералов <sup>3</sup> , об. %				Структурные показатели <sup>4</sup>		Вид и разновид- ность гор- ной породы <sup>5</sup>
			OI	PX (Орх)	AM (акт)	PL (olg)	Q	Gr	Ep	Вредные по ГОСТ 8267			сали- ческие	фем- ические	вред- ные	Дер., мм	Кф		
№ 1	4ш 5,2-77,6	1	19,4	2,4	60,4	5,6	3,2		1,6	7,4	Me	SAL	FEM	MIN	0,23	1,95	LGB trokt		
			39,2	0,8	33,3	4,0	1,6	8,7	4,7	6,8	4,7	12,4	37,3	44,7	12,4	0,17	2,32	GBN me	
			1,2	39,0	52,2	0,3			5,5	1,0	0,8		52,5	41,2	7,3	0,28	2,49	GB akt	
				0,2	57,4	2,4	0,5	3,8	17,8	17,9	18,0	35,7	59,8	18,0	35,7	0,49	2,35	GB me	
				6,1	82,3	4,1	0,3	2,5	0,4	0,8	88,2	6,5	4,7	88,2	6,5	0,38	2,03	AN trokt	
				28,0	44,5	10,3	1,7			15,2	54,8	28,3	15,2	54,8	28,3	0,78	3,15	GB akt, me	
				28,5	48,5	48,5	2,5	0,1		20,4	48,5	28,5	20,4	48,5	28,5	0,44	1,70	GB akt, me	
				7,0	79,6	5,1	4,8		0,4	1,8	1,3	8,8	3,5	84,7	8,8	0,45	1,85	AN	
				42,1	40,6	0,8			0,9	2,4	13,2	41,4	13,2	41,4	44,5	0,31	2,10	GBN akt	
				35,6	0,3	59,0			0,9	1,0	3,2	59,0	36,9	5,1	36,9	0,55	1,92	MGB	
№ 2	2ш 110,4-340,0	11	5,7	34,8	38,8	7,9		3,0	1,7	8,1	7,6	46,7	42,2	12,8	0,29	1,77	GBN akt		
			1,6	1,7	83,6	0,4		3,4	1,7	7,6	84,0	5,0	9,3	2,8	0,28	2,64	AN ep		
			3,8	3,5	90,0	1,5			1,2		91,5	4,7	1,2	4,7	0,17	2,24	AN		
			46,1		42,5	6,1				5,3	48,6	46,1	5,3	46,1	0,18	1,69	MGB		
			36,1	0,8	56,9	1,2			0,1	0,1	4,8	37,0	5,0	37,0	0,65	2,18	MGB		
			14,8	24,4	59,0				0,3	1,5	59,0	39,5	1,8	39,5	0,34	1,94	GBN akt		
			24,8	50,6	16,3				8,3		16,3	75,4	8,3	75,4	0,19	1,69	MGBN akt		
				5,4	86,6			0,4	1,5	6,1	86,6	4,0	7,6	86,6	4,0	0,25	1,86	AN me	
			10,7	39,1	47,9				2,3	47,9	49,8	2,3	49,8	49,8	0,55	1,88	MGBN akt		
			13,2	5,9	72,6	0,1			5,7	72,7	21,6	5,7	72,7	21,6	5,7	2,14	3,87	LGB trokt	
№ 3	2-138,6	21	5,0	31,9	54,6				6,2	39,2	6,2	39,2	6,2	0,47	2,87	MGB trokt			
			8,0	19,9	64,7	0,1			6,0	64,8	29,2	6,0	64,8	29,2	1,37	3,27	LGB trokt		
Среднее			1,2	13,1(0,4)	43,9(14,0)	2,3	0,7	0,8	1,1	1,6	6,4	60,1	30,9	9,2	0,50	2,26			
			0-2,4	6,8-13,4 (0-0,8)	0,5-10,5 (2,5-15,7)	1,0-3,6 (5,4-22,6)	1,0-3,6 (0,1-1,3)	0,1-1,3 (0-1,6)	0,2-2,0 (3,2-8,8)	0,0-3,2 (4,0-8,8)	23,5-38,3	6,0-12,4	0,31-0,69	2,02-2,50				Габброиды: LEY=8, MEZ=8, MEL=6	
Коэффициент вариации K <sub>вар</sub>			1,15 (2,83)	2,18 (1,73)	0,55 (1,47)	1,34	1,96	2,65	1,88	2,34	0,89	0,31	0,57	0,84	0,91	0,26			

Примечания к таблице 1.

1. Проба 3щ отобрана на восточном фланге рудного тела 2; проба 1щ интервал опробования 3.0-109.3 м.
2. Минералы: ОI – оливин, РХ – пироксен, ортопироксен – (Орх), амфибол – АМ, актинолит – (Акт), плагиоклаз – PL, олигоклаз (Olg), кварц – Q, гранат – Gr, эпидот – Ep, апатит – Ap, биотит – Bt, рудные минералы – Me.
3. Группа минералов: салические – SAL=PL+Q, фемические – FEM=OI+PX+AM+Bt, вредные – MIN=Ap+Bt+Me.
4. Структурные показатели: средний размер зерен – Dcp, коэффициент формы зерен породы – Kф [19].
5. Виды и разновидности горных пород: лейкократовые породы – LEY: анортозиты – AN, лейкогаббро – LGB; мезократовые – MEZ: габбро – GB, габбронориты – GBN; меланократовые – MEL: меланогаббро – MGB, меланогаббронорит – MGBN; троктолитовые (венцовые) структуры – trokt.
6. Жирным шрифтом выделены значения выше доверительного интервала, а также  $K_{вар} > 2.00$ .

Анализ генеральной выборки показал, что виды габброидов опробованы практически равномерно. Количество образцов в них следующее: лейкократовые – LEY=8, мезократовые – MEZ=8, меланократовые MEL=6. Группа лейкократовых габброидов включает 3 образца лейкогаббро и 5 образцов анортозитов; группа мезократовых – 4 образца габбро и 4 образца габброноритов; группа меланократовых – 4 образца меланогаббро и 2 образца меланогаббронорита. В районе рудного тела №1 третья часть габброидов вскрыши представлена лейкократовыми разновидностями (LGB, AN), а две трети – мезократовыми разновидностями (GB, GBN). Вскрыша в районе рудного тела № 2 представлена толщей контрастных по составу групп лейкократовых и меланократовых габброидов, содержание которых равно и составляет около трех четвертей от общего количества образцов. Остальная четверть образцов представлена мезократовыми габброидами.

По средним значениям содержания породообразующих минералов – это мезократовое, актинолитизированное, рудное габбро, которое включает (об. %): плагиоклазы (57.9) < амфиболы (14.6) < пироксены (13.5) < рудные: ильменит, титаномагнетит (6.4) < кварц, щелочные полевые шпаты (2.3) < слюды (1.6) < оливин (1.2) < апатит (1.1) < эпидот. кальцит (0.8) < гранат (0.7). Структура горных пород мелкозернистая, средний размер минералов составляет 0.50 мм, а коэффициент формы зерен – 2.26. Как показывают наши исследования Kф породы > 2.00 свидетельствует о наличии ориентированных текстур, таких как трахитоидная, венцовая (троктолитовая), сланцеватая.

Главными минералами в габброидах являются плагиоклазы, амфиболы, пироксены. Под микроскопом наблюдаются вторичные и акцессорные минералы, образовавшиеся под воздействием метаморфических процессов. Плагиоклазы представлены анортитом, а в измененных зонах треть его замещается олигоклазом. Амфиболы представлены роговой обманкой. Она и пироксены частично в виде каемок, или полностью замещаются актинолитом. Первичные пироксены и амфиболы в виде реликтов составляют 50-60 % от общего количества этих минералов. Пироксены представлены клинопироксеном (авгитом), а в троктолитовых зонах – ортопироксеном (гиперстеном), который образовался под воздействием высокотемпературного метаморфизма в келифитовых каемках вокруг оливина. Ортопироксен составляет около трети от общего количества пироксенов. Здесь же наблюдаются как гранатовые каемки, так и отдельные кристаллы граната. Индикаторами вторичных преобразований породообразующих минералов и сопровождающей их рудной минерализации являются также процессы мартитизации пироксенов, наличие в них структур распада игольчатого рутила, ильменита, эпидотизация плагиоклаза, появление кальцита.

В толще вскрышных габброидов по выдержанности распределения показателей состава и структуры можно выделить три группы.

*Выдержанные показатели ( $K_{вар} < 1.00$ )* – это содержания плагиоклазов, титано-железородных минералов, суммы салических, фемических и вредных компонентов, а также показатели среднего размера минералов и коэффициента формы минеральных зерен породы.

*Невыдержанные показатели ( $K_{вар} > 2.00$ )* – это, как правило, содержания первичных и вторичных по ним минералов: оливина, ортопироксена, роговой обманки, эпидота и биотита.

*Слабо выдержанные ( $K_{вар} 1.00-2.00$ )* включают все остальные показатели содержания минералов таких как: клинопироксен, актинолит, олигоклаз, кварц, гранат и апатит.

Анализ распределения рудных минералов по месторождению показал, что вредные минералы и примеси в содержаниях близких или превышающих нормативные требования ГОСТ 8267 локализованы преимущественно во вскрышных породах рудного тела № 1 (образцы №№ 2, 4, 6, 7, 9) и редко – во вскрышных породах рудного тела № 2 (образец № 10).

Сравнение среднего минерального состава, установленное нашими исследованиями и Института Гипрограда, свидетельствует о том, что эти результаты сопоставимы (табл. 2).

Таблица 2. Минеральный и химический состав габброидов месторождения «Юго-Восточная Гремяха».

Минералы, об.%	Габбро, карьер Гипроруда, 1991 [12]	Габброиды вскрыши, ОТСМ, 2016	Компоненты, мас.%	Габбро, карьер Гипроруда, 1991 [12]
Апатит	5.3	1.1	Fe <sub>общ</sub>	12.32
Титаномагнетит	5.0-5.1	6.4	FeO	3.52
Ильменит	6.3-6.5		Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	11.86
Оливин	1.6-2.0	1.2	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	2.41
Полевой шпат	50.0	57.9	CaO	9.75
Пироксен	15.0	13.5	MgO	6.00
Горнблендит, биотит	14.5	16.2	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	11.85
Сульфиды	2.0	не определ.	SiO <sub>2</sub>	37.90
Аксессуары	не определ.	4.7	TiO <sub>2</sub>	4.20
Сумма	100	100	Nf <sub>2</sub> O	3.10
			K <sub>2</sub> O	0.47
			MnO	0.30
			Y <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.01
			Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.005
			SO <sub>2</sub>	0.36

Габброиды вскрыши рудных тел №№ 1 и 2 отличаются от рудосодержащих габброидов опытного карьера Гипроруда существенным понижением в них содержания рудных минералов: апатита в 5 раз, а титаносодержащих минералов почти в 2 раза.

Таким образом, минералого-петрографические исследования показали, что рудная минерализация в промышленных концентрациях образуется не только в магматическую стадию, а также под воздействием последующих метаморфических преобразований габброидов. Это подтверждают ранние исследования А.С. Осокина [14]. Поэтому, например, во вскрышных породах в районе рудного тела № 1 установлено, что около 60 % образцов содержат рудные минералы в количествах, близких и превышающих нормативные показатели ГОСТ 8267. Это объясняется наличием тектонических зон, подверженных воздействию метаморфических процессов.

В практическом плане, в будущем, при промышленной эксплуатации месторождения «ЮВГ» и использования вскрышных пород для производства строительного щебня рекомендуется специальный геологический контроль, особенно в районе рудного тела №1.

В научном плане, в связи с особой сложностью геологического объекта, предполагается изучить взаимозависимости показателей минерального состава и структуры с физико-механическими свойствами при помощи статистического, многопараметрического метода факторного анализа (метод главных компонент).

Авторы выражают искреннюю признательность старшему научному сотруднику ГИ КНЦ РАН Шпаченко А.К. за консультативную помощь по геологии и петрологии плутона Гремяха-Вырмес.

### Список литературы

1. Богатиков О.А. Классификация и номенклатура магматических горных пород. М.: Недра, 1981. 160 с.
2. Виноградов А.Н., Батиева А.Д., Бельков И.В., Виноградова Г.В. 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. КолФан СССР, 1985. С. 3-13.
3. Вурсий Г.Л. Геология и петрология гипербазит-базитов плутона Гремяха-Вырмес (Кольский п-ов) / Автореф. дисс. канд. наук. Апатиты: КНЦ РАН. 2001. 22 с.
4. ГОСТ 8267-93 Щебень и гравий из плотных горных пород для строительных работ. Технические условия. М.: ИС, 1993. 13 с.
5. Горбунов Г.И., Бельков И.В., Макиевский С.И. и др. Минеральные месторождения Кольского п-ова. Л.: Наука, 1981. 272 с.
6. Коцеблин П.Л., Юдин Б.А. Физические свойства титановых руд массива Гремяха-Вырмес // Петрофизика древних образований. Апатиты: КФ АН СССР, 1986. С. 50-56.
7. Кухаренко А.А., Булах А.Г., Ильинский Г.А. и др. Металлогенетические особенности щелочных формаций восточной части Балтийского щита // Тр. Ленинград. общества естествоиспытателей. 1971. Т. 22. Вып. 2. 280 с.
8. Лашук В.В., Усачева Т.Т. Научные принципы оценки вскрышных пород рудных месторождений в

качестве сырья для производства декоративно-облицовочного камня // Технология и свойства силикатных материалов из сырья Кольского п-ова. Апатиты. Изд-во КНЦ РАН, 2000. С. 97-105.

9. Лашук В.В., Орлов В.Н., Усачева Т.Т., Мельник Н.А. Оценка вскрышных пород титано-ильменитового месторождения «Юго-восточная Гремяха» в качестве сырья для производства щебня // Мат. Международ. конф.: «Экологические проблемы северных регионов и пути их решения». Ч. 2. Апатиты: КНЦ РАН, 2004. С. 119-120.

10. Милосердов В.Д. Атлас Мурманской области. Под ред. Милосердова В.Д., Зубкова А.И., Дурова А.Г. и др. М.: ГУГК при СМ СССР, 1971. 33 с.

11. Митрофанов Ф.П., Войтеховский Ю.Л., Баянова Т.В. Особенности исследований раннепротерозойской металлогении Кольско-Лапландско-Карельской провинции Балтийского щита // Минерагения докембрия. Матер. Всерос. конф. Петрозаводск, ГИ Карел. НЦ РАН, 2009. С. 175-178.

12. Мультимедийный справочник по минерально-сырьевым ресурсам и горнопромышленному комплексу Мурманской области: Цифровой информационный ресурс. Ч. 1. Геология и минерально-сырьевые ресурсы - 460 мб. / Ред. Ф.П. Митрофанов, А.В. Лебедев. Апатиты: КНЦ РАН, 2001.

13. Найфонов Т.Б., Белобородов В.И., Захарова И.Б. Флотационное обогащение комплексных титановых и цирконовых руд. Апатиты: КНЦ РАН, 1994. 155 с.

14. Осокин А. С. Размещение и вещественный состав апатит-титаномагнетит-ильменитовых руд массива Гремяха-Вырмес. Апатиты: КФ АН СССР, 1987. 90 с.

15. Пожиленко В.И., Гавриленко Б.В., Жиров Д.В., Жабин С.В. Геология рудных районов Мурманской области. Апатиты: КНЦ РАН, 2002. 359 с.

16. Полканов А.А., Елисеев Н.А., Елисеев Э.Н., Кавардин Г.И. Массив Гремяха-Вырмес на Кольском п-ове. М.-Л.: Наука, 1967. 236 с.

17. Полякова В.А., Пронягин Н.И. Поле скоростей массива Гремяха-Вырмес и его обрамления по данным комплексных сейсморазведочных работ // Физические поля рудных районов Кольского п-ова / Ред. В.И. Павловский и др. Апатиты: КНЦ РАН, 1988. С. 29-34.

18. Ракаев А.И., Алексеева С.А., Черноусенко Е.В., Морозова Т.А. Изучение особенностей вещественного состава ильменит-титано-магнетитовых руд месторождения Юго-Восточная Гремяха (ЮВГ) и выбор рациональной схемы обогащения // Вестник МГТУ, 2009. Т. 12. № 4. С. 614-618.

19. Ржевский В.В., Новик Г.Я. Основы физики горных пород. Изд. 3-е. М.: Недра, 1978. 390 с.

20. Сорохтина Н.В., Когарко Л.Н., Шпаченко А.К. и др. Геохимия и возраст комплекса щелочных метасоматитов и карбонатитов массива Гремяха-Вырмес (Кольский п-ов) // Геохимия. 2012. № 12. С. 1-15.

21. Шпаченко А.К., Вурсий Г.Л., Савченко Е.Э. Сульфидная минерализация в породах и рудах гипербазит-базитового комплекса Гремяха-Вырмес // Минералогия основа использования комплексных руд. Тез. докл. год. собр. МО при РАН. СПб.: изд-во СПбГУ, 2001. С. 111-113.

## **ЗОЛОТОНОСНОСТЬ ТЕРРИГЕННО-КАРБОНАТНОГО СРЕДНЕРИФЕЙСКОГО КОМПЛЕКСА В ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ ЕНИСЕЙСКОЙ ЗОЛОТОРУДНОЙ ПРОВИНЦИИ**

Мансуров Р.Х.

Центральный научно-исследовательский геологоразведочный институт цветных и благородных металлов, Москва, tinman81@bk.ru

Широко известно, что большая часть золоторудных месторождений Енисейского кряжа (Эльдорадо, Советское, Олимпиадинское, Титимухта, Удерейское, Васильевское, Аяхтинское и др.) локализуется в углеродсодержащих вулканогенно-карбонатно-терригенных отложениях удерейской, горбилковской и кординской свит нижнего и среднего рифея, а также в пенченгинской свите нижнего протерозоя [4]. Завершившиеся поисковые работы на большеобъемное золотое оруденение, локализованное в углеродисто-карбонатно-терригенных комплексах позволяют прогнозировать выявление нового типа золотоносных минерализованных зон в терригенно-карбонатном структурно-формационном среднерифейском комплексе (аладинская, карточки свиты) в пределах Средне-Ишимбинской перспективной площади, расположенной в восточной части Енисейской золоторудной провинции (рис. 1) [3].

### **Методика исследований**

Методически поисковые работы осуществлялись в несколько последовательных этапов согласно принятой ЦНИГРИ методике поисков крупнообъемных золоторудных месторождений в сложных горно-таежных ландшафтах, успешно апробированной при поисках золоторудных объектов в пределах Верхне-



Хатыннах-Олботского, Лебединского рудных узлов, Бодайбинского рудного района и др. [1]. Методика включает как традиционные, так и нестандартные приемы.

На начальном этапе поисковых работ перспективная площадь изучалась серией опорных геолого-геофизических профилей с комплексом геологических (геолого-поисковые маршруты), геофизических (грави-, электро-, магниторазведка) и геохимических (литогеохимическое опробование по вторичным ореолам рассеяния (ВОР) (интервал опробования 50 м)) исследований. Кроме того, проводились геохимические поиски по потокам рассеяния (ПР) масштаба 1:50 000. По результатам исследований первого этапа в южной части площади была выявлена рудоконтролирующая зона складчато-разрывных деформаций.

На втором этапе поисков осуществлялись геохимические поиски по ВОР (нестандартная сеть 200×20 м), проходка линий копушей глубиной 0.6-1 м со шлиховым и литогеохимическим опробованием по ВОР нижнего продуктивного слоя делювиальных отложений, геолого-поисковые маршруты масштаба 1:10 000. В результате был выделен перспективный поисковый участок с потенциально золотоносными минерализованными зонами в его пределах.

Третий этап поисков – проходка линий шурфов до коренных пород с интервалом 10-20 м между шурфами и бульдозерных расчисток глубиной 1 м с целью локализации золотоносных минерализованных зон. В шурфах производилось шлиховое, сколковое и литогеохимическое по ВОР опробование нижней продуктивной части делювия, а также бороздовое опробование коренных пород в шурфах. На этом этапе локализованы золотоносные минерализованные зоны и потенциально рудные зоны в их пределах.

Завершающий этап поисковых работ – комплекс горно-буровых работ. Наиболее минерализованные участки – потенциально рудные зоны в пределах золотоносных минерализованных зон, были вскрыты траншеями до коренных пород, а затем «подсечены» серией буровых скважин.

### **Результаты исследований**

Рудоконтролирующая зона складчато-разрывных деформаций, выявленная в южной части перспективной площади, приурочена к узлу пересечения разломов нескольких направлений в зоне регионального рудоконтролирующего глубинного Ишимбинского разлома. Узел пересечения разрывов приурочен к восточному крылу антиклинали первого порядка. В геологическом строении зоны принимают участие карбонатно-терригенные отложения сухопитской серии среднего рифея: известняки, мраморизованные известняки с прослоями углеродсодержащих известковисто-глинистых сланцев свит аладынской и карточки объединенных, а также нижележащие алевроито-глинистые сланцы, алевролиты с прослоями кварцитовидных песчаников и кварцитов погорюйской свиты. Зона складчато-разрывных деформаций обладает следующими основными поисковыми признаками: 1) аномалия золота в ВОР с содержанием  $\geq 0.01$  г/т; 2) высокие концентрации золота (до 0.4 г/т) в ПР; 3) в геофизических полях «распад» рисунка магнитного поля: зона разрывных нарушений субмеридионального простирания, выраженная резкими градиентами значений магнитного поля «распадается» в пределах зоны складчато-разрывных дислокаций, что служит косвенным благоприятным признаком рудного процесса; 4) наличие гидротермально измененных пород с кварцевой жильно-прожилковой, железо-магнезиально-карбонатной и сульфидной вкрапленной минерализацией.

В пределах зоны складчато-разрывных деформаций выявлена серия золотоносных минерализованных зон двух основных типов: золото-кварц-сульфидного и золото-малосульфидно-кварцевого. Золотоносные минерализованные зоны первого основного типа, получившие наибольшее развитие представляют собой неравномерно гидротермально-измененные окварцованные, серицитизированные, бурошпатизированные (железо-магнезиальная карбонатизация – анкерит) породы. Последние в разной степени насыщены кварцевыми, кварц-бурошпатовыми жилами и прожилками (от 2-3 до 18-20 жил и прожилков на 1 пог. м), в основном, разноориентированными, взаимопересекающимися с сульфидной (пирит, редко халькопирит) вкрапленной минерализацией до 5-7 об. % в околожильном пространстве. Вмещающие породы – отложения нижней пачки свит аладынской и карточки объединенных, представленных известняками и углеродсодержащими известковисто-глинистыми сланцами в приконтактовой части с терригенной толщей погорюйской свиты. Морфологически зоны золото-кварц-сульфидного типа характеризуются сложным штокверкоподобным строением, значительной мощностью (до 300 м) и протяженностью (прослеженная протяженность более 1 км).

Зоны этого типа характеризуются следующими основными поисковыми признаками: 1) широкие (до 400 м) аномалии золота в ВОР с содержаниями  $\geq 0.03$  г/т; 2) аномалии золота в первичных ореолах с неравномерным содержанием золота от 0.1 до 4.0 г/т (мощностью от 100 м и более); 3) протяженные (более 400 м) шлиховые ореолы золота со средним содержанием от 8-10 знаков металла на шлиховую пробу

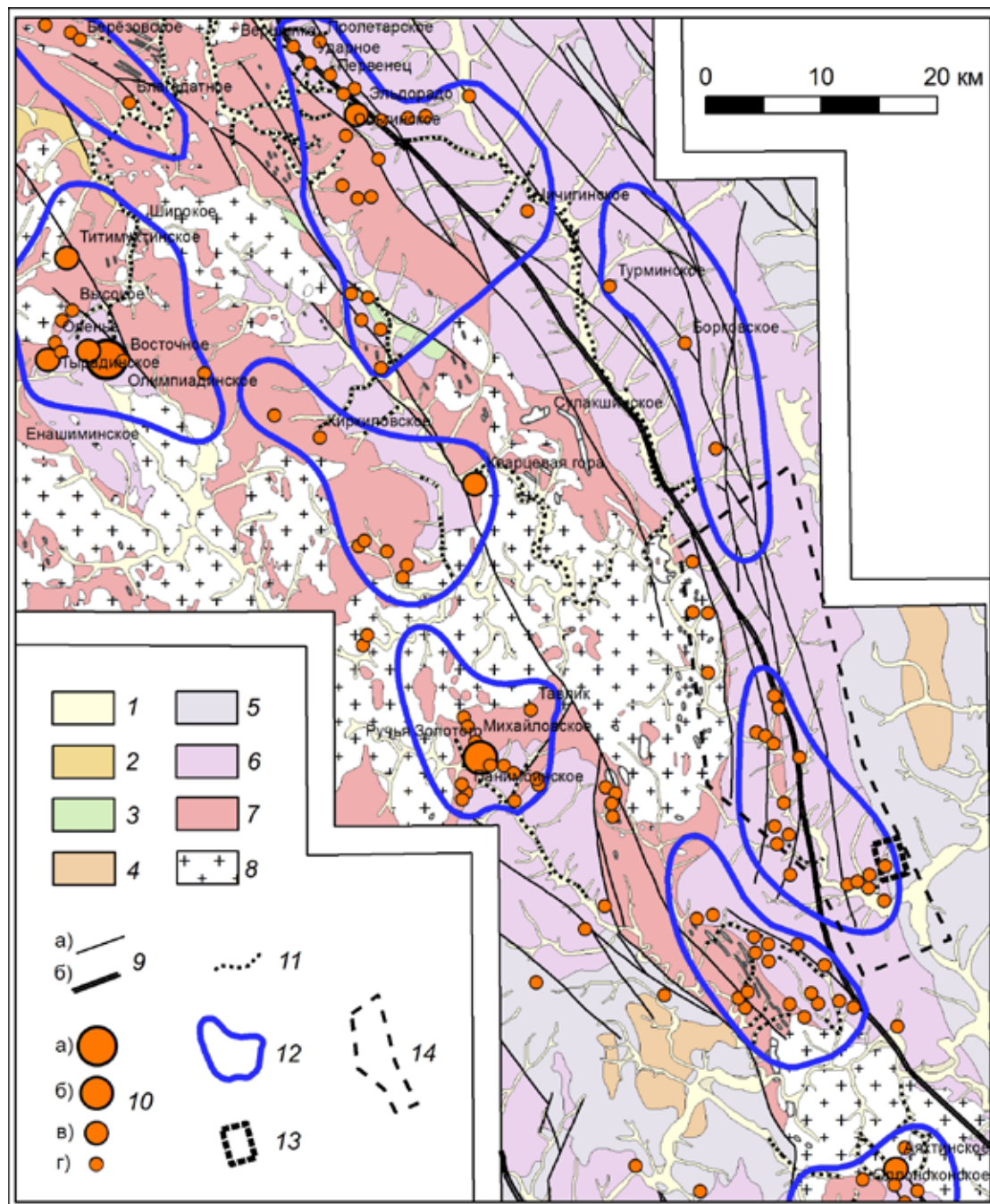


Рис. 1. Схематизированная карта золотоносности центральной части Енисейской золоторудной провинции (с использованием данных ОАО «Красноярскгеолъсемка»):

1-7 – стратифицированные образования: 1 – четвертичные отложения; 2 – карбонатно-терригенный известково-доломито-алевритопесчаный пестроцветный комплекс (немчанская (Vnm), подъемская (Vpd), суворовская (Vsv), мошакловская (Vms), чистяковская (Vcv), аleshинская (Val) свиты); 3 – карбонатно-терригенный известково-песчано-алевритосланцевый комплекс (чивидинская (R<sub>3</sub>cv), карьерная (R<sub>3</sub>kr), лопатинская (R<sub>3</sub>lp) свиты); 4 – флишидный карбонатно-терригенный углеродсодержащий известково-песчано-сланцевый комплекс (сухохребтинская (R<sub>3</sub>sh), горевская (R<sub>3</sub>grv), морянихинская (R<sub>3</sub>mr), дашкинская (R<sub>3</sub>ds), нижнеангарская (R<sub>3</sub>na), мокринская (R<sub>3</sub>mk), рыбинская (R<sub>3</sub>rb), бореминская (R<sub>3</sub>br), удоронская (R<sub>3</sub>ud) свиты); 5 – углеродсодержащий карбонатно-терригенный доломито-известково-филлито-песчано-сланцевый комплекс (шунтарская (R<sub>2</sub>sn), потоскуйская (R<sub>2</sub>pt), ала-дьинская (R<sub>2</sub>al), карточки (R<sub>2</sub>kr) свиты); 6 – углеродсодержащий вулканогенно-карбонатно-терригенный туфоогенно-известково-филлито-песчано-сланцевый комплекс (удерейская (R<sub>2</sub>ud), горбилковская (R<sub>2</sub>gr), кординская (R<sub>2</sub>kd) свиты); 7 – карбонатно-терригенный кристаллосланцевый комплекс (пенченгинская свита (PR<sub>2</sub>pn)); 8 – интрузивные образования: плагиогранодиоритовый комплекс (татарско-аяхтинский гранодиорит-плагиогранитовый (R<sub>2</sub>ta), тейский гнейсогранитовый (R<sub>2</sub>te)); 9 – разрывные нарушения: а) долгоживущие зоны разломов, б) оперяющие к ним разрывы; 10 – месторождения и проявления коренного золота: а) весьма крупные, б) крупные, в) средние, г) проявления; 11 – промышленные линейные россыпи золота (разведываемые, разрабатываемые, отработанные); 12 – контуры золоторудно-россыпных узлов; 13 – контур Средне-Ишимбинской перспективной площади; 14 – контур поискового участка Южный

(содержание достигает 51 знака на пробу); 4) в геофизических полях минерализованные зоны отвечают участкам резко пониженных аномалий урана, тория, калия в аэрогаммаспектрометрии (АГСМ).

Наиболее перспективной среди минерализованных зон золото-кварц-сульфидного типа является зона Центральная. Мощность зоны 280 м, протяженность превышает 800 м. Наиболее минерализованные участки – потенциально рудные зоны в пределах зоны Центральной были вскрыты горными выработками. По результатам лабораторно-аналитических работ установлено, что такие участки отвечают эпицентрам повышенных содержаний золота в первичных ореолах и в ВОР – некондиционным рудным зонам с содержаниями золота более 0.3 г/т. Мощность зон достигает 23 м, всего выделено 4 зоны. Зоны имеют субсогласную слоистости ориентировку. Визуально рудные зоны не имеют четких границ и выделяются по данным опробования. Для них характерно увеличение концентрации кварцевых прожилков (до 15-20 и более прожилков на 1 пог. м), как правило, секущих маломощных (до 1-2 мм). Околожилльное пространство насыщено (на расстояние до 5-7 см от прожилков) сульфидами – тонкой ( $\leq 1$  мм) вкрапленностью пирита до 10-12 об. %. Пирит – как кубической, так и осложненных форм (кубоктаэдры, пентагондодекаэдры).

Минерализованные зоны второго, менее распространенного типа локализованы в терригенных отложениях погорюйской свиты (алевроито-глинистые сланцы) и приурочены к горизонтам кварцитовидных песчаников с прослоями кварцитов. Зоны представляют собой интенсивно окварцованные, буропатизированные (анкерит, сидерит) породы с обильной разноориентированной кварцевой жильно-прожилковой минерализацией (до 20-25 жил и прожилков на 1 пог. м) и достаточно слабой сульфидной минерализацией – вкрапленность пирита 1-2 об. %. Морфологически минерализованные зоны золото-малосульфидно-кварцевого типа представлены линейными маломощными (не более первых десятков метров) протяженными (более 1 км) продольными относительно складчатости зонами. Содержания золота в этих зонах в первичных ореолах и в ВОР, как правило, не превышают 0.1 г/т; они не представляют геолого-промышленной значимости.

В качестве объектов-аналогов рудопроявления Южное рассматриваются зоны послыной сульфидной вкрапленности в терригенно-карбонатных толщах месторождений Олимпиадинское и Ведугинское, а по ряду прогнозно-поисковых критериев и признаков рудопроявление имеет сходство с «карлинским» типом, к которому согласно исследованиям М.М. Константинова следует относить объекты характеризующиеся известково-глинистым составом разреза рудовмещающих толщ, стратифицированным характером минерализованных зон и рудных тел, прожилково-вкрапленным оруденением, сульфидным составом руд с тонкодисперсными (микронными) выделениями золота в сульфидах [2].

Важным представляется установленный факт золотоносности углеродсодержащих терригенно-карбонатных отложений свит аладьинской и карточки объединенных, считавшихся ранее неперспективными на выявление золоторудной минерализации. Полученные результаты демонстрируют эффективность методики поисков золоторудных месторождений в сложных горно-таежных ландшафтах, позволившей выявить золотоносные минерализованные зоны с использованием ограниченного объема горно-буровых работ. Следует отметить, что в дальнейшей работе требуется более детальное изучение состава и свойств вмещающих пород, в том числе дополнительное изучение углеродистого вещества.

Таким образом, по результатам поисковых работ в восточной части Енисейской золоторудной провинции выявлен новый в регионе промышленно значимый прогнозируемый тип золотого оруденения – крупнообъемные штокверкоподобные золотоносные минерализованные зоны с невысокими средними содержаниями золота, локализованные в терригенно-карбонатном структурно-формационном комплексе среднего рифея [3].

## Список литературы

1. Иванов А.И. Экспрессный метод поисков золоторудных месторождений в сложных горно-таежных ландшафтах // Руды и металлы. № 1. 2014. С. 36–42.
2. Константинов М.М. Золоторудные месторождения типа Карлин и критерии их выявления. Руды и металлы. № 1. 2000. С. 70-76.
3. Мансуров Р.Х. Новый прогнозируемый тип крупнообъемного золотого оруденения в среднерифейских карбонатных отложениях Енисейской золоторудной провинции // Геология и минерально-сырьевые ресурсы СВ России: материалы Всеросс. науч.-практ. конф., 31 марта – 2 апреля 2015 г. Якутск: Изд. Дом СВФУ, 2015. С. 272-275.
4. Сердюк С.С., Коморовский Ю.Е., Зверев А.И. и др. Модели месторождений золота Енисейской Сибири. Красноярск: СФУ, 2010.

## РЕДКОМЕТАЛЛЬНЫЕ ПЕГМАТИТЫ КОЛМОЗЕРСКОГО ПЕГМАТИТОВОГО ПОЛЯ: СТРОЕНИЕ, ОСОБЕННОСТИ СОСТАВА

Морозова Л.Н.

ГИ КНЦ РАН, morozova@geoksc.apatity.ru

Системный подход к изучению генезиса редкометалльных пегматитов является широко распространенным, так как для решения любой фундаментальной проблемы необходимо использовать все доступные методы при изучении рудогенерирующей системы.

Рудогенерирующая система редкометалльных пегматитов включает: материнские гранитоиды, гранитные пегматиты – от примитивных до высокоэволюционированных, сложных как по строению, так и минеральному составу, вмещающие породы, а также метасоматиты.

Гранитные пегматиты, развитые в пределах одного рудного поля или пояса и принадлежащие к единой рудогенерирующей системе, формируются из одного гранитного источника при сходных РТ-условиях в одинаковой тектонической обстановке и, в связи с этим, объединяются в рудную формацию или класс [4, 5, 7, 8, 13]. Пегматиты рудной формации обладают свойственными данным пегматитам особенностями минерации и геохимической специализации, а также своим набором вещественных и структурно-текстурных признаков. Отличительная особенность геохимической специализации редкометалльных литиевых (сподуменовых) пегматитов, в англоязычной литературе это пегматиты LCT-семейства [13], связана с обогащением остаточных гранитных расплавов такими редкими элементами, как Li, Cs, Be, Ta, Nb, Sn, Tl, U, В, F и Rb и обеднением их Ba, Sr и REE. При этом отмечается рост концентраций избыточных и уменьшение дефицитных редких элементов от более ранних примитивных пегматитов к более поздним, дифференцированным, пегматитам [5, 17].

Закономерное изменение состава пегматитовых тел редкометалльной формации в пространстве подчиняется установленным закономерностям и проявляется в наличии региональной (пространственной) зональности гранитных пегматитов относительно их материнского источника [5, 15]. На расстоянии нескольких километров от гранитного источника в идеализированном виде для редкометалльных литиевых пегматитов можно проследить следующие зоны. Непосредственно вблизи гранитного тела располагается зона безрудных пегматитов, которая сменяется пегматитами с Be минерализацией. Следующая зона представлена пегматитами, обогащенными Be, Nb, Ta, а затем следует зона пегматитов с повышенными концентрациями Li, Be, Nb, Ta. Наиболее удаленной является зона пегматитов с повышенными концентрациями Cs, Li, Be, Nb, Ta.

Исследование региональной зональности полей литиевых пегматитов осуществляется в нескольких направлениях, одно из которых заключается в изучении внутреннего строения жил пегматитов и их минерального состава. При наличии региональной зональности отмечается последовательное усложнение минерального состава и степени дифференциации вещества жил пегматитов от наиболее ранних – полевошпатовых, к более поздним – сподуменовым [5]. При этом в каждой последующей зоне может наблюдаться не только смена одного типа пегматитов другим, но и добавление к примитивному типу более эволюционированного типа пегматитов [12].

Колмозерское пегматитовое поле принадлежит крупнейшему пегматитовому поясу России на Кольском п-ове, в пределах которого располагаются крупные месторождения редкометалльных пегматитов: Колмозерское, Охмыльк, Васин-Мыльк, Олений хребет и Полмостундровское [10]. В тектоническом плане изученный район расположен в зоне сочленения двух крупных структур архейского возраста – зеленокаменного пояса Колмозеро-Воронья и Мурманского террейна [9, 11]. В Колмозерском пегматитовом поле было выделено три типа пегматитов: полевошпатовые, мусковит-полевошпатовые и альбит-сподуменовые [6].

**Полевошпатовые пегматиты** по наличию в них берилла разделяются на два типа: безрудные пегматиты и полевошпатовые пегматиты с Be минерализацией [6]. Породообразующие минералы полевошпатовых пегматитов представлены: микроклином (30-60 %), кварцем (30-40 %) и плагиоклазом (10-30 %) [6].

Жилы безрудных полевошпатовых пегматитов мощностью до 10 м и протяженностью до 200 м имеют резкие секущие контакты с вмещающими метагаббро-анортозитами Северного массива и гнейсовидными трондьемитовыми гнейсами Мурманского террейна (рис. 1а). Безрудные пегматиты характеризуются наличием двух зон. Зона-I кварц-плагиоклазового агрегата мелкозернистой структуры имеет мощность от 0.5 до 5 см и прослежена фрагментарно. Зона-II плагиоклаз-кварц-микроклинового пегматита среднекрупнозернистой структуры, с участками пегматоидной и блоковой, слагает основной объем жил. Сре-

ди акцессорных минералов в безрудных пегматитах отмечаются спессартин, ильменорутит, молибденит, биотит и крупнопластинчатый мусковит.

Жилы полевошпатового состава с рудным бериллом отмечаются в гранодиоритах Колмозерского массива, имеют протяженность до нескольких сотен метров и мощность до 40 м. В строении пегматитов выделяется две зоны: маломощная аплитовая зона-I и зона-II кварц-полевошпатового пегматита средне-крупнозернистой структуры, с участками пегматоидной, блоковой и графической, которая слагает основной объем жил. Наиболее распространенные акцессорные минералы представлены спессартином, ильменорутитом и крупнопластинчатым мусковитом.

**Жилы мусковит-полевошпатовых пегматитов** мощностью от 5 до 20 м и протяженностью до 250 м залегают в метагаббро-анортозитах Патчевварекского массива (2.66 млрд. лет; [3]) и расположены в его северо-западной части. Минеральный состав пород: микроклин (35-50 %), кварц (25-30 %), плагиоклаз (15-30 %) и мусковит (5-12 %) [6]. В строении жил выделяются три зоны. Зона-I, мощностью от 1 до 5 см, сложена кварц-плагиоклазовым аплитом (рис. 1 б), а зона-II, мощностью до 20 см, – среднезернистым кварц-мусковит-плагиоклазовым агрегатом (рис. 1 в). Зона-III, занимающая основной объем жил, представлена средне- крупнозернистым кварц-мусковит-плагиоклаз-микроклиновым пегматитом (рис. 1 г). К зоне-III приурочены скопления рудных минералов – берилла, колумбита и танталита, также отмечаются единичные зерна сподумена. Акцессорные минералы: спессартин, апатит, биотит и турмалин.

**Альбит-сподуменовые пегматиты** слагают одно из крупнейших в России Колмозерское литиевое месторождение с попутными ниобием, танталом и бериллием. Месторождение приурочено к центральной части Патчевварекского массива метагаббро-анортозитов и представлено 12-ю крупными и несколькими мелкими жилами, секущими вмещающие породы. Жилы пегматитов с апофизами, раздувами и пережимами имеют протяженность до 1400 м и мощность от 5 до 65 м и, по данным бурения, прослеживаются на глубину более 500 м. Альбит-сподуменовые пегматиты содержат ксенолиты метаморфизованных и рассланцованных метагаббро-анортозитов, что указывает на внедрение пегматитового расплава в измененные в процессе метаморфизма и деформации габбро-анортозиты.

Основные порообразующие минералы пегматитов представлены: кварцем (30-35 %), плагиоклазом (30-35 %), калиевым полевым шпатом (10-25 %), сподуменом (18-20 %) и мусковитом (5-7 %) [6].

В строении жил альбит-сподуменовых пегматитов выделяется четыре зоны. Аплитовая зона-I, мощностью от 3 до 5 см, сложена мелкозернистым кварц-плагиоклазовым агрегатом. Зона-II, мощностью до 30 см, представлена среднезернистым кварц-мусковит-полевошпатовым агрегатом, в котором визуально отмечается сине-зеленый апатит и спессартин (рис. 2 а, б). Зона-III занимает основной объем жилы и представлена средне-, крупно- и гигантозернистым кварц-сподумен-полевошпатовым пегматитом (рис. 2 в, г). В данной зоне рудный сподумен, является порообразующим минералом. Досковидные мегакристаллы сподумена, достигающие 1.5 м в длину, содержат концентрации  $\text{Li}_2\text{O}$  от 7.2 до 8.08 мас. %. Среди рудных минералов также отмечаются берилл, колумбит и танталит. Наиболее распространенные акцессорные минералы зоны-III – апатит, спессартин, касситерит, ильменит, магнетит. Вторичные минералы представлены фосфатами и цеолитами. Всего в альбит-сподуменовых пегматитах, по данным В.В. Гордиенко [1970], установлено 64 минеральных вида. Зона-IV, установленная по данным бурения, представлена кварцевым ядром.

Выделенные зоны в пегматитах различного типа осложнены участками развития блокового микроклина и кварца и прожилками, выполненными кварцем или кварц-полевошпатовым агрегатом. Наличие ярко выраженной внутренней зоны, занимающей до 85-90 % от общего объема жил, является типичной чертой внутреннего строения жил литиевых пегматитов [1, 2, 14, 16].

Установлено, что все пегматиты генетически связаны между собой и являются производными остаточных гранитных расплавов, обогащенных летучими и рудными компонентами. Полевошпатовые пегматиты соответствуют наименее дифференцированным гранитоидам, а мусковит-полевошпатовые и альбит-сподуменовые пегматиты – высокоэволюционированным – разностям. Все типы пегматитов относятся к пералюминиевым гранитоидам и характеризуются низкими концентрациями TiO, MgO, CaO, Th, Zr, Sr, Ba, Y и PЗЭ и повышенными содержаниями Li, Be, Nb, Ta, Cs,  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ , Rb, Hf и U. От полевошпатовых к мусковит-полевошпатовым и альбит-сподуменовым пегматитам отмечается рост концентраций Li, Be, Nb, Ta, Hf,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ , FeO, MnO, F и  $\text{P}_2\text{O}_5$  и снижение содержаний MgO, Sr, Ba, Y и PЗЭ. В этом же направлении происходит уменьшение индикаторных отношений Zr/Hf и Mg/Li и рост величины отрицательной европиевой аномалии.

Таким образом, на основе полученных результатов можно сделать следующие выводы:

1) Пегматиты Колмозерского пегматитового поля по набору рудных минералов можно разделить на следующие типы: а) безрудные полевошпатовые пегматиты; б) полевошпатовые пегматиты с Be минерализацией; в) мусковит-полевошпатовые пегматиты с Be, Ta, Nb минерализацией; г) альбит-сподуменовые пегматиты с Li, Be, Ta, Nb минерализацией. Закономерное усложнение набора рудных минералов и внутреннее строение жил от пегматитов полевошпатового к пегматитам альбит-сподуменового типа может являться отражением эволюционирования пегматитовых тел в процессе пегматитообразования.

2) Жилы пегматитов не имеют секущих взаимоотношений, что может свидетельствовать о формировании пород в течение одного этапа в процессе последовательного выполнения трещин пегматитовым расплавом на разном расстоянии от гранитного материнского источника.

3) Единая геохимическая направленность процесса кристаллизации изученных пегматитов, типичная для высокодифференцированных гранитоидов, заключается в росте концентраций Li, Be, Nb, Ta, Hf,  $Al_2O_3$ , FeO, MnO, F и  $P_2O_5$  и снижении содержаний MgO, Sr, Ba, Y и PЗЭ и понижении величин индексов фракционирования – Zr/Hf и Mg/Li от полевошпатовых к мусковит-полевошпатовым и альбит-сподуменовым пегматитам.

4) Последовательное усложнение минерального состава и увеличение степени дифференциации вещества от полевошпатовых пегматитов к мусковит-полевошпатовым и альбит-сподуменовым пегматитам может быть обусловлено пространственной зональностью размещения пегматитов указанных типов относительно их материнского источника

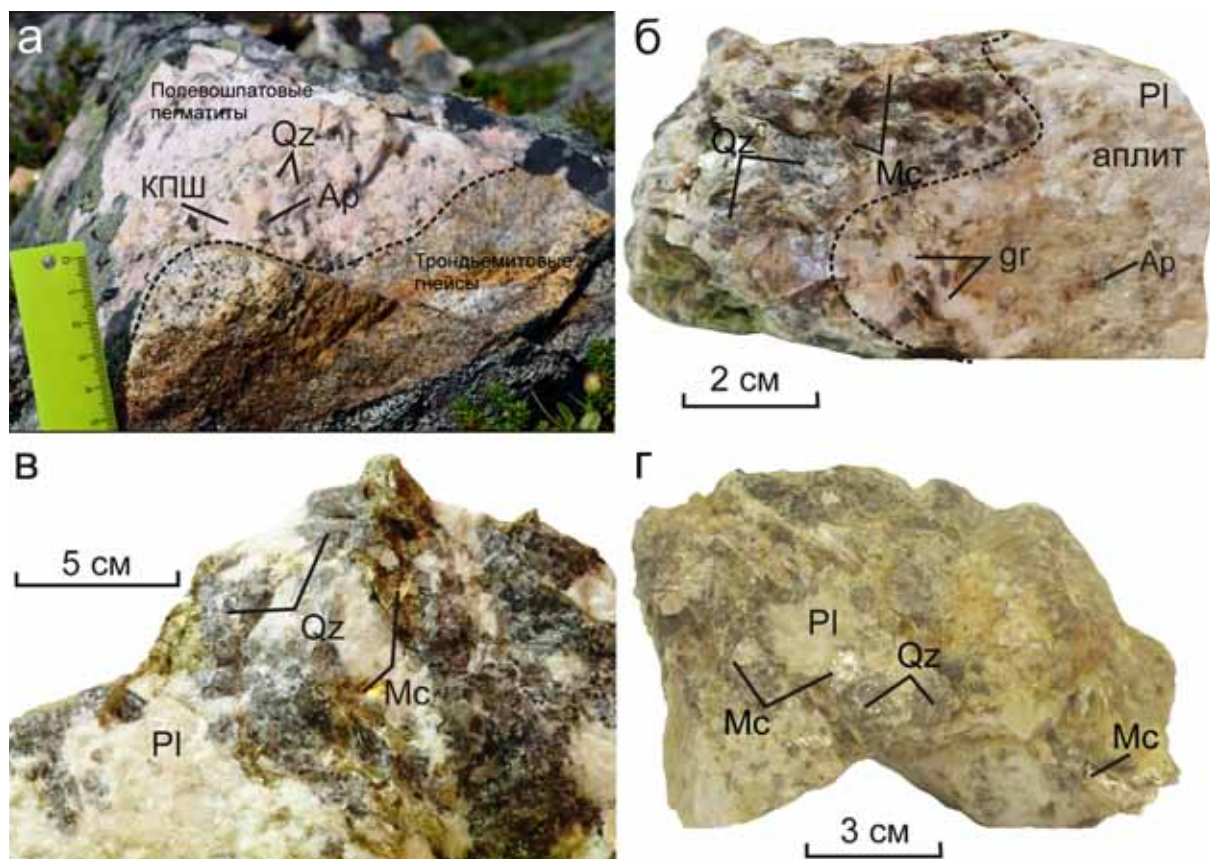


Рис. 1. Полевошпатовые (а) и мусковит-полевошпатовые (б–г) пегматиты. Колмозерское пегматитовое поле.

а – зона контакта (пунктирная линия) безрудных полевошпатовых пегматитов с тронджемитовыми гнейсами Мурманского террейна. б–г – мусковит-полевошпатовые пегматиты: б – кварц-плагиоклазовая аплитовая зона-I и зона-II среднезернистого кварц-мусковит-плагиоклазового агрегата; в – среднезернистый кварц-мусковит-плагиоклазовый агрегат, зона-II; г – крупнозернистый кварц-полевошпат-мусковитовый пегматит, зона-III. Qz – кварц, Mc – мусковит, Pl – плагиоклаз, Кпш – калиевый полевой шпат, Ap – апатит, gr – гранат.

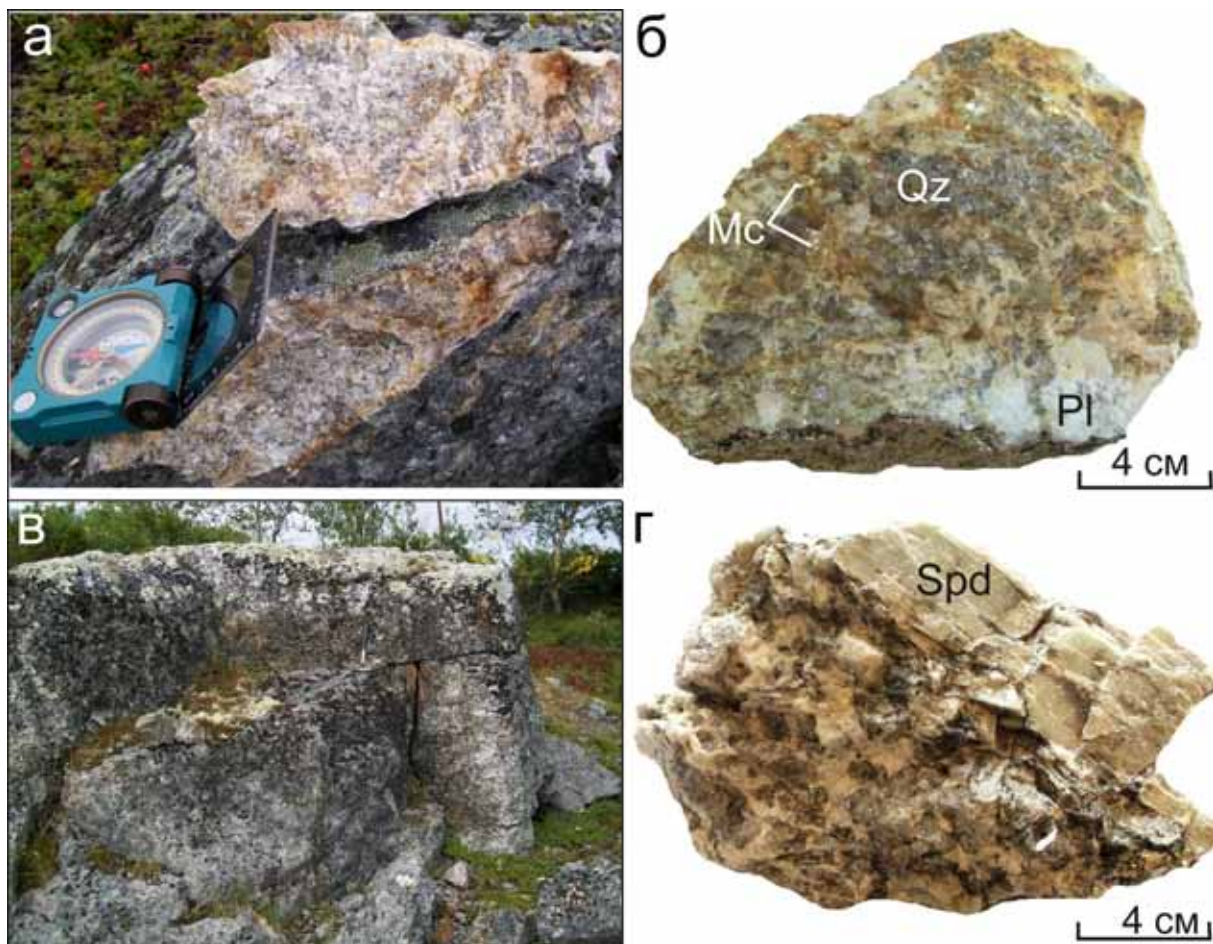


Рис. 2. Альбит-сподуменовые пегматиты Колмозерского литиевого месторождения.

а, б – среднезернистый кварц-мусковит-полевошпатовый пегматит, зона-II; в, г – крупно-гигантозернистый кварц-сподумен-полевошпатовый пегматит, зона-III. Qz – кварц, Mc – мусковит, Pl – плагиоклаз, Spd – сподумен.

### Список литературы

1. Анникова И.Ю., Владимиров А.Г., Смирнов С.З. и др. Геология и минералогия сподуменовых пегматитов Горной Шории // Вест. ТГУ. 2013. № 376. С. 168-174.
2. Владимиров А.Г., Ляхов Н.З., Загорский В.Е и др. Литиевые месторождения сподуменовых пегматитов Сибири // Химия в интересах устойчивого развития. 2012. № 20 (1). С. 3-20.
3. Вревский А.Б., Львов П.А. Изотопно-геохимические особенности и возраст анорогенных дифференцированных базитовых интрузий неoarхейской инфраструктурной зоны Колмозеро-Воронья-Кейвы (Кольский п-ов) // Геол. и полез. ископ. Карелии. Петрозаводск: КарНЦ РАН. 2014. № 12. С. 29-35.
4. Гинзбург А.И., Родионов Г.Г. О глубинах образования гранитных пегматитов // Геология рудных месторождений. 1960. № 1. С. 45-54.
5. Гордиенко В.В. Гранитные пегматиты. Изд-во СПб. ун-та, 1996. 272 с.
6. Гордиенко В.В. Минералогия, геохимия и генезис сподуменовых пегматитов. Л.: Недра, 1970. 238 с.
7. Загорский В.Е., Макагон В.М., Шмакин Б.М. Систематика гранитных пегматитов // Геология и геофизика. 2003. Т. 44. № 5. С. 422-435.
8. Коваленко В.И., Ярмолук В.В., Андреева И.А. и др. Типы магм и их источники в истории Земли. Ч. 2. Редкометалльный магматизм: ассоциация пород, состав и источники магм, геодинамические обстановки формирования. М.:ИГЕМ РАН, 2006. 280 с.
9. Минц М.В., Сулейманов А.К., Бабаяц П.С. и др. Глубинное строение и полезные ископаемые ранне-докембрийского фундамента Восточно-Европейской платформы: Интерпретация материалов по опорному профилю 1-ЕВ6 профилям 4В и ТАТСЕЙС. М.:ГЕОКАРТ: ГЕОС, 2010. Т. 1. 408 с.
10. Пожиленко В.И. Гавриленко Б.В., Жиров Д.В. и др. Геология рудных районов Мурманской обл. Апатиты: Изд-во КНЦ РАН, 2002. 360 с.
11. Ранний докембрий Балтийского щита / Под ред. Глебовицкого В.А. СПб: Наука, 2005. 712 с.
12. Солодов Н.А. Научные основы перспективной оценки редкометалльных пегматитов. М. 1971. 290 с.

13. Černý P., Ercit T.S. Classification of granitic pegmatites: Canadian Mineralogist. V. 43. Rare-element granitic pegmatites. Part 1: Anatomy and internal evolution of pegmatite deposits // Geoscience Canada. 2005. V. 18. № 2. P. 49-67.
14. Kesler S.E., Gruber P.W., Medina P.A. et al. Global lithium resources: Relative importance of pegmatite, brine and other deposits // Ore Geology Reviews. 2012. № 48. P. 55-69.
15. London D. Pegmatites. Canadian Mineralogist Special Publication. № 10. 2008. 368 p.
16. Lagache M. The Volta Grande pegmatites, Minas Gerais, Brazil: an example of rare-element granitic pegmatites exceptionally enriched in lithium and rubidium // The Canadian Mineralogist. 1997. V. 35. P. 153-165.
17. Zhu Y.-F., Zeng Y., Gu L. Geochemistry of the rare metal-bearing pegmatite No. 3 vein and related granites in the Keketuohai region, Altay Mountains, northwest China // J. of Asian Earth Sciences. 2006. № 27. P. 61-77.

## **ОСОБЕННОСТИ ЗОЛОТО-СЕРЕБРЯНОЙ МИНЕРАЛИЗАЦИИ МИЛОГРАДОВСКОГО РУДОПРОЯВЛЕНИЯ (ПРИМОРСКИЙ КРАЙ)**

Ненахова Е.В., Фелюфьянов Д.С.

Воронежский государственный университет, Воронеж, nev\_vsu@mail.ru

Милоградское рудопроявление расположено в пределах южной части Восточно-Сихотэ-Алинской золото-серебруродной минерагенической зоны, детально описанной в ряде работ. В пределах этой зоны известны и другие золото-серебряные объекты – месторождение Союзное, рудопроявления Алтай, Ближнее, Приморское, Васильковское, Срединное, Вершинное и др.

Милоградское золото-серебряное рудопроявление приурочено к Маргаритовской полигенной вулканотектонической депрессии выполненной осадочными, вулканогенно-осадочными, эффузивными и интрузивными породами верхнемелового и раннепалеогенового возраста. Рудопроявление сформировалось на заключительных стадиях развития Маргаритовской вулканотектонической депрессии, состоящей из трех сопряженных кальдер – Лимовской, Бровкинской и Ново-Петропавловской.

Милоградское рудопроявление локализовано в пределах Лимовской кальдеры, имеющей размеры 3×3.5 км и органиченной дуговыми разломами. Фундаментом, на котором она была заложена, являются игнимбриты и туфы приморской серии, возраст которых равен 83-85 млн. лет [1]. Лимовская кальдера выполнена туфами и игнимбритами риолитов и риодацитов сияновского и богопольского комплексов, возраст которых по данным U–Pb изотопного датирования равен 69-70 и 57-60 млн. лет соответственно [1].

Для Лимовской кальдеры характерно широкое развитие субвулканических и дайковых внедрений – гранит-порфиоров, трахиандезитов, дацитов, кварцевых порфиоров. Большинство даек сопровождается кварцевыми жилами с золотосеребряным оруденением, причем взаимоотношения даек с рудными телами неоднозначные, что говорит о многостадийности рудного процесса. Возраст рудовмещающего комплекса по данным В.Г. Сахно составляет 48-52 млн. лет [2]. Рудные тела представлены как отдельными кварцевыми жилами, так и рудными зонами, состоящими из серии кварцевых жил и прожилков. Достоверно установленная горными выработками и полевыми наблюдениями протяженность жил – до 1.5 км при мощности 0.7-3 м с редкими раздувами до 7 м. В настоящее время на Милоградском рудопроявлении установлено 13 рудных зон – Южная, Карлик, Сюрприз, Ось, Загадка и др. Кроме того имеются высокие перспективы обнаружения новых рудных тел.

На данной стадии изучения объекта одним из приоритетных направлений является углубленное исследование особенностей золото-серебряной минерализации. Однако к настоящему времени минералогия Милоградского рудопроявления остается практически не изученной. Предлагаемая заметка является попыткой в какой-то мере восполнить указанный пробел.

Основными полезными компонентами руд являются самородное золото различной пробыности, электрум, кюстелит, акантит и галогениды серебра- кераргирит и эмболит. Кроме того, в составе рудных жил В.Г. Сахно установлено наличие платины и палладия [3].

Кераргирит в значительных количествах наблюдался при изучении шлиховых проб, отобранных из элювиально-делювиальных отложений над кварцевыми жилами зоны Южной. Наиболее характерной формой выделения кераргирита являются кубические кристаллы размером 0.05-0.25 см (рис. 1), часто собранные в группы, образуя параллельные или почти параллельные сростания десятков мелких индивидов. Иногда отмечались мелкие идиофорфные кристаллы кераргирита на поверхности зерен акантита. Помимо



кристаллов также образует почковидные и восковидные массы. Цвет поверхности индивидов весьма разнообразен – от белого и светло-серого с буроватым, реже сиреневатым оттенком до темно-серого, иногда почти черного. Характерен восковой, жирный блеск. Однако при раздавливании минерала иглой все зерна обнаруживают серебристо-белую сердцевину с металлическим или алмазным блеском. Часто на гранях кристаллов отмечаются следы разъедания в виде мелких кавернозных углублений.

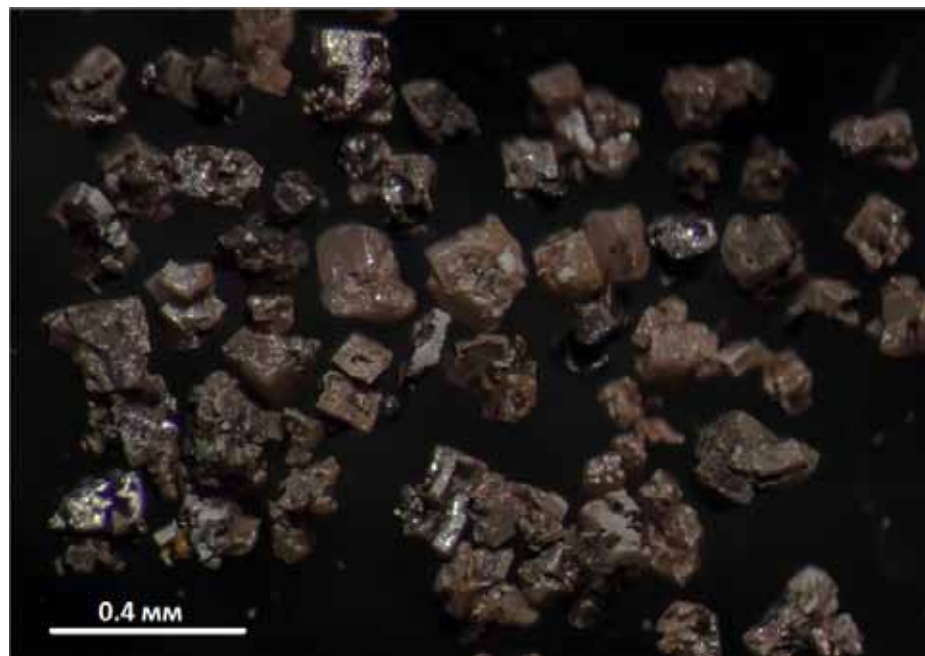


Рис. 1. Кристаллы кераргирита и их сростки.

Таблица 1. Типичные химические составы проанализированных кераргиритов.

№ обр.	Ag	Cl	Br	Cd	Te	I	Сумма
5.1	75.09	20.08	–	4.82	–	–	100
5.2	72.78	19.88	4.40	2.93	–	–	100
5.4	72.70	23.95	2.63	0.72	–	–	100
5.7	69.86	21.48	4.51	4.15	–	–	100
5.9.	71.73	22.65	0.64	3.55	0.72	0.72	100
5.11	69.75	23.32	2.04	4.89	–	–	100
8.2	74.65	21.93	0.37	3.05	–	–	100
8.4	64.53	12.62	18.81	2.48	0.77	0.79	100
8.5	67.29	15.23	14.31	2.05	1.13	–	100
8.6	72.88	22.58	–	4.54	–	–	100
8.9	72.34	21.06	3.68	2.92	–	–	100
8.11	72.75	23.57	–	2.61	1.07	–	100
9.1	71.53	20.57	6.40	–	1.50	–	100
9.2	71.24	23.98	0.63	2.85	0.63	0.67	100
9.3	71.84	24.44	0.61	2.50	–	0.6	100
9.4	72.45	23.74	–	3.01	0.80	–	100
9.7	69.26	21.36	5.80	2.33	0.68	0.57	100

Химический анализ образцов кераргирита с помощью электронного микроскопа Jeol 6380LW с системой количественного энергодисперсионного анализа «Inca» (ВГУ, аналитик С.М.Пилюгин) показал, что содержания основных его компонентов колеблются в следующих пределах: серебро – 64.53 -75.09 %, хлор – 12.62-24.49 % (табл. 1). Большая часть анализов также показала значительные содержания брома – 0.6-6.4 %, в единичных случаях даже 14.31 % и 18.81 %, что позволяет отнести такие индивиды к редкой бромсодержащей разновидности кераргирита – эмболиту. В семи из тридцати исследованных образцов примеси

брома не обнаружены. Помимо брома, практически для всех зерен характерны значительные содержания кадмия – 0.72-4.79 %. Кроме того, характерными примесями являются теллур – 0.68-1.50 % и, реже, йод – 0.6-0.79 %.

Вопрос о происхождении кераргирита Милоградовского рудопроявления остается открытым. Обще-принятым считается, что упомянутый минерал образуется при взаимодействии с хлорсодержащими просачивающимися поверхностными водами в зонах окисления серебряных месторождений. На наш взгляд для Милоградовского рудопроявления такой вариант представляется маловероятным. Указанная проблема является предметом особого обсуждения и в данной заметке не рассматривается.

Наиболее распространенной формой серебряной минерализации Милоградовского рудопроявления является акантит. Образует выделения неправильной формы, скелетные, редко дендритовидные, заполняет микротрещинки в кварце. Обладает характерным графитово-черным цветом и металлическим блеском.

Химический анализ образцов акантита показал следующие содержания основных компонентов: Ag – 75.19-87.39 %, S – 12.61-18.89 % (табл. 2). Наиболее типичной примесью является цинк (0.81-2.92 %), обнаруженный в двадцати проанализированных зернах из двадцати семи. В некоторых зернах присутствуют железо (0.28-0.57 %), медь (0.37-0.5 %), свинец (1.06-1.23 %). В единичном случае отмечено высокое содержание сурьмы – 8.81 %.

Таблица 2. Типичные химические составы проанализированных акантитов.

№ обр.	Ag	S	Zn	Fe	Pb	Sb	Cu	Сумма
1	82.08	16.59	1.33	–	–	–	–	100
3	78.90	18.89	2.21	–	–	–	–	100
13	83.80	15.56	0.64	–	–	–	–	100
14	84.24	15.76	–	–	–	–	–	100
15	81.66	16.51	1.83	–	–	–	–	100
17	82.40	14.36	1.64	0.37	1.23	–	–	100
18	81.84	15.63	2.54	–	–	–	–	100
19	81.48	16.38	1.76	0.37	–	–	–	100
20	80.54	17.50	1.55	–	–	–	0.41	100
21	83.18	15.51	0.81	–	–	–	0.50	100
22	80.01	16.64	3.35	–	–	–	–	100
23	75.19	16.00	–	–	–	8.81	–	100
24	80.18	17.87	1.58	–	–	–	0.37	100
25	79.99	17.27	2.45	0.28	–	–	–	100

При изучении акантита под электронным микроскопом выявлена интересная особенность – значительная часть зерен имеет ядро, сложенное маложелезистым сфалеритом (0.3-0.5 % Fe), либо содержит мелкие сфалеритовые включения (рис. 2). Этот факт говорит о том, что акантит формировался на заключительных стадиях рудного процесса.

Для золота Милоградовского рудопроявления характерно чрезвычайное разнообразие форм (рис. 3). Широко распространены выделения неправильной формы: комковидные, пластинчатые, крючковатые, скелетные, губчатые, скрученно-нитевидные (часто в сростаниях с акантитом). Реже отмечаются дендритовидные и проволоковидные образования, в единичных случаях – идиоморфные кубические кристаллы (размером 0.05 мм). Часто отмечается зональность, обусловленная наличием зон с различной пробностью золота. Повехность зерен обычно неровная, изъеденная, с многочисленными углублениями, часто покрытая черными налетами сульфидов серебра. Иногда золото покрыто бурой железистой «рубашкой» и тогда оно может попадать в магнитную фракцию.

Химический состав проанализированного золота обнаруживает бимодальное соотношение золота и серебра. Присутствуют как разности содержащие 70-80 % Au и 20-30 % Ag, так и наоборот – 20-30 % Au против 70-80 % Ag (кюстелит). Такое соотношение золота и серебра требует отдельного рассмотрения.

Особенности химического состава всех вышеописанных минералов свидетельствуют о сложности и многостадийности процесса рудогенеза, изучение которого находится в самом начале.

Работа выполнена при финансовой поддержке ЗАО «Приморзолото».

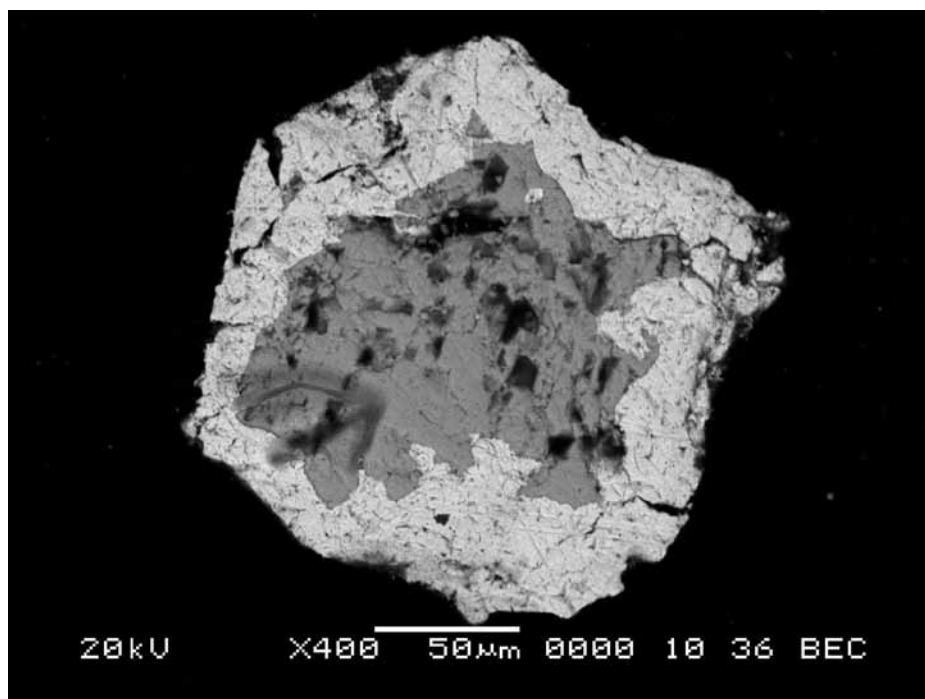


Рис. 2. Зерно акантита (светлое) со сфалеритовым ядром (темное).

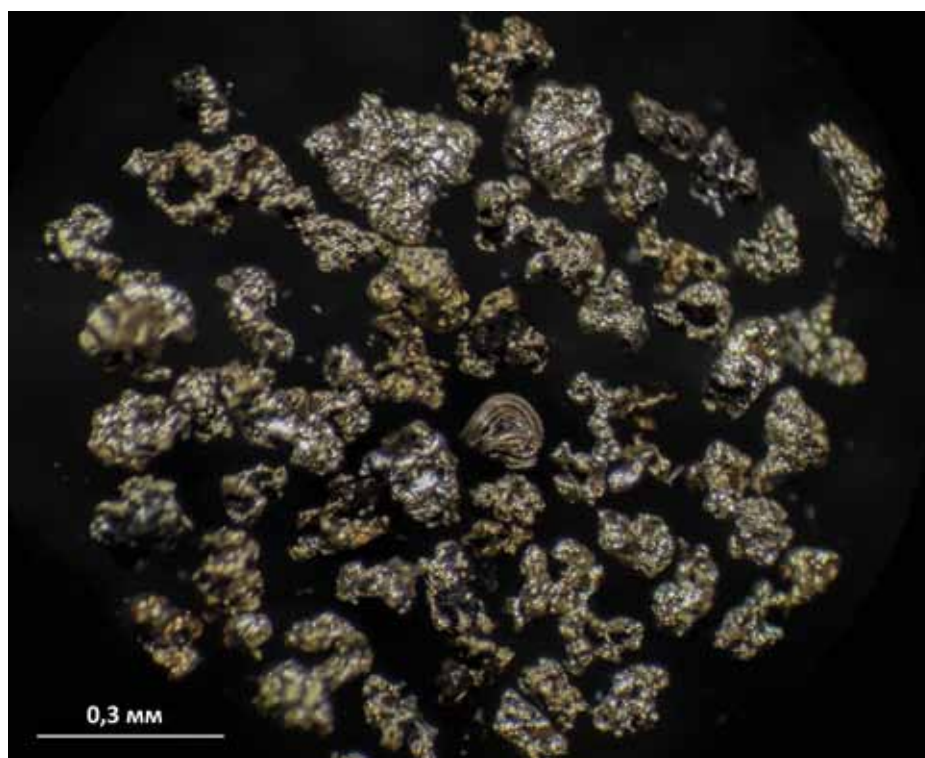


Рис. 3. Разнообразие морфологии выделений золота.

### Список литературы

1. Сахно В.Г., Акинин В.В. // ДАН. 2008. Т. 418. № 2. С. 226-231.
2. Сахно В.Г., Ростовский Ф.И., Аленичева А.А. // ДАН. 2010. Т. 433. № 2. С. 219-226.
3. Сахно В.Г., Кузнецов А.Ю., Баринов Н.Н. // ДАН. 2014. Т. 454. № 5. С. 570-574.

## НОВЫЙ ПРОМЫШЛЕННО-ГЕНЕТИЧЕСКИЙ ТИП ЗОЛОТОРУДНОЙ МИНЕРАЛИЗАЦИИ НА ПОКРОВСКОМ МЕСТОРОЖДЕНИИ ПРИАМУРЬЯ

Радомский С.М.<sup>1</sup>, Радомская В.И.<sup>2</sup>

Институт геологии и природопользования ДВО РАН, Благовещенск, <sup>1</sup> rsm@ascnet.ru, <sup>2</sup> radomsкая@ascnet.ru

Геологическое строение Покровского золоторудного месторождения определяется его приуроченностью к палеовулканической структуре, рамой для которой являются раннемеловые граниты и верхнеюрские осадочные образования. По классификации Н.В. Петровской, оруденение относится к убогосульфидной близповерхностной формации месторождений золота, его золотому подтипу, связанному с вулканогенными формациями [4]. Покровское золоторудное месторождение находится в пределах Монголо-Охотского золотоносного пояса Приамурской рудной провинции в восточном обрамлении Гонжинского выступа метаморфических пород докембрия Буреинского террейна на юго-восточном фланге Сергеевского гранитоидного массива. Оно тесно связано с формированием локальной Тыгда-Улунгинской вулканоструктуры, принадлежащей системе широтного Умлекано-Огоджинского вулканического пояса. Месторождение выявлено в семидесятых годах XX века и характеризуется разломами различной ориентировки. На месторождении выявлены 7 рудных тел: Главное, Новое, Зейское, Молодёжное, Озёрное, Западное и Восточное расположенных на площади 9 кв. км. Они характеризуются средним содержанием золота 7-8 г/т, серебра 6-11 г/т. Руды Покровского месторождения имеют среднее содержание сульфидов около 0.5 % [3]. К настоящему моменту заканчивается промышленная отработка рудных тел месторождения методом кучного выщелачивания и из недр уже извлечено 50 т золота – минимальное количество из оценённых запасов. За счёт поисковых работ на флангах месторождения планируется увеличить ресурс золотодобычи на 30-50 %.

В результате проведения оценочных и разведочных работ на флангах Покровского рудного поля в 2005-2009 г. изучены своеобразные золотосодержащие отложения в интервале концентраций 1.72-9.80 г/т, которые представлены грубообломочными слабосцементированными и плохо-сортированными брекчиями. Золото находится в них в металлической форме, характеризуется новыми физико-химическими свойствами и обладает высокой степенью технологического извлечения, что и позволяет выделить новый промышленно-генетический тип золотого оруденения, названный первооткрывателями золотосодержащими фангломератами [1].

Целью работы явилось изучение форм нахождения благородных металлов (БМ): Ag, Pt, Au и их концентраций в отложениях, поверхностных водах Покровского месторождения, а также в синтетических физико-химических системах.

### Материалы и методы исследования

Под ионными формами БМ понимаются электрически заряженные частицы – группы атомов, возникающие при потере или присоединении электронов. Минеральные формы БМ представляют собой обособленные фазы с кристаллическими решётками и определённым химическим составом элементарных ячеек. Валовое содержание Ag, Pt, Au включает концентрации ионных и минеральных форм и анализировалось из навесок минерального сырья массой 10 г методом атомно-абсорбционного анализа, по III категории точности, максимальная погрешность определения БМ  $\pm 30$  %. Ионные формы определялись после разрушения кремнекислородного каркаса образцов плавиковой кислотой, отгонке кремния в виде  $\text{SiF}_4$ , растворении сухого остатка в горячем растворе 3 М HCl и экстракцией смеси 0.025 М растворов пара-алкиланилина и ди-2-этилгексилдитиофосфорной кислоты в толуоле, с последующим электротермическим атомно-абсорбционным анализом.

### Результаты и обсуждения

По своим физико-химическим свойствам БМ проявляют устойчивость к окислению, склонность к комплексообразованию и восстановлению в любых природных системах, где элементом связи между её компонентами является вода, а массовые доли отображаются соотношениями:  $1 \text{ ppb} = 1 \text{ мг/т} = 0.001 \text{ г/т} = 10^{-9} \approx (1-2) \cdot 10^{-10} \text{ моль/дм}^3$ . Большинство месторождений БМ образовались из горячих гидротермальных растворов. Вода – основной компонент гидротермального флюида экстрагировала из расплавов магматических пород БМ, концентрации которых достигали значений  $8 \cdot 10^{-2} \text{ моль/дм}^3$  при температурах порядка 1700 К и давлении 1000 МПа. В продуктивную стадию при остывании гидротермальных растворов, осуществлялось образование мелкодисперсных интерметаллических минералов группы БМ основной размер-

ности 1-5 мкм и происходило уменьшение концентраций БМ до значений  $1 \cdot 10^{-8}$  моль/дм<sup>3</sup> при температуре 470 К и заканчивалось истощением золотосодержащего флюида и уменьшением его объёма. При образовании россыпи БМ концентрация в поверхностных водах уменьшается до характерных значений –  $2.5 \cdot 10^{-10}$  моль/дм<sup>3</sup>. Водная миграция является основной для группы БМ. В межень концентрации БМ в стоке составляют – 0.01 мг/т, в паводок 1-3 мг/т, а в донных отложениях – 0,1-20 г/т. В качестве комплексообразователей в природных водах могут быть ионы  $[\text{OH}]^-$ ,  $[\text{Cl}]^-$ ,  $[\text{Br}]^-$ ,  $[\text{I}]^-$ ,  $[\text{SH}]^-$ ,  $[\text{S}]^{2-}$ ,  $[\text{S}_2\text{O}_3]^{2-}$ ,  $[\text{SO}_3]^{2-}$ ,  $[\text{SO}_4]^{2-}$ ,  $[\text{H}_3\text{O}]^+$ , которые при взаимодействии с ионами БМ образуют термодинамически выгодные устойчивые соединения. Поверхностные воды Верхнего Приамурья относятся к щелочному гидрокарбонатному типу, имеют *pH* 7-8 и малую ионную силу  $I = 0.0034$  моль/кг  $[\text{H}_2\text{O}]$ , поэтому при термодинамических расчётах величины активностей химических компонентов могут быть заменены их молярными концентрациями – моль/дм<sup>3</sup>. Основные ионы в поверхностных водах имеют следующие средние концентрации (мг/дм<sup>3</sup>): 140  $[\text{HCO}_3]^-$ ; 7  $[\text{Ca}]^{2+}$ ; 20  $[\text{Cl}]^-$ ; 12  $[\text{SO}_4]^{2-}$ ; 0,7  $[\text{Br}]^-$ ; 1,0  $[\text{I}]^-$ ; 10,0  $[\text{O}_2]^0$ , 0,1  $[\text{O}_3]^0$ .

Месторождения вулканогенного типа обычно обладают разнообразной морфологией рудных тел и достаточно сложным минеральным составом руд. Средние соотношения значений ионных и валовых содержаний, выраженных в (%) для рудных тел Покровского месторождения: – Ag (55.98 %) > Pt (11.99 %) > Au (4.96 %). На месторождении количество ионного золота в первичных рудах достигает – 0.9 %, а в окисленных – 3.1 % [4]. Рудные тела Покровского месторождения находятся под чехлом аллювиально-делювиальных отложений сазанковской свиты и четвертичных отложений различной мощности, с проявлениями сезонной и многолетней мерзлоты не образующих сплошного покрова они неоднородны по структуре, содержат обломки пород различных размеров и имеют выраженную вертикальную и горизонтальную зональность по концентрации БМ.

Все выявленные рудные залежи в фангломератах расположены на контакте с рудными телами фундамента. По форме залегания это лентовидные уплощённые, местами с корытообразными раздувами, этажно-расположенные тела, часто перекрывающие друг друга в плане и быстро выклинивающиеся на удалении от коренных источников. Струйное лентовидное и линзообразное, повторяющее погребённый рельеф, распределение рудных обломков свидетельствует о присутствии гравитационной сортировки гидрохимических ореолов рассеивания рудных тел, оконтуренных водоразделами. Возраст этих отложений по результатам спорово-пыльцевого анализа датируется верхами нижнего мела [1].

Геохимические ореолы рассеивания рудных тел отчётливо оконтуриваются на геохимических барьерах – температурном, окислительно-восстановительном, кислотном-основном, адсорбционном и водно-солевом. Для оценок распределения по ним можно использовать кларк БМ в земной коре или фоновое значение концентраций в природном объекте [2].

Основная масса фангломератов представлена слабосцементированными брекчиями на глинистом и глинисто-железистом цементе окисленных пород рудного поля; интрузивов, вулканитов, песчаников, алевролитов, кварца, кварцевых и карбонатных метасоматитов при резком преобладании гранитов и туфов. По всей толще интенсивно проявлены гипергенные процессы, характерные для зоны окисления коры выветривания. Глинисто-слюдистая составляющая заполнителя достигает 10-15 % и состоит из разрушенных перетёртых минералов каолина, лимонита, хлорита, серицита, гематита и гидроксидов марганца. В песчаной фракции заполнителя преобладают зёрна кварца и полевых шпатов. Основными минералами фангломератов являются кварц 40-50 % и полевые шпаты 30-35 %, в значительных количествах присутствуют карбонаты (кальцит, анкерит – до 10-12 %), гидроксиды железа (лимонит, гётит, гидрогётит – до 10%) и глинисто-гидрослюдистые образования – 10-15 % [1].

Актуально изучение сорбционных свойств природных неорганических сорбентов, устойчивых к действию высоких температур, окислителей и многократных переотложений (по типу сорбция-регенерация). Одним из таких сорбентов является природный кварц, как «сухой», полученный при высокотемпературных условиях синтеза, так и гидратированный, полученный в гидротермальном синтезе. Нами изучалась сорбция в статическом варианте при соотношении минерал/раствор = 1:100. Было выявлено, что изотермы адсорбции  $\text{Au}^+$ ,  $\text{Ag}^+$ ,  $\text{Pt}^{2+}$ ,  $\text{Pd}^{2+}$  имеют классический Лэнгмюровский вид и степень поглощения благородных металлов  $\approx 50$  %. Для  $\text{Au}^{3+}$  степень адсорбции увеличивалась до  $\approx 80$  %, вследствие более высокого электрического заряда комплексного иона золота. В области низких концентраций БМ на гидратированных образцах кварца наблюдаются максимумы адсорбции (перегибы на графике) в области концентраций  $\sim 1$  г/т. Это происходит вследствие различной энергетики адсорбционных центров «сухого» кварца  $[\equiv\text{Si}-\text{O}]^-$  и гидратированного  $[\equiv\text{SiOH}]$ , которые не являются равноценными. Окисленные формы БМ имеют свою окраску: ион  $\text{Ag}^+$  имеет окраску от белого до чёрно-коричневого, ион  $\text{Au}^+$  имеет синюю и

фиолетовую окраску, ион  $Au^{3+}$  имеет жёлто-бурую окраску, ион  $Pt^{2+}$  имеет тёмно-бурую окраску, ион  $Pd^{2+}$  имеет вишнёвую окраску. С увеличением концентрации ионов, как в растворах, так и в твёрдой фазе интенсивность окраски усиливается. Кроме того, в восстановительной среде образуются мелкодисперсные частицы металлического золота, поверхность которых имеет окисленную плёнку, состоящую из 2-3 слоёв атомов ионного золота ( $Au^{3+}$ ,  $Au^+$ ), которые также окрашены в зависимости от размеров плёнки и имеют все оттенки цветового спектра от фиолетовых до красных и чёрных включительно. Собственную окраску ионов БМ усиливают также хромофорные группы. В природной среде они имеют как органическое, так и неорганическое происхождение. Ионы основных примесных элементов также окрашены и важнейшими из них являются  $Fe^{2+}$  и  $Fe^{3+}$  которые создают окраску от жёлто-зелёных до красно-бурых оттенков. Как «сухая», так и гидратированная формы кварца и минералов, содержащих группу  $SiO_2$ , все они являются для ионов БМ геохимическим барьером, имеющим определённую сорбционную ёмкость на активированных центрах адсорбции. При изменении физико-химических показателей среды (давление, температура, кислотно-основная и окислительно-восстановительные потенциалы) эти центры могут стать зародышами в процессе кристаллообразования минералов самородного золота. Образующиеся, таким образом, коллоидные мелкодисперсные частицы минералов самородного золота имеют собственную окраску в зависимости от своих геометрических размеров во всём диапазоне видимого спектра.

Состав обломков также определяет окраску пород и косвенно указывает на условия осадконакопления. Там где фангломераты имеют красноватый облик – в обломочной фракции присутствует значительная доля глыб и щебня гранитного состава формировавшегося в условиях суши. В разновидностях зеленоватых тонов, преобладают вулканиты, окраска которых указывает на формирование осадконакопления в закисной водной среде, которым соответствовали затопленные пониженные участки древнего рельефа. Везде, где фангломераты в значимых количествах (свыше 5 %) содержат обломки рудного кварца и кварцевых метасоматитов для них характерно присутствие фиолетового, сиреневого или вишнёвого оттенков, что вероятно обусловлено наличием буро-красного охристого материала в полостях выщелачивания кремнезёма [1].

Концентрации ионных форм БМ в верхних горизонтах рыхлых отложений могут достигать средних значений по месторождению, при незначительной мощности своих проявлений. Горизонтальная зональность распределения БМ в верхних слоях отложений характеризуется градиентом концентраций над зонами рудных тел. По векторам нормали по отношению к рудному телу концентрации золота убывают до значений 0,05 г/т, являющегося границей рудного поля Покровского месторождения. Границы вытягиваются в направлении естественного стока поверхностных вод. За пределами рудного поля концентрации золота в почве убывают до значений региональных кларков 0,01 г/т и коррелируют с кларками в осадочных породах по данным различных авторов 0.007-0.015 г/т [3].

## **Заключение**

Таким образом, в области существования первичных руд происходит растворение БМ с образованием халькогенных комплексных соединений, которые самопроизвольно начинают мигрировать из рудного тела в водной среде в направлениях противоположных градиентам концентраций БМ. При вертикальной миграции происходит смена окислительно-восстановительных условий, обусловленных влиянием атмосферного кислорода на поверхностные воды, вследствие которого  $Eh$  возрастает. Концентрации ионных форм БМ связаны со значениями  $E^\circ$  уравнением Нернста и возрастают при увеличении активностей органических и минеральных лигандов. Работа сил испарения влаги при восходящей миграции БМ повышает их концентрации в поверхностных слоях почв, в результате над выходами рудных тел концентрации ионов БМ достигают средних значений, характерных для руд месторождения и уменьшаются от центра к периферии.

## **Выводы**

Новый промышленно-генетический тип золоторудной минерализации на Покровском месторождении Приамурья связан с миграцией ионных форм благородных металлов в гидрoхимических ореолах рассеивания рудных тел и их восстановлением на силикатных адсорбционных геохимических барьерах.

## **Список литературы**

1. Дюжев С.В. Новый промышленно-генетический тип золотого оруденения на флангах Покровского рудного поля (Приамурье) // Вопросы геологии и освоения природных ресурсов Вост. Азии: II Всерос. науч. конф. Сб. докл. Благовещенск: ИГиП ДВО РАН, 2012. С. 92-94.

2. Радомский С.М., Радомская В.И. Геохимические аспекты поиска месторождений благородных металлов по их концентрациям на физико-химических барьерах ореолов потоков рассеивания рудных тел // Руды и металлы. М., ЦНИГРИ, 2011. № 3-4. С. 140.
3. Радомский С.М., Радомская В.И. Благородные металлы в поверхностных водах и рыхлых отложениях Покровского месторождения (Верхнее Приамурье) // Вопросы геологии и освоения природных ресурсов Вост. Азии: II Всерос. науч. конф. Сб. докл. Благовещенск: ИГиП ДВО РАН, 2012. С. 237-240.
4. Радомский С.М., Радомская В.И. Минералообразование благородных металлов на Покровском золоторудном месторождении Приамурья // Горный информационно-аналитический бюллетень. Изд-во «Горная книга». 2013. № 2. С. 42-45.

## ЭВОЛЮЦИЯ СУЛЬФИДООБРАЗОВАНИЯ В ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ ИСТОРИИ ЗЕМЛИ

Смолькин В.Ф., Ткачев А.В.

ГГМ РАН, Москва, v.smolkin@sgm.ru

Ранее на основе комплексного анализа Базы данных крупных и суперкрупных месторождений (КСКМ) важнейших видов полезных ископаемых установлено четыре завершённых глобальных цикла металлогенической эволюции Земли – *кенорский* (> 2.5 млрд. лет), *колумбийский* (1.8-2.5 млрд. лет), *родинийский* (0.9-1.8 млрд. лет) и *пангейский* (0.2-0.9) млрд. лет, а также текущий *амазийский* цикл [ 1 ]. Для анализа интенсивности сульфидного рудообразования в рамках выявленной цикличности были привлечены данные с интегральными ресурсами Ni более 0.5 млн т при средних содержаниях Ni выше 0.45 %. Таким критериям отвечают 69 объектов в сумме содержащих 212.0 млн. т металла (рис.).

Доля **кенорского цикла** в суммарном ресурсном потенциале КСКМ составляет 5.4 %. Эта доля возрастет до 14.3 %, если рассматривать только высокотехнологичные сульфидные руды магматического генезиса. Наиболее древними (~3.5 млрд. лет) являются месторождение Бон-Аккорд и проявление Бон-Аккорд-Уэст (пояс Барбертон). Последнее является уникальным по минеральному составу (оксиды и силикаты с примесью сульфидов и боратов никеля) и аномально высокому содержанию никеля (10-36 % NiO), но с низкими ресурсами (~20 т).

В период 2.95-2.90 млрд. лет были сформированы промышленные месторождения в пределах кратонов Йилгарн и Пилбара Австралии, связанные с комплексами коматиитов и комагматических им интрузий. В первых оцененный потенциал часто превышает 0.1 млн. т Ni, а в самом крупном, Маунт-Виндарра в Истерн-Голдфилдз, он достигает 0.18 млн т.

Сопоставимыми по размеру и качеству руд, но более молодыми (2.86 млрд. лет), являются залежи в коматиитах на кратоне Сан-Франсиску – Форталеза-де-Минас (О'Тул). Около 2.7 млрд. лет были образованы богатые месторождения в коматиитах зеленокаменного мегапояса Норсеман-Виллуна (Камбалда, Маунт-Кит и др.). Пять крупномасштабных месторождений данного мегапояса содержат 90 % суммарного потенциала всех аналогичных по типу объектов (более 30) данной структуры.

Близкие по возрасту месторождения, но с относительно низкими потенциалами, известны в зеленокаменных поясах кратонов Супериор и Зимбабве. В пределах Великой Дайки (2.58 млрд. лет) известны сульфидоносные горизонты с запасами 5.4 млн. т при содержании 0.21 % Ni. Возможно неоархейскими являются крупные по запасам залежи в интрузиях поля Селеби-Пикве (пояс Лимпопо).

**Колумбийский цикл** в потенциале всех КСКМ обеспечивает 15.3 % ресурсов Ni, в потенциале только сульфидных КСКМ – 40.4 %. В начале данного цикла были сформированы промышленные сульфидные месторождения Ni в Мончеплутоне (2.5 млрд. лет) Кольского кратона, представленные частично отработанные жильными и гнездовыми рудами, а также приподошвенными пластовыми вкрапленными рудами [ 2 ].

В середине цикла был сформирован Бушвельдский комплекс с крупными и гигантскими ресурсами целого ряда видов сырья. Приуроченные к нему стратиформные залежи Cu-Ni руд (Платриф и др.) имеют низкие концентрации полезных компонентов (0.15-0.41 % Ni, 0.06-0.2 % Cu). Вблизи Бушвельдского комплекса залегает небольшая расслоенная интрузия Уиткомст, в которой отрабатываются относительно бедные (0.55 % Ni) сульфидные руды крупного месторождения Нкомати. Близкими по времени и по типу являются залежи Санта-Рита на кратоне Сан-Франсиску.

На завершении палеопротерозоя (1.98 млрд. лет) сформировались месторождения Печенгского рудного поля, приуроченные к дифференцированным субвулканическим интрузиям габбро-верлитового состава,

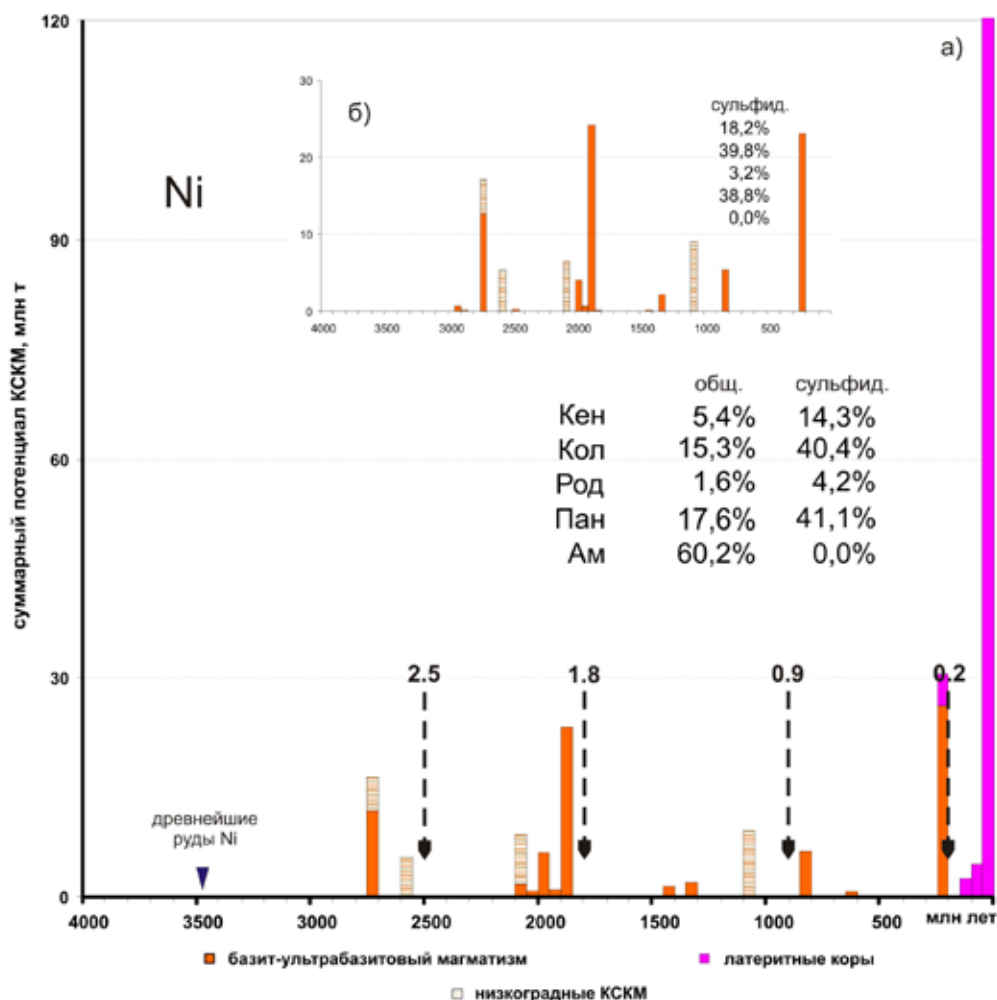


Рис. Распределение суммарных потенциалов КСКМ никеля по металлогеническим циклам с дифференциацией по условиям образования.

(а) Циклы: Кен – кенорский, Кол – колумбийский, Род – родинийский, Пан – пангейский, Ам – амазийский. Доли в процентах по циклам даны: в первом столбце с учетом как сульфидных, и силикатно-оксидных руд, а во втором – только для сульфидных руд.

Вставка (б): сводные данные по месторождениям сульфидных руд мира, включающие не только КСКМ, но и объекты меньших масштабов оруденения [3].

генетически связанными с высокотитанистыми ферропикритами [ 2 ] . Несколько позже (1.92-1.88 млрд. лет) на Канадском щите, в зоне сочленения Транс-Гудзонского пояса и кратона Супериор, сформировались месторождения, связанные с низкотитанистыми коматиит-базальтовыми вулканитами (Раглан) и субвулканическими интрузиями (Томпсон).

В свекофенском поясе Балтийского щита в это же время в связи с гидротермальной деятельностью в морской впадине с черносланцевым профилем седиментогенеза сформировались бедные полиметаллические руды поля Талвивара (0.22 % Ni, 0.46 % Zn, 0.13 % Cu), которые эксплуатируются с применением метода биовыщелачивания.

На завершении колумбийского цикла сформировался крупнейший комплекс Садбери, происхождение которого связано с импактным событием. Этот никелевый, второй по масштабу в мире гигант имеет долю в суммарном потенциале КСКМ своего цикла 65 %. Вероятно месторождения Кингашской группы в Восточно-Саянском поясе также относятся к этому циклу, но из-за интенсивного метаморфизма материнских пород и руд их возраст и металлогенический тип корректно не установлены.

**Родинийский цикл** имеет наименьший ресурсный потенциал КСКМ никеля: 1.6 % от общей суммы, 4.2 % от сульфидной части. С ним связаны месторождения, приуроченные к дифференцированным интрузиям габбро-троктолитов (Войсиз-Бэй) и дунит-перидотитов (Кабанга).



Ресурсы более позднего габбро-троктолитового комплекса Дулут вдвое больше суммарного потенциала этих двух КСКМ, но представлены очень бедными рудами (0.2 % Ni). В нем добывались только самые богатые части с небольшим объемом руд. В том же районе выявлены мелкие интрузии-сателлиты, в одной из которых залегают массивные и брекчиевидные руды с содержаниями 2.1-6.1 % Ni и 2.2-4.2 % Cu (месторождение Игл). Близкая по возрасту интрузия Нибоу-Бейбл в блоке Масгрейв (Австралия), сложенная габброноритами, содержит значительные ресурсы металла (1 млн. т), но при низких содержаниях Ni (0.3 %).

Доля **пангейского цикла** составляет 17.6 % в общем потенциале и 41.1 % в потенциале сульфидных руд КСКМ никеля. В начале цикла был сформирован третий по масштабу в мире промышленный никелевый комплекс Цзиньчуань, дифференцированный от дунитов до оливиновых пироксенитов и приуроченный к рифтогенной структуре на краю Сино-Корейского щита.

В период 0.25 млрд. лет был сформирован крупнейший рудный комплекс Норильско-Талнахского района (Норильск-1, Талнах, Октябрьское и др.). Рудоносными являются внедрившиеся в зоне Хараелаского рифта субвулканические силлообразные интрузии, дифференцированные от оливиновых пикритов до габбродолеритов.

В связи с платобазальтами поздней перми (0.26 млрд. лет) в магматической провинции Эмейшань палеорифта Панжихуа-Сичан на платформе Янцзы сформировались мелкие и средние по ресурсам сульфидные месторождения в дифференцированных вебстерит-габбровых интрузиях.

В триасе, в краевой зоне Монголо-Охотского пояса вблизи границы с Сино-Корейским щитом сформировалось крупное месторождение Хунцилин № 7, приуроченное к интрузии норит-перидотит-ортопироксенитового состава.

В палеозойских подвижных поясах Центральной Азии (Китай и Казахстан) залегают базит-ультрабазитовые комплексы с Cu-Ni оруденением. Часть месторождений отрабатываются, но руды бедные (< 0.6 % Ni, < 0.5 % Cu), а масштаб не превышает среднего. В Деламерском орогене на о. Тасмания выявлено месторождение Эйвбери (ресурсы около 0.1 млн т металла), руды которого возникли при перетолжении первичной рассеянной минерализации в базит-ультрабазитовых породах под воздействием наложенных растворов, циркуляция которых вызвана внедрением более поздних гранитоидных интрузий.

На завершении пангейского цикла, в поздний триас-раннюю юру, были сформированы на Среднем и Южном Урале латеритные коры выветривания с залежами силикатно-оксидных никель-кобальтовых руд (Буруктальское и др.).

Все КСКМ никеля **амазийского цикла** имеют латеритную природу. Их суммарный потенциал составляет 60.2 %. Это почти вдвое превосходит потенциал всех остальных циклов вместе взятых. Латеритные руды неоген-четвертичного возраста находятся на континентах и островах в интервале широт  $\pm 20^\circ$  от современного экватора, и формируются за счет выветривания серпентинитов офиолитового комплекса. Вне этой полосы находятся уральские месторождения, относящиеся к предыдущему циклу, и объекты на Балканах (Ржаново, Гури-Куч и др.).

Единичные сульфидные месторождения никеля амазийского цикла известны в интрузиях урало-аляскинского типа (Канадские Кордильеры, Камчатка). Среди них нет крупных, но есть очень богатые: в залежах месторождения Шануч, связанных с небольшой дифференцированной интрузией кортландит-норитового состава позднемелового возраста. Руды содержат свыше 5 % Ni. Аналогичные руды находятся в массиве Кувалорог.

Работа выполнена при поддержке Программы фундаментальных исследований ОНЗ РАН (№2«Рудные месторождения: от генетических моделей к их прогнозу на территории России»).

## Список литературы

1. Ткачев А.В. Глобальные металлогенические циклы Земли // Фундаментальные проблемы геологии месторождений полезных ископаемых и металлогении. Матер. XXI межд. науч. конф. М: МГУ. 2010. С. 169.
2. Смолькин В.Ф., Романюк Т.В. Общая характеристика ресурсов крупнейших месторождений никеля, их типизация и классификация // Наука и просвещение: посвящается 150-летию со дня рождения академика В.И. Вернадского. Екатеринбург: ООО «УИПЦ», 2012. С. 244-272.
3. Hoatson D.M., Jaireth S., Jaques A.L. Nickel sulfide deposits in Australia: characteristics, resources, and potential // Ore Geology Reviews, 2006. V. 29. P. 177-241.



# Геоэкология

## РЕКОНСТРУКЦИЯ НАКОПЛЕНИЯ ЭЛЕМЕНТОВ В ОЗЕРЕ ИМАНДРА КАК ОТРАЖЕНИЕ ДИНАМИКИ КАЧЕСТВА ВОДЫ

Даувальтер В.А., Кашулин Н.А.

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

Исследование химического состава толщи донных отложений (ДО) позволяет восстановить динамику качества воды и ДО для отдельных озер, базируясь на определении фоновых значений содержания различных элементов в ДО и изменений их поступления в течение длительного периода времени. Эти исследования весьма актуальны для территорий с высокоразвитой горнопромышленной индустрией, где существует аномальное распределение элементов вследствие геохимических особенностей и антропогенного влияния на них [9]. Спокойные ненарушенные места аккумуляции ДО могут содержать исторические записи прошлых климатических и геохимических условий, существующих на водосборе водоема. Если могут быть найдены и исследованы достаточно большие по площади и стабильные во времени места осадконакопления (в которых не происходит физических и химических изменений), исследователь может установить химические изменения во времени, и становится возможным установить фоновые значения для данной территории, которые могут быть сравнены с существующими условиями.

Как правило, крупные промышленные предприятия горно-металлургического комплекса Мурманской обл. расположены на водосборах больших озер и водных систем – озерах Имандра, Умбозеро, Ловозеро и озерно-речной системы Пасвик. Эти же водоемы и являются в течение десятков лет основными приемниками сточных загрязненных вод промышленных гигантов. Поэтому исследование вертикального распределения элементов в ДО оз. Имандра позволит реконструировать антропогенную нагрузку на озеро во времени.

Более 80 лет оз. Имандра загрязняется промышленными стоками предприятий и коммунально-бытовыми водами населенных пунктов, что сказалось в значительных преобразованиях химического состава ДО. Сотрудниками ИППЭС КНЦ РАН за четверть века на оз. Имандра было отобрано более 60 колонок ДО. Из всего этого многообразия было выбрано 8 колонок, отобранных в последние 5 лет, для описания динамики аккумуляции исследуемых элементов в ДО озера. Выбранные станции располагаются вблизи основных источников загрязнения, расположенных на берегах Большой Имандры (губы Монче, Куреньга, Белая), – комбинаты «Североникель», «Олкон» и АО «Апатит», в транзитной зоне распространения потоков загрязнения со стоковыми течениями (центр Йокостровской Имандры, биостанция, Зашеечная губа), в месте поступления подогретых вод Кольской АЭС (Молочная губа) и в наименее загрязненной акватории озера (губа Уполокша).

Самые значительные преобразования химического состава в последние 60-80 лет произошли в толще ДО северного плеса Большая Имандра. В поверхностных слоях ДО губы Монче происходит лавинное увеличение концентраций всех исследуемых тяжелых металлов (ТМ) по сравнению с глубокими фоновыми слоями. Концентрации Ni увеличились на три порядка – с 50 до 30000 мг/г (или с 0.005 до 3%), т.е. в поверхностном слое ДО губы Монче содержание Ni превышает кондиционную норму для никелевой руды (рис.). Концентрации Cu здесь возросли на два порядка (с 50 до 6000 мкг/г, или с 0.005 до 0.6%, что сопоставимо с содержанием в кондиционной руде). Увеличение содержания более чем на порядок зафиксировано и для остальных ТМ – Co, Zn, Cd, Pb, As, Hg, Cr, которые являются сопутствующими металлами в медно-никелевой руде. Максимальные концентрации ТМ (кроме As и Hg) отмечаются в самом верхнем 1-см слое ДО, что говорит о том, что антропогенная нагрузка на эту часть акватории озера все увеличивается. Наибольшее содержание As и Hg отмечено в приповерхностном слое 1-2 см ДО, причем концентрация Hg в верхнем слое снизилась в 3 раза. Заметное увеличение содержания большинства ТМ происходит на глубине 7 см ДО и, вероятно, это связано с резким увеличением количества перерабатываемого сырья и выпуска продукции комбинатом «Североникель» почти в 3 раза в 1960 г. после реконструкции комбината и начала переработки привозной норильской высокосернистой руды.

Максимальные концентрации Mn и Fe наблюдаются на глубине 6 см ДО, в поверхностном 5-см слое происходит постепенное снижение содержаний этих металлов, и в верхнем 1-см слое концентрации Fe вернулись на прежний доиндустриальный уровень, а Mn даже стали меньше его в 2 раза (рис.). Увеличение содержания Fe и Mn в ДО связано не только с деятельностью Оленегорского ГОКа, но и комбината «Североникель», т.к. для получения Ni и Cu перерабатываются сульфидные медно-никелевые руды, в которых главными минералами являются такие как пентландит  $(Fe,Ni)_9S_8$ , халькопирит  $CuFeS_2$ , кобальтин

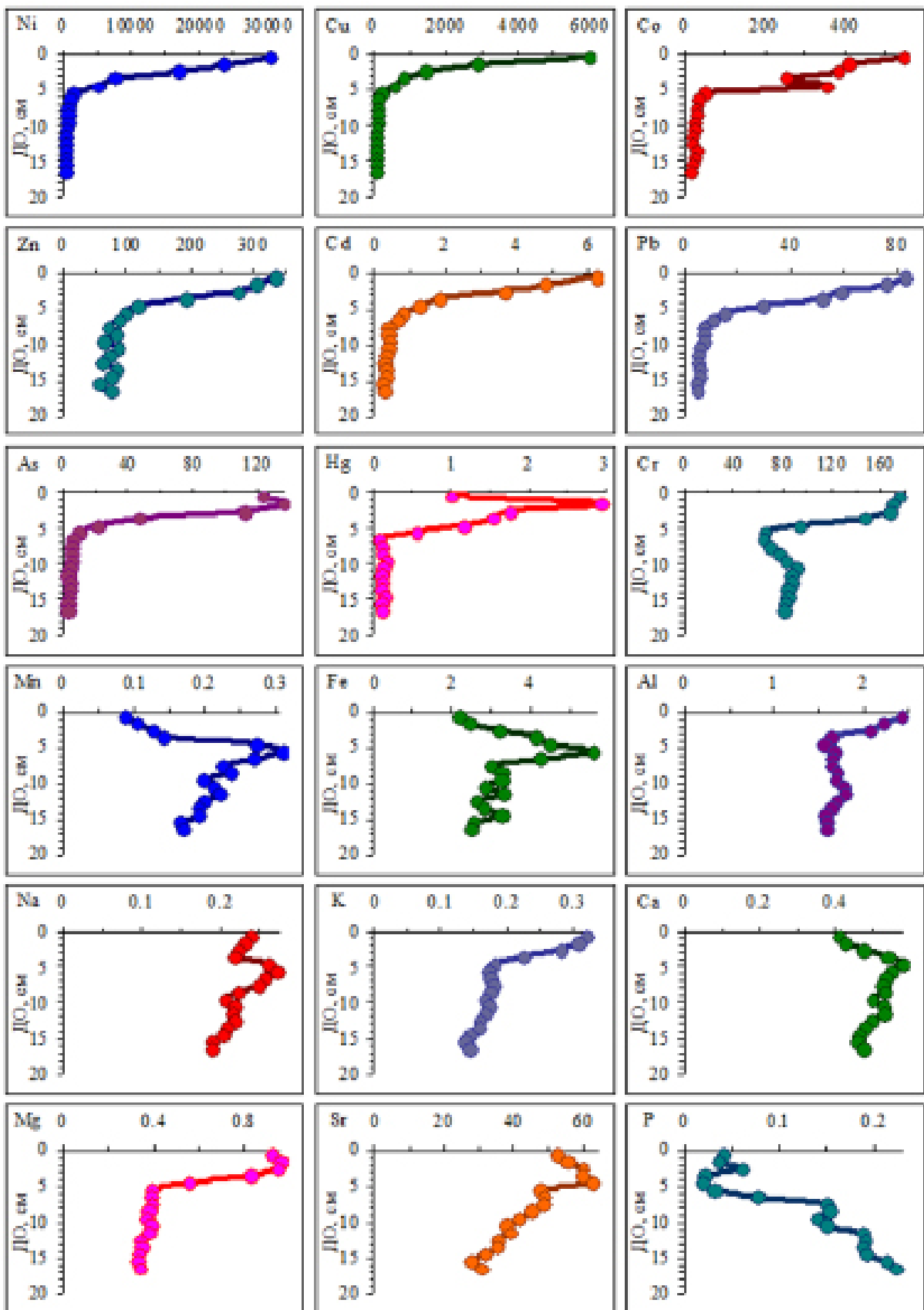


Рис. Вертикальное распределение концентраций элементов в ДО губы Монче.

(Co,Ni)AsS, никелин NiAs, галенит PbS, сфалерит ZnS, хромит  $FeCr_2O_4$  и другие [10], т.е. в их составе, помимо других ТМ, присутствует Fe.

Поведение и содержание Fe и Mn зависит также и от геохимических условий в воде и поровых водах ДО, главным образом от кислотно-щелочных (pH) и окислительно-восстановительных (Eh) условий. Для обоих элементов более высокая степень окисления характерна для нерастворимых форм, в то время как меньшая степень окисления – для растворимых и относительно более свободных от комплексообразования. Например, растворимость гидроокиси Fe(II) на четыре порядка выше растворимости гидроокиси Fe(III). Растворимость гидроокисей Fe зависит также от концентрации ионов водорода, например, растворимость гидроокиси Fe(III) при уменьшении pH с 8 до 6 увеличивается также на четыре порядка [1].

На границе между кислородными и бескислородными условиями (т.е. окислительной и восстановительной обстановки) образуется окислительно-восстановительный геохимический барьер [7], происходит изменение степени окисления Fe и Mn и осаждение их окислов и гидроокислов в виде железомарганцевых конкреций (ЖМК). Первые находки ЖМК в ДО оз. Имандра описаны в одной из наиболее ранних работ, посвященных изучению озера [8]. Находки ЖМК в начале 2000-х гг. были отмечены сотрудниками ИППЭС в средней части губы Монче на глубине 15 м [4]. Найденные конкреции представляют собой железомарганцевую рудную корку коричневого цвета толщиной до 10 мм, которая была локализована в 0-4 мм от поверхности ДО (серый или черный ил).

Процессы эвтрофирования могут усиливать миграцию соединений Mn и Fe в течение года. Зимой во время дефицита  $O_2$  происходит миграция Mn и Fe из ДО в водную толщу, и наоборот, летом, когда наблюдается нормальное насыщение воды  $O_2$ , металлы переходят в окисные формы, выпадают в осадок и осаждаются на дно [5]. В результате редокс-цикла Mn и Fe еще долгое время могут находиться в повышенных концентрациях в верхних слоях ДО [2–6].

По направлению к поверхности ДО Монче губы происходит также увеличение содержания петрогенных элементов, входящих в состав главных породообразующих алюмосиликатных минералов, – Al и щелочных и щелочноземельных металлов Na, K, Mg (а также Sr) (рис.). Исключением является Ca, максимальные значения которого отмечены на глубине 5 см (также как и Na и Sr), но в отличие от других щелочных и щелочноземельных металлов, содержание Ca в поверхностном 1-см слое меньше фонового значения.

Распределение P отличается от всех исследуемых элементов – по направлению к поверхности ДО Монче губы происходит постоянное уменьшение содержания, и в поверхностных слоях оно почти на порядок меньше, чем в глубоких фоновых слоях (рис.).

Распределение элементов в колонках ДО оз. Имандра имеет общие закономерности формирования химического состава. Для определения факторов, имеющих наибольшее влияние на формирование химического состава ДО, проведен факторный (табл.) анализ с использованием пакета Statistica (Version 6.1). При проведении факторного анализа учитывались результаты по 8 колонкам ДО (n=150), т.к. они являются наиболее представительными из всего многообразия отобранных проб ДО за 25-летнюю историю исследований озера сотрудниками ИППЭС КНЦ РАН.

Факторным анализом (табл.) выявлены определяющие факторы, влияющие на формирование химического состава ДО. Этими факторами, главным образом, является влияние промышленных предприятий и коммунально-бытовых стоков на территории водосбора озера. По всем исследуемым ТМ (Cu, Ni, Zn, Co, Cd, Pb, As, Hg) отмечаются высокие отрицательные значения коэффициента в первом факторе (табл.), и вес этого фактора имеет подавляющее преимущество (36%). Первый фактор проявляется также и в положительном коэффициенте «глубины слоя ДО» (т.е. с увеличением глубины ДО происходит уменьшение концентраций элементов). Первый фактор подтверждает предположение, что сточные воды и атмосферные выбросы горно-металлургических предприятий, главным образом, комбината «Североникель», является одним из главных факторов распределения ТМ в толще ДО оз. Имандра в современных условиях. Второй фактор (с весом 26%) объединяет щелочные и щелочноземельные металлы (за исключением Mg), Al и P – элементы, поступающие в озеро в составе сточных вод, главным образом, апатитонефелинового производства. Тем самым, второй фактор подтверждает вывод, что влияние деятельности ОАО «Апатит» сказывается в формировании распределения щелочных и щелочноземельных металлов (за исключением Mg), Al и P, т.е. элементов, входящих в состав минералов апатит и нефелин. Третьим фактором, имеющим сравнительно небольшой вес (11%), являются, вероятно, геохимические (физико-химические) условия, контролирующие процессы формирования химического состава ДО. В пользу этого предположения говорят высокие коэффициенты «глубины слоя ДО» и влажности ДО, а также Mn и Fe – металлов, чутко реаги-

рующих на изменения физико-химических условий в толще воды и ДО, в первую очередь, окислительно-восстановительной обстановки. Вероятно, на распределение Mn и Fe в толще ДО оз. Имандра сказалась деятельность АО «Олкон», особенно, на начальном этапе деятельности предприятия до середины 70-х гг. прошлого столетия, когда было введено 100%-ное оборотное водоснабжение.

Таблица. Факторная модель химического состава толщи ДО оз. Имандра (n=150, r>0.249, p<0.001)

Параметры	Фактор 1	Фактор 2	Фактор 3
Глубина слоя ДО	<b>0.481</b>	0.223	<b>-0.634</b>
Влажность	-0.353	-0.042	<b>0.720</b>
Органический материал	<b>-0.461</b>	0.096	<b>0.317</b>
Cu	<b>-0.884</b>	0.155	-0.149
Ni	<b>-0.950</b>	0.175	-0.134
Zn	<b>-0.793</b>	0.058	0.118
Co	-0.925	0.203	-0.117
Cd	<b>-0.956</b>	0.188	0.050
Pb	<b>-0.927</b>	0.173	0.023
Mn	-0.143	0.076	<b>0.569</b>
Fe	0.032	0.231	<b>0.534</b>
Sr	-0.165	<b>-0.921</b>	0.046
Cr	-0.507	0.581	-0.454
Al	-0.098	<b>-0.904</b>	-0.165
As	<b>-0.862</b>	0.187	0.094
Hg	<b>-0.712</b>	<b>-0.270</b>	-0.192
P	-0.143	<b>-0.937</b>	0.102
K	-0.241	<b>-0.862</b>	-0.170
Na	<b>-0.367</b>	<b>-0.813</b>	-0.053
Ca	-0.201	<b>-0.927</b>	-0.020
Mg	<b>-0.487</b>	0.000	<b>-0.456</b>
Вес фактора, %	36.0	26.4	10.6

### Список литературы

1. Беус А.А., Грабовская Л.И., Тихонова Н.В. Геохимия окружающей среды. М.: Недра, 1976. 248 с.
2. Даувальтер В.А., Моисеенко Т.И., Родюшкин И.В. Геохимия редкоземельных элементов в озере Имандра, Мурманская область // Геохимия. 1999. № 4. С. 376-383.
3. Даувальтер В.А., Моисеенко Т.И., Родюшкин И.В., Кудрявцева Л.П., Шаров А.Н. Миграция и круговорот серы в субарктическом озере Имандра, загрязняющимся стоками горно-металлургического производства // Геохимия. 1999. № 6. С. 626-636.
4. Даувальтер В.А., Ильяшук Б.П. Условия образования железо-марганцевых конкреций в донных отложениях озер в пределах Балтийского кристаллического щита // Геохимия. 2007. № 6. С. 680-684.
5. Моисеенко Т.И., Даувальтер В.А., Родюшкин И.В. Геохимическая миграция элементов в субарктическом водоеме (на примере озера Имандра). Апатиты: Изд-во КНЦ, 1997. 127 с.
6. Моисеенко Т.И., Даувальтер В.А., Родюшкин И.В. Механизмы круговорота природных и антропогенных металлов в поверхностных водах Субарктики // Водные ресурсы. 1998. Т. 25. № 2. С. 231-243.
7. Перельман А.И. Геохимия ландшафта. М.: Высш. шк., 1983. 342с.
8. Рихтер Г.Д. Физико-географический очерк озера Имандра и его бассейна. Л.: Гостехиздат, 1934. 144 с.
9. Förstner U., Wittmann G.T.W. Metal Pollution in the Aquatic Environment. N.Y.: Springer-Verlag, 2<sup>nd</sup> revised edition, 1981. 486 p.
10. Gregurek D., Melcher F., Pavlov V.A., Reimann C., Stumpf E.F. Mineralogy and mineral chemistry of snow filter residues in the vicinity of the nickel-copper processing industry, Kola Peninsula, NW Russia // Miner. Petrol. 1999. V. 65. P. 87-111.

## ВЛИЯНИЕ РЕЛЬЕФА НА МИКРОКЛИМАТ г. АПАТИТЫ И ВОЗНИКНОВЕНИЕ ГОРОДСКОГО «ОСТРОВА ТЕПЛА»

Демин В.И.<sup>1</sup>, Козелов Б.В.<sup>1</sup>, Елизарова Н.И.<sup>2</sup>, Меньшов Ю.В.<sup>3</sup>

<sup>1</sup> ФГБНУ «Полярный геофизический институт», Апатиты, demin@pgia.ru

<sup>2</sup> АМСГ «Апатиты» СЗФ ФГБУ «Авиаметтелеком Росгидромета», Апатиты

<sup>3</sup> ТСЦ ФКУ Упрдор «Кола», Петрозаводск

В климатологии хорошо известно, что температура воздуха внутри городской застройки несколько выше, чем над окружающей сельской местностью: на границе города существует сильный температурный градиент с последующим медленным повышением температуры к центральной его части – так называемый городской «остров тепла». Интенсивность данного явления, оцениваемая как разность температур между центральной частью города и ближайшей сельской местностью, изменяются во времени и пространстве под влиянием метеорологических условий и характеристик города.

Возникновение «острова тепла» происходит из-за модификации подстилающей поверхности городской застройкой, вызывающей изменение теплового баланса городской местности. По этой причине его появление является наглядным примером мезомасштабного изменения климата в результате деятельности человека.

Существует несколько методов изучения городского «острова тепла». Первый из них основан на том, что по мере роста города возрастает масштаб антропогенного воздействия на окружающую среду, интенсивность острова тепла со временем должна усиливаться. Это позволяет диагностировать появление и эволюцию острова тепла по увеличивающейся со временем разнице температур между центральной частью города и его пригородами. Второй способ базируется на анализе распределения температуры воздуха в городе и в пригороде, полученного путем установки множества автоматических метеорологических станций или проведения маршрутных измерений. «Остров тепла» в этих случаях обнаруживается по появлению замкнутых изотерм с горизонтальным градиентом, направленным от окрестностей к центру. Третий метод основан на использовании космических снимков в инфракрасном диапазоне, позволяющим обнаруживать «тепловые острова» по повышенному излучению подстилающей поверхности. Несмотря на то, что тепловое излучение поверхности нелинейно связано с ее температурой и, тем более, с температурой воздуха, прием получил весьма широкое распространение, благодаря доступности космической информации и программных средств для их последующей цифровой обработки.

Исследование городского острова тепла по данным гидрометеорологических станций (ГМС) часто невозможно: метеорологические наблюдения в момент появления города, как правило, отсутствуют; сеть ГМС невелика. Это вынуждает прибегать ко второму и третьему из названных выше методов. Однако в этих случаях возникает непростая задача выделения из множества факторов, способствующих естественной пространственной изменчивости температуры, воздействия именно городской среды. Многочисленные экспедиционные исследования, выполненные в разных регионах, показывают, что основные климатические показатели из-за микроклиматической неоднородности на близких расстояниях могут изменяться сильнее, чем даже при переходе из одной климатической зоны в другую. В этой связи игнорирование особенностей микроклимата, возникающего по естественным причинам, при изучении воздействия города на температурный режим может привести к ошибочной трактовке результатов наблюдений. Ситуация усугубляется тем, что и микроклиматические различия, и городской «остров тепла» проявляются при одних и тех же метеорологических условиях. Данную проблему можно наглядно проиллюстрировать на примере г. Апатиты.

По результатам измерений, выполненных зимой 2014-2015 и 2015-2016 гг., р-он «Академгородка» в г. Апатиты оказался в среднем на 1.4 °С теплее района аэропорта «Хибины» (по данным авиационной метеорологической станции (АМСГ) «Апатиты»). Причем в отдельные моменты разница температур между «Академгородком» и АМСГ увеличивалась до 5-10 °С (ее максимальное зарегистрированное значение составило 13.7 °С). Средняя температура декабря-января в «Академгородке» оказалась выше и при сравнении с ГМС «Апатиты» – на 2.2 °С.

С одной стороны, более теплый по сравнению с периферийными районами центр города может действительно указывать на существование городского «острова тепла» [2]. В этот период года (период полярной ночи и слабой освещенности, когда отсутствует приток солнечной радиации даже на вертикальные стены зданий) возникновение «острова тепла» возможно только за счет рассеивания техногенного тепла.

При разности температур между городом и пригородами, превышающей  $10^{\circ}\text{C}$ , что соответствует «островам тепла» крупнейших мегаполисов мира, явление может свидетельствовать о колоссальных теплозатратах на обогрев города, так как речь идет о той его части, где нет промышленных предприятий. Однако условия, при которых появляется заметная разница между городской зоной и пригородами (зима, ясная и тихая погода), в точности совпадают с метеорологическими условиям, при которых в наибольшей степени проявляется микроклиматическая неоднородность.

Если посмотреть на топографическую карту, легко обнаружить, что г. Апатиты занимает верхнюю часть довольно обширного холма, примерно на 50-60 м возвышающегося над окрестностями. Плотная городская застройка начинается с отметок примерно 155-160 м, а центральная часть города расположена на высотах 180-200 м н.у.м. Наименьшая высотная отметка в исследуемом районе – 126.7 м н.у.м. (урез озера Имандра). При таком перепаде высот поле температуры в приземном слое может быть неоднородным даже без антропогенного воздействия. Например, из-за характерного зимой инверсионного распределения температуры в пограничном слое атмосферы вершины холмов окружены более теплым воздухом.

В климатологии хорошо известно, что в условиях холмистого рельефа ночью и зимой в тихую погоду при ясном небе охлажденный воздух, образовавшийся на выпуклых формах рельефа, как более тяжелый, стекает вниз по склону и скапливается в понижениях рельефа, образуя так называемые «озера холода». Верхняя часть холма при этом становится более теплой, чем его подножие, так как стекающий воздух заменяется более теплым из прилегающих слоев атмосферы. Считается, что именно такое перераспределение холодного воздуха является одной из основных причин больших градиентов ночных и зимних температур в холмистом рельефе. Так, если при отсутствии стоковых течений разницы температур вдоль склонов остаются небольшими и редко превышают  $0.5^{\circ}\text{C}$ , то при наличии склоновых течений они достигают уже  $4-5^{\circ}\text{C}$ , а в отдельных случаях и  $8-12^{\circ}\text{C}$  [4].

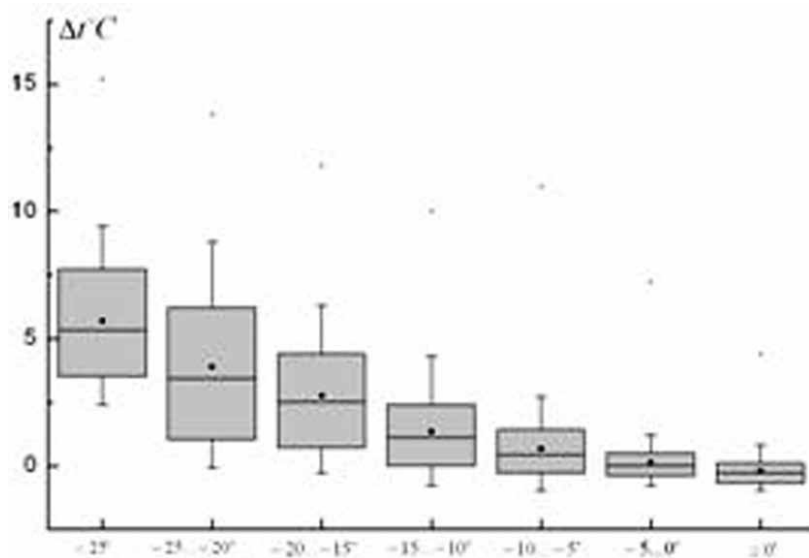


Рис. 1. Разность температур между АДМС «1166+750» и «1203+350» а/д Р-21 (М-18) «Кола» в зависимости от температуры воздуха на «нижней» АДМС «1203+350». Значком «+» отмечены наибольшие из зарегистрированных значений (в каждой градации) за зимние сезоны 2014-2016 гг. Здесь и на след. рис. на бокс-диаграммах прямоугольниками выделена область, заключенная между первым (25%) и вторым (75%) квантилем; выносными линиями отмечена область 10-90%, проведена медианная линия и отмечено среднее значение в градации (■).

В качестве иллюстрации этого на рис. 1 представлена разность температур в холодное время года на двух автоматических дорожных метеорологических станциях (АДМС), установленных на федеральной трассе «Кола» вне населенных пунктов на расстояние примерно 30 км друг от друга. Одна из них (АДМС «1166+750») на 50-60 м приподнята над прилегающей равниной, а вторая (АДМС «1203+350») расположена на берегу оз. Имандры (140 м н.у.м.), куда также, как и в случае с ГМС «Апатиты», благодаря низменному положению, стекает холодный воздух с окружающих холмов. Как видим, даже в фоновых районах, где нет антропогенных источников тепла, в холодное время года за счет особенностей рельефа создается разница, достигающая  $10-15^{\circ}\text{C}$ . Распределение разностей между «Академгородком» и АМСГ носит аналогичный характер (рис. 2).



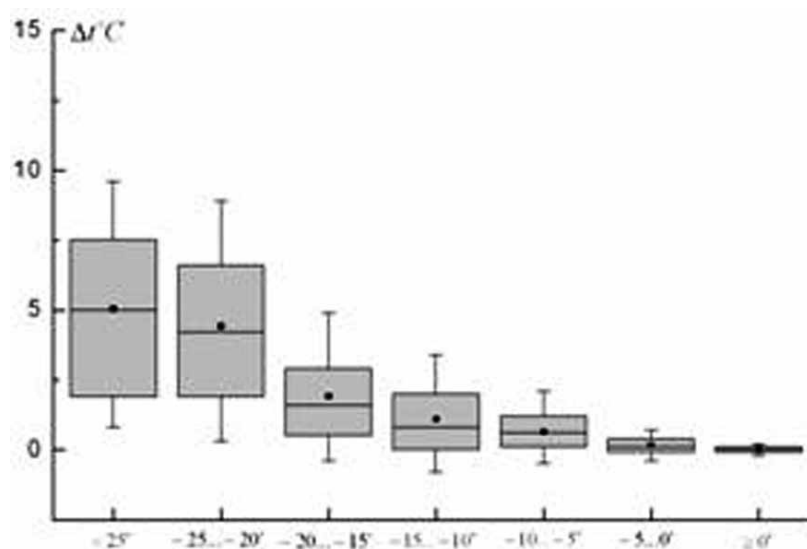


Рис. 2. Разность температур между «Академгородком» и АМСГ «Апатиты» в зависимости от температуры воздуха на АМСГ «Апатиты».

Так как большая часть г. Апатиты расположена в верхней части холма, здесь, очевидно, имеются условия для стока выхолаженного воздуха. Небольшие в целом перепады высот компенсируются зимой круглосуточным отрицательным радиационным балансом, благодаря которому при установлении продолжительной антициклонической погоды с ясным небом и слабыми ветрами наблюдается интенсивное охлаждение подстилающей поверхности и прилегающих слоев воздуха.

Энергетический механизм формирования микроклимата в холмистом рельефе находится в прямой зависимости от глубины расчленения рельефа по вертикали ( $\Delta H$ ) и от степени континентальности климата. Начало стоковых явлений возможно уже при углах наклона порядка нескольких градусов и при относительных превышения 10–12 м [1]. Количественные значения микроклиматической изменчивости зимних температур в холмистом рельефе в виде отклонений от значений на ровном месте приведены в таблице. Представленные в таблице значения являются, безусловно, средними и могут меняться в зависимости от локальных особенностей местности и метеорологических условий.

Таблица. Изменение минимальной температуры зимой ( $\Delta T_{\text{мин}}$ ) и температуры самого холодного месяца ( $\Delta T_x$ ) в холмистом рельефе на территории ЕТР. Знак «+» означает повышение, знак «-» – понижение зимних температур в холмистом рельефе по сравнению с ровным местом [3].

Мезорайон по базису эрозии ( $\Delta H$ )	Параметр	Вершина, верхняя треть склонов	Середина склонов	Широкая долина	Замкнутая долина, котловина	Разность вершина-котловина
Слабовсхолмленный рельеф ЕТР ( $\Delta H \leq 50$ м)	$\Delta T_{\text{мин}}$ $\Delta T_x$	2	1	-2	-3...-4	5-6
Холмистый рельеф ЕТР ( $\Delta H \approx 50 \div 150$ м)	$\Delta T_{\text{мин}}$ $\Delta T_x$	3-4	>2	-2...-3	-4...-5	7-9

Если исходить из характерного перепада высот 50 м и данных таблицы, можно ожидать, что зимой температура воздуха на вершине холма, где расположен г. Апатиты, будет в среднем примерно на  $2^{\circ}\text{C}$  теплее, чем на ровном месте. Средняя температура в «Академгородке» за декабрь–январь 2014–2016 гг. на  $1.4^{\circ}\text{C}$  теплее, чем на АМСГ «Апатиты» и на  $2.2^{\circ}\text{C}$  выше, чем на ГМС «Апатиты», расположенной на берегу оз. Имандра. Таким образом, средняя разница температур воздуха в центральной части г. Апатиты и на фоновых (вне города) метеорологических станциях не выходит из характерного диапазона ее микроклиматической изменчивости в условиях холмистого рельефа.

Разница температур в  $1.4^{\circ}\text{C}$  и  $2.2^{\circ}\text{C}$  – это, как уже сказано, средние значения. В отдельные периоды времени разница температур будет либо уменьшаться, либо увеличиваться в зависимости от метеорологических условий. Например, сильный ветер способствует выравниванию горизонтального распределения, а сплошная облачность уменьшает радиационное охлаждение.

В пользу естественных причин появления высоких температур в г. Апатиты говорит и тот факт, что появление «острова тепла» в «Академгородке» происходит почти также часто, как и случаи увеличения

разности температур между фоновыми АМСГ и ГМС «Апатиты» (рис. 3). Более того, эти явления часто наблюдаются примерно в одно и тоже время (полной синхронности между ними не должно быть).

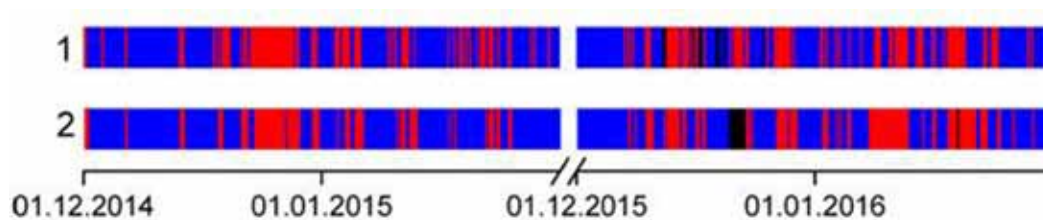


Рис. 3. Аномалии (от средних значений) разности температур между «Апатиты» и ГМС «Апатиты» (1), «Академгородком» и ГМС «Апатиты» (2): красным цветом – положительная, синим – отрицательная, черным отмечены пропуски в измерениях.

Полученный в работе результат, безусловно, не может рассматриваться как отрицание возможности воздействия техногенных потоков тепла в г. Апатиты на тепловой режим приземного слоя воздуха. Мы лишь констатируем, что средняя разница температуры воздуха в центральной части г. Апатиты и на фоновых (вне города) метеорологических станциях не выходит из характерного климатического диапазона изменчивости температуры в холмистом рельефе. Это не позволяет сколь-нибудь уверенно говорить об антропогенном характере «острова тепла» в г. Апатиты, по крайней мере, до проведения корректных микроклиматических изысканий.

Приведенный пример с небольшим по размерам и населению г. Апатиты ставит вопрос о том, насколько корректна распространенная практика выделения городских «островов тепла» по пространственному положению изотерм или по космическим снимкам теплового излучения без учета естественной микроклиматической изменчивости температуры. Например, в случае г. Мурманска перепад высот оставляет уже 300 м и добавляется тепловое взаимодействие воздуха с акваторией Кольского залива. В сумме это создает неравномерное пространственное распределение температуры воздуха с появлением «островов тепла» даже без антропогенного воздействия.

#### Список литературы

1. Гольцберг И. А. Микроклимат СССР. Л.: Гидрометеиздат, 1967. 282 с.
2. Константинов П.И., Грищенко М.Ю., Варенцов М.И. Картографирование островов тепла городов Заполярья по совмещенным данным полевых измерений и космических снимков на примере г. Апатиты (Мурманская область) // Исследование Земли из космоса. 2015. № 3. С. 27-33.
3. Мищенко З.А. Биоклимат дня и ночи. Л., Гидрометеиздат, 1984. 280 с.
4. Романова Е.Н., Мосолова Г.И., Берсенева И.А. Микроклиматология и ее значение для сельского хозяйства Л.: Гидрометеиздат, 1983. 246 с.

## ПЕРЕРАСПРЕДЕЛЕНИЕ ХИМИЧЕСКИХ ЭЛЕМЕНТОВ ПОД ДЕЙСТВИЕМ ЛЕСНЫХ ПОЖАРОВ

Журкова И.С.

Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, Новосибирск, inna-zhurkova@yandex.ru

#### Введение

Ежегодно лесные пожары являются существенной проблемой в весенне-осенний период. На территории Сибири ежегодно происходит около 30 тысяч пожаров и за последние пять лет показатели пирологической ситуации растут. Поскольку лесной массив Сибири занимает 552 млн. га, а это 80 % покрытой лесом площади России, здесь сосредоточена большая часть лесных пожаров, в результате которых в атмосферу поступает 2 млн. т продуктов горения и аэрозольными частицами переносится на сотни и тысячи километров [1, 2]. Кроме того, каждый пожар сопровождается выносом в атмосферу в виде дымовых шлейфов опасных токсикантов (Hg, Cd, Pb, As) и искусственных радионуклидов ( $^{137}\text{Cs}$ ,  $^{90}\text{Sr}$ ,  $^{239,240}\text{Pu}$ ) [5], что оказывает негативное влияние на экологическую обстановку и здоровье населения. Другие элементы (K, Co, Cr, Cu, V) накаплива-

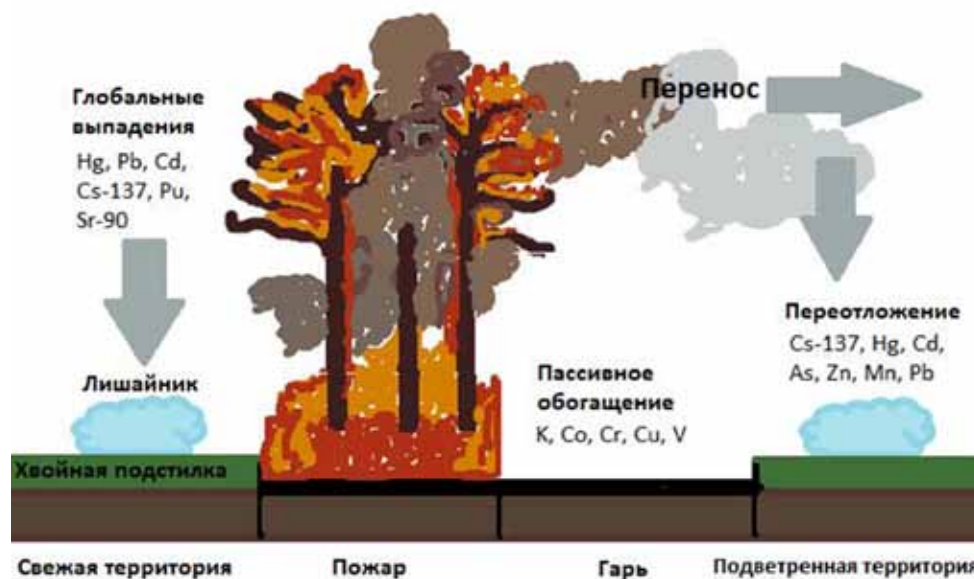


Рис. 1. Схема поведения тяжелых металлов и искусственных радионуклидов при лесных пожарах.

ются в пожарище, оседают на подветренной стороне пожарища и переносятся на дальние расстояния (рис. 1). Это приводит к изменению элементного состава растительности (обогащение токсичными металлами и снижение содержания элементов необходимых для жизнедеятельности).

В грубой схеме пожары делятся на низовые и верховые, что определяет концентрацию химических элементов в дымовом шлейфе. Низовой пожар протекает при  $700^{\circ}\text{C}$ , высота пламени достигает 2.5 м, сгорает лесная подстилка, мхи, травы, опавшие на землю ветки. Температура верхового пожара в диапазоне  $900\text{-}1200^{\circ}\text{C}$ , пожар охватывает листья, хвою, ветви и всю крону, в этом случае возможно полное выгорание леса (повальный пожар) [3].

Цель работы – оценить влияние пожара на перераспределение элементов и выноса токсичных металлов. Для этого определены содержания элементов (Ni, Cu, Pb, Co, V, Li) в почвах на фоновых поверхностях (не подвергшихся пожарам) и площадях, после низовых и верховых пожаров. Проведено сравнение содержания элементов в зависимости от типа площади, ПДК каждого элемента, определены физико-химические свойства почв.

#### Отбор проб и методы исследования



Рис. 2. Стальное кольцо для отбора проб.

Экспедиционные работы проводились на территории Караканского бора Новосибирской области, спустя 8 лет после сложного пожара, который состоял из низового и верхового. Пожар возник в четырех очагах практически одновременно, что говорит о преднамеренном поджоге. Горелые площади граничат с негорелыми участками. Караканский бор содержит множество рек, пойм, заболоченных мест, что повлияло на места отбора проб, не все планируемые точки для отбора были доступны. Отбор почв проводили на фоновых и горелых площадях стальным кольцом, применяемым при экогеохимических исследованиях (рис. 2).

После отбора пробы прошли стандартную пробоподготовку, включающую в себя высушивание почв на воздухе, измельчение, квартование, взвешивание, озоление, разложение кислотами. Анализ проведен атомно-абсорбционным методом на спектрометре Soolar M6, фирмы Thermo

Electron, Англия, с Зеemanовским и дейтериевым корректором фона. Аналитические работы проведены по аттестованным методикам в аналитическом центре и лаборатории геохимии редких элементов и экогеохимии ИГМ СО РАН (аналитики Л.И. Иванова и Л.Н. Букреева).

### Результаты и обсуждение

В ходе работы определены рН водных суспензий почв и содержание ряда элементов, в том числе Ni, Cu, Pb, Co, V и Li. Величина рН почв, отобранных на фоновых поверхностях – 4.9; на поверхностях низового пожара – 5.6; верхового – 5.5. Горение приводит к увеличению показателей рН, но кислая среда зафиксирована для всех участков сбора почв.

Рассмотрены содержания элементов на трех видах участков – не горелые (фоновые), после низового и верхового пожара. Содержание элементов на площадях верхового и низового пожара различно, но тенденция их распределения относительно фоновых площадей равнозначна. Изучаемые элементы можно разделить на две группы – мигранты и пассивно накапливающиеся. К первой группе относятся Cu, Pb, Co, ко второй – Ni, V, Li. Проведено сравнение содержания элементов (рис. 3) в зависимости от вида площади (горелая / не горелая).

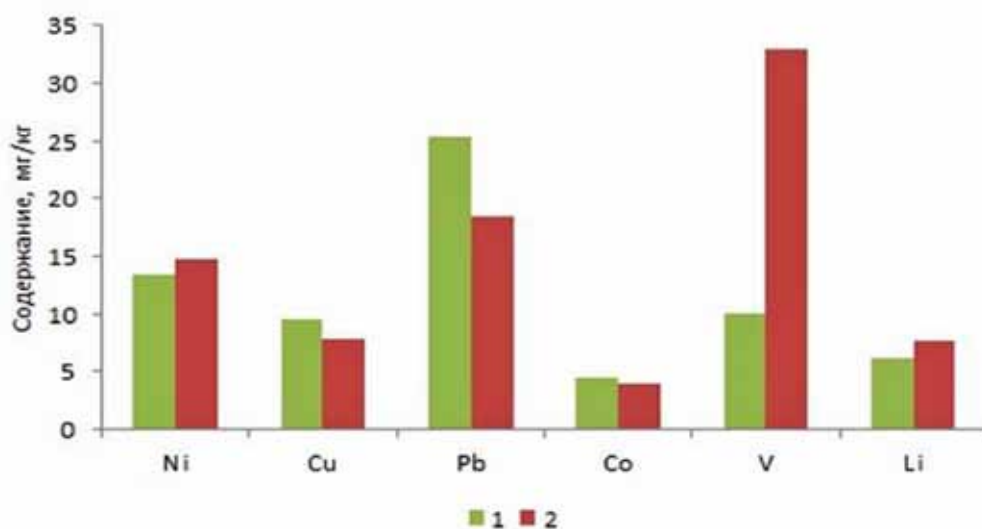


Рис. 3 Распределение элементов в почвах: 1 – фоновая площадь, 2 – горелая площадь.

Содержание Ni на горелой площади выше фоновой на 10%, V на 70%, Li на 8%. Cu, Pb и Co при горении вынеслись в атмосферу в количестве 24%, 32 % и 4%, соответственно. На поведение элементов при пожаре влияет ряд факторов: температура их кипения, форма нахождения элемента в почве, его геохимические свойства и кислотность почв. В зависимости от этого элементы накапливаются на поверхности почвы за счет перераспределения или выносятся в атмосферу, в случае подвижных форм элемента и его температуры испарения близкой к температуре пожара. Отмечена закономерность – чем ниже температура кипения элемента, тем выше его способность мигрировать из пожарища. Однако следует учитывать, что это общая закономерность с рядом исключений в виде указанных факторов выше. Разница в содержании Ni, Co и Li в почвах горелых и фоновых участков не превышает 10%, их температуры кипения выше 2500°C, что значительно превышает температуру пожара, кроме того эти элементы участвуют в почвообразующих процессах и содержание Ni, Co и Li на поверхности почв варьируется в пределах 1-100, 1-15 и 25-40 мг/кг, соответственно [5]. Токсичный элемент Pb наиболее активно выделяется в атмосферу под действием пожара, этому благоприятствует и его геохимические свойства и относительная близость температуры кипения (1740°C) к температуре пожара.

### Заключение

Лесной пожар способствует перераспределению элементов, в частности элементов, имеющих подвижные ионы и температуру испарения близкую к температуре пожара. Почвы Караканского бора, находящегося в удаленности от автомагистралей и промышленных предприятий, имеют содержания элементов

(Ni, Cu, Pb, Co, V) не превышающие уровень ПДК. Поступление токсичных элементов вызвано атмосферным переносом в виде аэрозольных частиц.

### Список литературы

1. Валендик Э.Н. и др. Крупные лесные пожары. М.: Наука. 1979. 200 с.
2. Вангниц П.Р. Lentочные боры. М.-Л.: Гослесбумиздат. 1953. 64 с.
3. Журкова И.С. Влияние верхового лесного пожара на изменение геохимического фона в почвенно-растительном покрове // XXVI Всерос. молодеж. конф. Строение литосферы и геодинамика. Инст-т земной коры СО РАН, 2015. С. 76-77.
4. Кабата-Пендиас А. Микроэлементы в почвах и растениях. Москва: Изд-во Мир. 1989. 439 с.
5. Щербов Б.Л. и др. Лесные пожары и их последствия. ГЕО. 2015. 154 с.

### МОЛИБДЕНИТ В ЗОНЕ ГИПЕРГЕНЕЗА ХИБИНСКОГО МАССИВА

Некипелов Д.А.<sup>1,2</sup>, Сулименко Л.П.<sup>1</sup>, Кошкина Л.Б.<sup>1</sup>, Мингалева Т.А.<sup>1,2</sup>, Макаров Д.В.<sup>1,2</sup>

<sup>1</sup> Мурманский государственный технический университет, Апатиты

<sup>2</sup> ФГБУН Институт промышленных проблем экологии Севера КНЦ РАН, Апатиты, rokishkis@yandex.ru

В условиях значительного антропогенного воздействия горнорудной промышленности Мурманской области наиболее заметные техногенные нагрузки испытывают водные экосистемы. При отработке месторождений в процессе функционирования горнорудных предприятий формируются огромные потоки загрязненных стоков, попадающих в природные водоемы и на рельеф местности и содержащих тяжелые

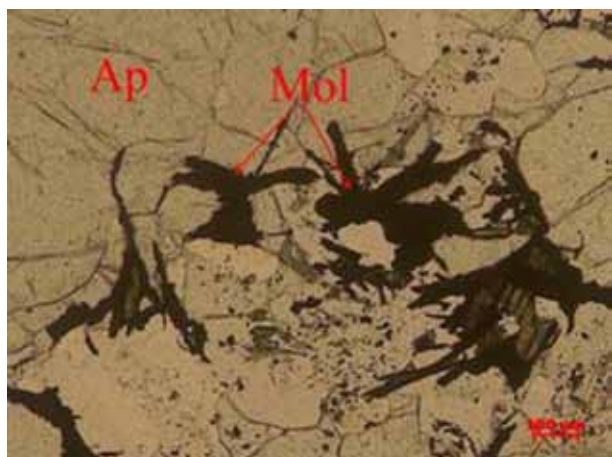


Рис. 1. Молибденит в трещинах апатита. Николи параллельны.

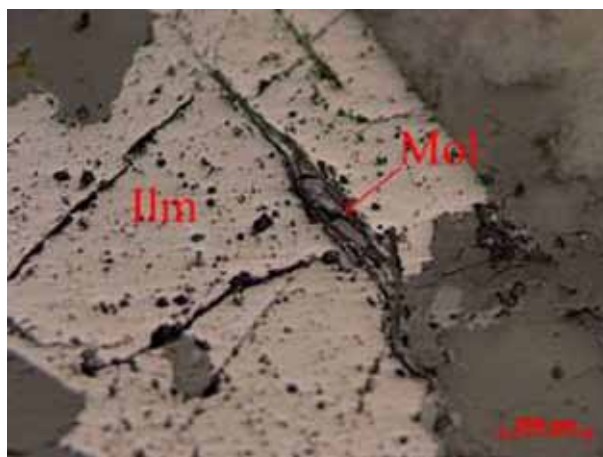


Рис. 2. Молибденит в трещинах ильменита.

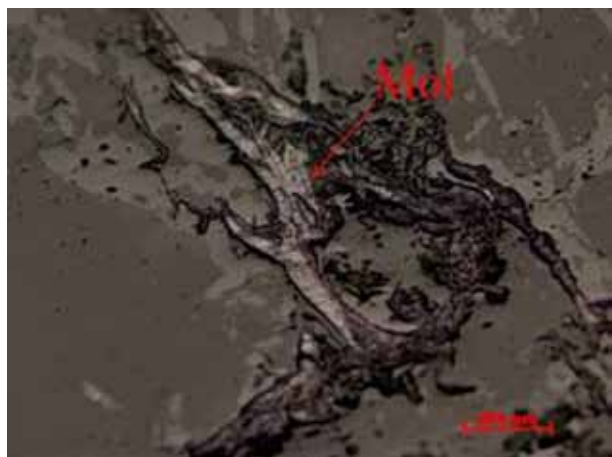


Рис. 3. Молибденит на границе зёрен нерудных минералов.



Рис. 4. Эгирин-молибденитовый агрегат в интерстиции зёрен микроклина. Николи скрещены.

и цветные металлы, легко мигрирующие в окружающей среде. Для действующего горно-обогатительного комплекса в районе Хибинского массива особенно актуален вопрос очистки сточных вод от молибдена, поскольку в природных водах, приуроченных к районам разработки месторождений апатит-нефелиновых руд, обнаружено присутствие молибдена в количествах, значительно превышающих ПДК для рыбохозяйственных водоемов. Это объясняется выщелачиванием молибдена из молибденита в зонах гипергенеза в процессе отработки апатит-нефелиновых месторождений и хранения вскрышных пород.

Рудопроявления молибденита в районе Хибинского массива весьма распространены. В большинстве случаев молибденит встречается с минералами миаскитовой ассоциации, сформировавшимися при альбитизации нефелиновых сиенитов (хибинитов) [3]. К данному этапу развития Хибин относится и внедрение эгирин-альбитовых жил, с которыми также бывают связаны повышенные содержания молибденита [1]. Несмотря на широкое распространение молибденита, рудопроявления в основном не имеют промышленного значения. Из всех проявлений молибденита лишь в районе гор Тахтарвумчорр и Ласточкино Гнездо они были признаны промышленно значимыми.

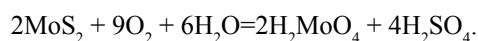
На основании информации о молибденитовом оруденении в районе функционирования предприятия АО «Апатит» были отобраны пробы на рентгенофлуоресцентный анализ (РФА) на следующих участках:

- на южном склоне г. Тахтарвумчорр (трахитоидные хибиниты). Здесь также были взяты образцы на шлифы и аншлифы.
- на восточном отроге г. Кукисвумчорр (канкринито-эгирино-микроклиновая жила в уртигах и альбитизированных участках пегматитов).

Петрографические исследования отобранных для эксперимента образцов показали, что волокнистые и мелкочешуйчатые зерна (0.1-1 мм) молибденита образуют скопления в трещинах апатита (рис. 1) и ильменита (рис. 2), в промежутках на границах зерен нерудных минералов (рис. 3), в том числе в сростании с эгирином (рис. 4). Общее содержание молибденита в шлифах исходных образцов колеблется от 6 до 8%.

Для выявления влияния вещественного состава молибденосодержащих руд на характер процессов выщелачивания молибденита был проанализирован ряд ассоциированных с молибденитом минералов по их относительной устойчивости к процессам выветривания по классификации Н.В. Логвиненко [2, 4]. Неустойчивым к выветриванию являются нефелин, и, в меньшей степени, апатит.

Хотя молибденит считается устойчивым сульфидом по отношению к кислым и щелочным растворителям, в природных условиях при длительном воздействии воды и кислорода воздуха он окисляется, и может интенсивно мигрировать с образованием вторичных минералов. Основные механизмы выщелачивания молибдена из молибденита – это окисление, гидролиз и щелочное растворение. В нейтральных и слабощелочных водах преобладает механизм окисления:



Процессы выщелачивания интенсифицируются при снятии горного давления и уменьшении стерических препятствий, которое происходит в процессе отработки апатит-нефелиновых месторождений. Для изучения процесса выщелачивания молибдена из трахитоидных хибинитов г. Тахтамвумчорр был проведен эксперимент при различных значениях pH исходного раствора: 3, 6, 8, 11.

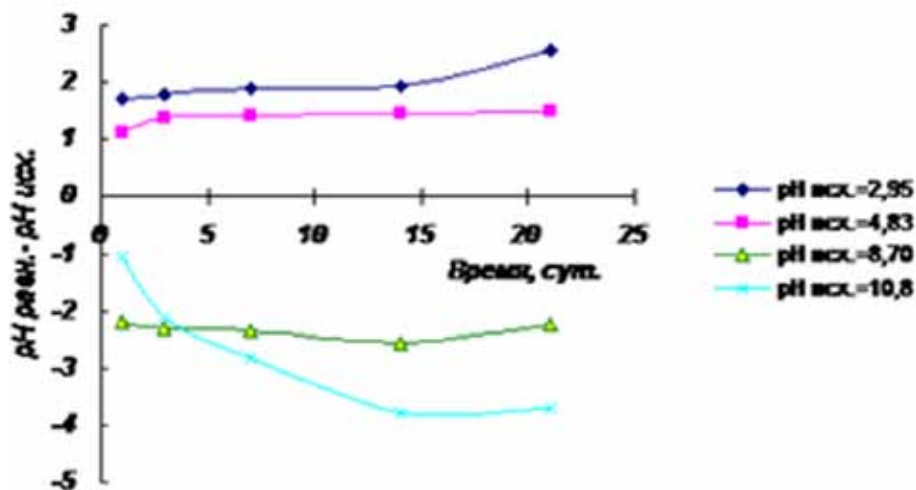


Рис. 5. Изменение pH контактного раствора в процессе выщелачивания трахитоидных хибинитов.

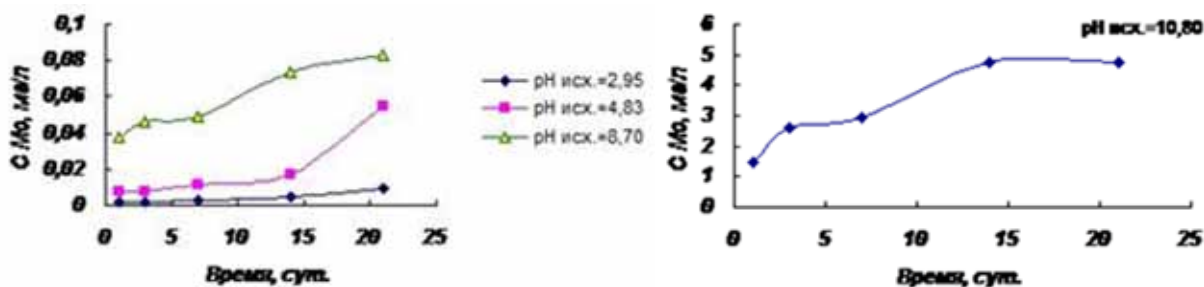


Рис. 6. Кинетика выщелачивания Мо из трахитоидных хибинитов.

Результаты экспериментов, представленные на рис. 5-6, свидетельствуют:

- наиболее интенсивно процессы выщелачивания молибденита происходят в щелочной среде, причем с увеличением щелочности усиливается вынос молибдена в контактный раствор;
- в процессе выщелачивания наблюдается подкисление щелочного раствора и подщелачивание кислого;
- наименьшие концентрации фиксируются в кислой среде, наибольшие в щелочной. В нейтральной и слабощелочной среде по окончании эксперимента (21 сутки) концентрация молибдена в контактном растворе в 50 раз меньше, чем в щелочной и в 9 раз больше, чем в кислой.

В условиях, реализуемых на действующих рудниках АО «Апатит», где pH среды является слабощелочным и, например, для подземных вод Объединенного Кировского рудника составляет 8.2-9.9, выщелачивание молибденита происходит с преобладанием механизма окисления и сопровождается постоянным выносом молибдена в подземные воды.

Программой гидрохимической съемки 2014 г. были определены точки отбора проб, охватывающие не только территорию влияния производственной деятельности АО «Апатит», но и объекты, участвующие в формировании водных систем за пределами этой территории:

1. Район Объединенного Кировского рудника и обогатительных фабрик (АНОФ-2 и АНОФ-3):

- а) поверхностные воды: губа Белая озера Имандра, озера Большой и Малый Вудъявр, Сейдозеро; реки Белая, Жемчужная, Малая Белая, Кунийок, Поачвумйок, Вудъяврйок, верховье реки Саамка, Гакмана, Юкспорйок, Подъемная, Черная; ручей Прозрачный;
- б) хвостохранилища АНОФ-2 и АНОФ-3 с прилегающими водотоками;
- в) наблюдательные скважины зон грунтовых и подземных вод.

2. Район Восточного рудника, Коашвинского и Ньоркпахкского карьеров:

- г) поверхностные воды: озеро Китчепакх, река Вуоннемйок, притоки реки Вуоннемйок: временные водотоки (ручьи Буровой, Флибустьерка, Бригантинка, Коашвайок);
- д) наблюдательные скважины подземных вод.

Наибольшие концентрации молибдена обнаружены в подземных водах и в поверхностных водотоках, связанных с поступлением рудничных и грунтовых вод. Концентрации молибдена в почвенных и талых водах значительно ниже, чем в подземных водах, процесс частичного вымывания его из почв под действием паводковых вод и атмосферных осадков не оказывает значительного влияния на качество поверхностных водотоков.

Значительный уровень техногенной нагрузки испытывает оз. Большой Вудъявр из-за поступления в него вод рек Саамка и Юкспорйок, самыми загрязненными составляющими стока которых являются рудничные воды. Техногенных аномалий молибдена в снеговом покрове и почвах на обследованной территории не обнаружено.

Содержание молибдена в общей системе водопользования является результатом сложного взаимодействия производственных и природных факторов, каждый из которых имеет преобладающее значение в различное время года. В зимние месяцы концентрация Мо растет в большей степени за счет поступления подземных вод, в весенние – за счет смыва в пик половодья Мо из грунтовых горизонтов. Изменение содержания молибдена в подземных водоприитоках зависит от минералогического состава добываемых апатит-нефелиновых руд.

В районе производственной деятельности АНОФ-2 и АНОФ-3 концентрация молибдена определяется фильтрацией воды в бортах хвостохранилищ в допаводковый период и смешением водоприитоков

подземных вод, когда увеличивается их поступление, с водами хвостохранилищ из грунтовых горизонтов.

На Восточном руднике основным источником поступления молибдена в поверхностные водотоки являются воды Коашвинского и Ньоркпахкского карьеров и частично воды Центрального рудника, поступающие через ручей Буровой.

Система водопользования Кировского, Центрального и Расвумчоррского рудников характеризуется значительным количеством формирующих водотоков с различной степенью загрязненности и заметным разнообразием геохимического фона подстилающих пород и процессов дренирования грунтовых горизонтов гидрологической сетью.

Большинство водотоков, образующихся на горных склонах Хибинского массива, в том числе в пределах промышленных площадок и в непосредственной близости к ним, не загрязнены Мо или загрязнены в небольшой степени (1-3 ПДК).

Большие объемы подземных вод при отработке месторождений оказывают определяющее влияние на загрязнение поверхностных водотоков, которое происходит вследствие интенсификации естественных процессов выхода Мо на фоне разрушающих техногенных воздействий на рудные тела при отработке месторождений. Рост концентраций за счет атмосферных осадков, имеющих кислую реакцию, не столь заметен и идет в паводковый период или в период сильных ливней.

Учитывая объемы загрязненных стоков, сложный состав примесей, их количество и дисперсность, наиболее предпочтительным подходом для глубокой очистки промышленных стоков от молибдена в районе функционирования горнопромышленного комплекса является использование сорбционно-активных геохимических барьеров, применение которых позволяет отказаться от строительства сложных очистных сооружений и проведения других дорогостоящих природоохранных мероприятий.

#### **Список литературы**

1. Зак С.И. Хибинский щелочной массив / Зак С.И., Каменев Е.А., Минаков Ф.В. и др. Л.: Недра. 1972. 175 с.
2. Кашик С.А. Физико-химические модели новейших процессов выветривания / Кашик С.А., Мазилев В.Н. Новосибирск: Наука, 1987. 159 с.
3. Костылева-Лабунцова Е.Е. Минералогия Хибинского массива / Костылева-Лабунцова Е.Е., Чухров Ф.В. М.: Наука, 1978. Т.1. 233 с.
4. Логвиненко Н.В. Петрография осадочных пород / Логвиненко Н.В. М.: Высшая школа, 1967. 416 с.

### **ЦИТОГЕНОТОКСИЧНЫЕ ЭФФЕКТЫ В БУККАЛЬНОМ ЭПИТЕЛИИ И ЛИМФОЦИТАХ ПЕРИФЕРИЧЕСКОЙ КРОВИ МОЛОДЫХ ГОРНОРАБОЧИХ МУРМАНСКОЙ ОБЛАСТИ**

Петрашова Д.А., Пожарская В.В.

КНЦ РАН, Апатиты, petrashova@admksk.apatity.ru

При исследовании человека наибольшее применение нашел микроядерный тест на лимфоцитах периферической крови и клетках буккального эпителия. Данный метод характеризуется надежностью получаемых результатов, универсальностью объектов исследования, простотой по сравнению с другими методами определения повреждения ДНК, например, метафазным анализом, методом комет и т.д., и, в то же время, не уступает им по чувствительности [1, 8, 10]. Микроядерный тест на лимфоцитах с цитохалазином выгодно отличается тем, что имеется возможность накапливать клетки, содержащие генетические повреждения [3]. При проведении же массовых исследований, благодаря нетравматичности, легкости получения достаточного количества клеток, неограниченным возможностям повторных анализов и возможности оценить не только общее, но и местное действие факторов окружающей среды, широко применяется микроядерный тест на буккальном эпителии [4]. В процессе комплексного обследования людей, для анализа воздействия канцерогенных факторов, интерес представляет одновременное применение двух методов исследования, поскольку между буккальным эпителием и регионарными лимфатическими узлами возможен перенос канцерогена за счет клеток Лангерганса. Эти клетки являются антигенпредставляющими внутриэпидермальными макрофагами, и встречаются в составе буккального эпителия. Клетки Лангерганса способны мигрировать из эпидермиса в дерму и регионарные лимфатические узлы, перенося канцерогены,



проникшие в буккальный эпителиальный слой, в регионарные лимфатические узлы. Эти канцерогены в лимфатических узлах способны оказывать деструктивные и мутагенные действия [2].

Целью работы – оценить цито- и генотоксические эффекты природных источников ионизирующего излучения с использованием микроядерного теста на лимфоцитах крови и буккальном эпителии работников горнорудного производства.

### **Материалы и методы исследования**

Материалом исследования служили образцы буккального эпителия и венозная кровь сотрудников горно-обогатительного комплекса (ГОК), работающих на производстве, связанном с добычей и обогащением лопаритовых руд, которые, наряду с ценными металлами, содержат примеси природных радионуклидов, заряженные частицы которых оседают на пыли и взвесах, содержащихся в шахтном пространстве, и являются источником смешанных видов ионизирующего излучения. Помимо этого в шахтах содержится радон в повышенных концентрациях. Группа молодых работников горнорудного производства (20-30 лет) состояла: для микроядерного теста на буккальном эпителии из 49 мужчин со стажем работы 1-9 лет; для микроядерного теста на лимфоцитах периферической крови человека – из 13 мужчин со стажем работы 1-7 лет. Контрольная группа состояла из 7 и 14 мужчин (19-28 лет), соответственно, чья трудовая деятельность не связана с вредными факторами.

Взятие биологического материала проводилось в 2013 г. в рамках ежегодного медицинского осмотра работников горнорудного производства [6]. Обследуемые интервьюировались по специально разработанному опроснику на наличие вредных привычек и медикаментозного лечения. Процедура приготовления препаратов буккального эпителия проводилась в соответствии с методикой, описанной в работе [4]. При приготовлении препаратов лимфоцитов использовать стандартная методика для микроядерного теста с цитокинетическим блоком в присутствии цитохалазина Б [7]. Все полученные данные вносились в реляционную многопользовательскую базу данных [5]. Анализ препаратов осуществлялся с помощью микроскопов AXIOSTAR PLUS (Karl Zeiss, Германия) и Микмед-6 (ЛЮМО, Россия) (увеличение 10×40; 10×100), оснащенные цифровыми камерами.

Анализ частоты встречаемости клеток с генетическими нарушениями и цитотоксическими эффектами проводился на отдельно лежащих и распластанных клетках с подсчетом не менее 1000 клеток на каждом препарате. Микроядра идентифицировали согласно стандарту, описанному в работе [9]. Кроме того, учитывались двуядерные клетки, ядра с насечкой, кариопикноз, кариорексис, кариолизис, фрагментация и вакуолизация ядра, нарушения типа ядерных почек. На препаратах лимфоцитов идентифицировали: однопядерные клетки, все полиядерные клетки без нарушений (2-, 3- и 4-ядерные клетки), все полиядерные клетки с микроядром или несколькими микроядрами, а также ядра с насечкой, вакуолизацию ядра, нарушения типа ядерных почек и протрузий.

Статистическая обработка проводилась стандартными методами.

### **Результаты и обсуждение**

При проведении микроядерного теста на лимфоцитах периферической крови молодых горнорабочих установлено, что в данной группе по сравнению с контролем наблюдается в среднем большая частота клеток с микроядром ( $13.4 \pm 2.2\%$  против  $10.7 \pm 0.9\%$ ) и больше пределы варьирования этого признака: 5–36% и 6–17%, соответственно. Полученные результаты соответствует показателям для жителей российских городов – от 8.6 до 27.0.

Для проведения анализа результатов микроядерного теста на буккальном эпителии группа горнорабочих была разделена на подгруппы по стажу таким образом, чтобы в каждой подгруппе было не менее 7 человек. Объем выборки и производственный стаж для каждой подгруппы указан в табл. 1. Средние значения частот микроядер в контрольной группе не превышают среднепопуляционные показатели 2-5%. Имеется тенденция по увеличению частоты микроядер у работников с двухлетним стажем на горнорудном производстве.

В лимфоцитах периферической крови в исследуемых группах выявлялись такие типы нарушений как протрузии, ядерные почки и круговые насечки на ядре, их частота встречаемости не превышала 0.17% от общего числа лимфоцитов. В буккальном эпителии также частота встречаемости клеток с ядерными почками существенно не отличалась между исследуемыми группами. В целом, по общему количеству цитогенетических нарушений клеточного ядра в буккальном эпителии сохраняется тенденция к возрастанию их частоты у работников с производственным стажем два года. Схожая картина наблюдается

и для показателей нарушения пролиферации: частоты двуядерных клеток и клеток с круговой насечкой. Согласно литературным данным, двуядерные и многоядерные клетки образуются преимущественно в результате полиплоидизирующего ацитокинетического митоза и их частота может повышаться в ответ на облучение.

Таблица 1. Средние значения и пределы варьирования кариологических показателей клеток буккального эпителия обследуемых групп, %

Показатели	Стаж работы на горнорудном производстве, лет					
	0 (К)	1	2	3-4	5	6-9
Выборка, человек	7	7	12	8	10	12
Цитогенетические показатели						
Частота клеток с цитогенетическими повреждениями, всего:	6.8±2.27 (0-15)	9.1±3.17 (0-20)	15.2±3.47 (3-42)	9.6±3.54 (0-30)	9.4±2.91 (0-30)	13.7±2.81 (4-39)
Частота клеток с микроядрами	5.0±1.70 (0-12)	6.5±2.56 (0-20)	8.9±1.76 (2-20)	9.3±3.64 (0-30)	7.5±2.99 (0-30)	8.2±1.75 (0-19)
Частота клеток с ядерными почками	1.7±1.20 (0-8)	0.6±0.57 (0-4)	1.7±1.01 (0-11)	0.3±0.30 (0-3)	0.4±0.37 (0-4)	0.6±0.40 (0-4)
Частота клеток с ядром атипичной формы	–	0.7±0.71 (0-5)	4.4±2.42 (0-28)	–	–	2.8±2.24 (0-24)
Показатели пролиферации						
Частота клеток с нарушениями пролиферации, всего:	1.2±0.77 (0-6)	8.4±2.94 (0-20)	5.7±3.05 (0-37)	1.9±1.35 (0-11)	4.8±1.80 (0-14)	2.8±1.66 (0-18)
Частота клеток с двумя ядрами	1.2±0.77 (0-6)	7.3±2.36 (0-15)	3.2±1.09 (0-9)	1.9±1.35 (0-11)	4.2±1.63 (0-14)	1.4±0.89 (0-10)
Частота клеток с круговой насечкой	–	1.1±1.14 (0-8)	2.2±1.92 (0-23)	–	0.6±0.59 (0-6)	1.4±1.27 (0-15)

Анализ косвенных характеристик интенсивности клеточного цикла лимфоцитов показал, что группа работников горнорудного производства характеризовалась меньшей продолжительностью клеточного цикла относительно контрольной группы, что выражалось в большей частоте встречаемости полиядерных клеток (табл. 2).

Таблица 2. Средние значения представленности лимфоцитов в культурах цельной крови

Группы	Типы лимфоцитов			
	1-яд.кл.	2-яд.кл.	3-яд.кл.	4-яд.кл.
Работники горнорудного пр-ва (n=13)	359.3±39.7	620.6±38.2	9.8±2.0	1.8±0.6
Контроль (n=14)	361.4±37.4	416.9±65.0	3.4±0.7	0.1±0.1

Для оценки интенсивности обновления буккального эпителия в исследуемых группах проведен анализ кариологических показателей ранней и поздней стадий деструкции ядра. Установлено, что частота дифференцированных клеток возрастает при достижении двухлетнего производственного стажа, а затем незначительно снижается. Клетки на ранней стадии деструкции ядра в основном представлены клетками с конденсацией хроматина в ядре: их частота достоверно ниже в контрольной группе в два раза, что свидетельствует о большей скорости обновления клеток буккального эпителия у горнорабочих. Немного противоположная картина наблюдается для частоты клеток на поздней стадии деструкции ядра: при достижении двухлетнего стажа происходит ее снижение, и в дальнейшем она не меняется (рис. 1)

Показано, что основной вклад в частоту встречаемости клеток на поздней стадии деструкции ядра вносят: кариолизис (10-85 % по образцам) и фрагментация ядра (0-24 % по образцам). Частота клеток с кариолизисом выше в контрольной группе (рис. 2)

Частота клеток с фрагментацией ядра (образование апоптозных тел) снижается при двухлетнем производственном стаже и начинает расти при стаже 5 и более лет. Известно, что интенсификация апоптоза является механизмом элиминации дефектных клеток с цитогенетическими нарушениями.

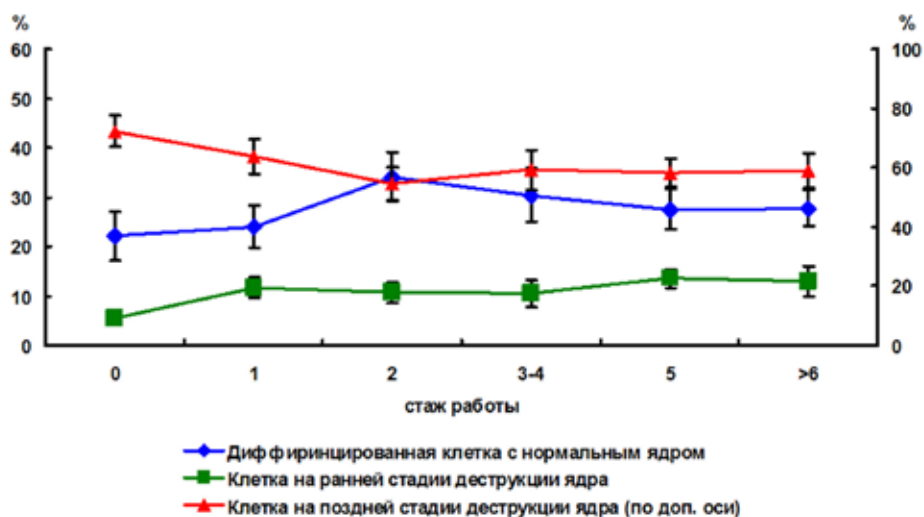


Рис. 1. Частота клеток буккального эпителия с нормальным ядром и клеток на разных стадиях деструкции ядра в зависимости от производственного стажа.

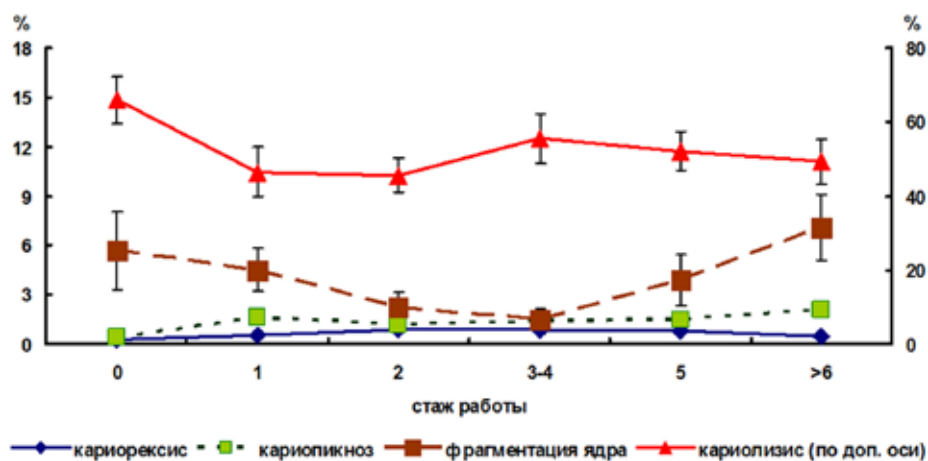


Рис. 2. Частота клеток буккального эпителия на поздних стадиях деструкции ядра в зависимости от производственного стажа.

## Заключение

Установлено, что цитогенетические особенности, вызванные облучением смешанными источниками ионизирующего излучения природного происхождения, у работников горнорудного производства, относительно контрольной одновозрастной группы, проявляются в более высокой частоте двуядерных лимфоцитов и буккальных эпителиоцитов с микроядрами, а также в увеличении частоты встречаемости клеток буккального эпителия с признаками нарушения пролиферации. На клетках буккального эпителия показано, что частота перечисленных цитогенетических нарушений возрастает в первые годы трудовой деятельности. Эти изменения происходят на фоне увеличения интенсивности обновления клеток, которое проявляется в более высокой скорости деления лимфоцитов и в возрастании частоты встречаемости клеток буккального эпителия с конденсацией хроматина ядра.

Полученные результаты согласуются с литературными данными о том, что у людей цикл адаптивной перестройки в новой экологической и климатической зоне с субэкстремальными условиями длится 2-3 года. Следовательно, начало работы в условиях горнорудного производства можно отнести к новому стрессовому воздействию на организм, в том числе и на клеточном уровне.

## Список литературы

1. Горовая А.И., Климкина И.И. Использование цитогенетического тестирования для оценки экологической ситуации и эффективности оздоровления детей и взрослых природными адаптогенами // Цитология и генетика. 2002. Т. 36. № 5. С. 21-25.

2. Данилов Р.К., Клишов А.А., Боровая Т.Г. Гистология человека в мультимедиа. Уч. для студентов мед. вузов. СПб: ЭЛБИ-СПб., 2004. 362 с.
3. Ингель Ф.И. Микроядерный тест на лимфоцитах периферической крови человека // Полиорганный микроядерный тест в эколого-гигиенических исследованиях. М.: Гениус., 2007. С. 168-219.
4. Мейер А.В., Дружинин В.Г., Ларионов А.В., Толочко Т.А. Генотоксические и цитотоксические эффекты в буккальных эпителиоцитах детей, проживающих в экологически различающихся районах Кузбасса // Цитология. 2010. Т. 52. № 4. С. 305-309.
5. Петрашова Д.А., Бурцев А.В. База данных по цитогенетическим исследованиям для систематизации фактов и оптимизации обработки // Тр. XII Всеросс. науч. шк. "Математ. исслед. в естеств. науках". Апатиты, 26-27 октября 2015 г., Апатиты: Изд-во К & М, 2015. С. 189-197.
6. Петрашова Д.А., Пожарская В.В., Завадская Т.С., Белишева Н.К. Цитогенетические эффекты воздействия природных источников ионизирующего излучения на работников горно-рудного производства Мурманской области // Вестник Уральской медицинской акад. науки, 2014. Т. 48. № 2. С. 40-42.
7. Fenech M., Morley A. Solutions to the kinetic problem in the micronucleus assay // Cytobios. 1985. V. 43, N 172-173. P. 233-246.
8. Garaj-Vrhovac V., Zeljezic D. Cytogenetic monitoring of croatian population occupationally exposed to a complex mixture of pesticides // Toxicology. 2001. V.165. № 2-3. P. 153-162.
9. Tolbert P.E., Shy C.M., Allen J.W. Micronuclei and other nuclear anomalies in buccal smears: methods development // Mut. Res. 1992. 271. P. 69-77.
10. Zeljezic D., Garaj-Vrhovac V. Chromosomal aberrations, micronuclei and nuclear buds induced in human lymphocytes by 2,4-dichlorophenoxyacetic acid pesticide formulation // Toxicology. 2004. V. 200. P. 39-47.

## **ПРОСТРАНСТВЕННО-ВРЕМЕННАЯ ИЗМЕНЧИВОСТЬ ВЗВЕСЕЙ В ПРИУСТЬЕВОЙ ЗОНЕ МАЛОЙ РЕКИ ВОДОСБОРА БЕЛОГО МОРЯ**

Черепанова Т.А., Горбачева Т.Т.

Институт проблем промышленной экологии Севера КНЦ РАН, Апатиты, cherepanova@inep.ksc.ru

Содержание твердых взвешенных веществ (взвесей, взвешенных наносов) определяет основные гидрофизические характеристики речной воды (мутность, прозрачность, цветность, привкус и запах), а также гидрохимический режим водотока. Наиболее значимыми с геохимической точки зрения являются самые тонкие фракции взвесей: алевроитовые (0.1-0.01мм), пелитовые (<0.01мм) и субколлоидные (<1мкм) [2]. Именно эти фракции, обладающие наибольшей сорбционной емкостью, признаются концентраторами элементов-загрязнителей в зонах влияния техногенной нагрузки на речные экосистемы. Взвесь играет важную роль в миграции химических элементов в реках, вплоть до формирования нового типа русловых отложений – техногенных илов, характеризующихся как песчанистые, мелко- или крупноалевритовые, плохо сортированные и обладающие повышенной устойчивостью к размыву. Признано, что процесс формирования таких отложений более характерен для малых, нежели крупных рек, особенно если водосбор малой реки расположен в зоне влияния горнодобывающих комплексов [14].

В Мурманской области осуществляется разработка месторождений апатито-нефелинового, железорудного и медно-никелевого сырья. Наличие мощной горнодобывающей и перерабатывающей промышленности неблагоприятно сказывается на экологической обстановке в регионе. В 2014 г. в области образовалось 194.9 млн. т отходов горнодобывающей промышленности (хвосты обогащения, вскрышные и проходческие породы – 99.8 % всех отходов производства и потребления) [4], что не могло не сказаться на состоянии территории водосбора многочисленных малых рек области. Так, в результате нарушения естественных условий протекания эрозионных процессов на водосборах и поступления пылевых частиц при проведении технологических процессов усложняется пространственно-временные характеристики стока речных взвесей [1]. Исследования сезонных колебаний стока речных взвесей приобретает особую значимость, если река, водосбор которой находится в зоне техногенной нагрузки, впадает в море. В зонах смешения речных и морских вод происходит существенная трансформация веществ за счет формирования маргинального фильтра (МФ). Классическим представлением о функционировании МФ является мнение о постепенном убывании концентрации взвешенных частиц от реки к морю [11]. Считается, что в результате замедления скорости речного потока в эстуариях осаждаются и выбывают из дальнейшей транспортировки в открытый океан более 90 % твердого стока, что существенно уменьшает антропогенную нагрузку на

морские экосистемы. Осаждаются не только крупные частицы, но и тонкая взвесь после укрупнения в результате коагуляции в водах промежуточной солености. Однако в отношении рек водосбора Белого моря получены данные, ставящие под сомнение такого рода представление. Авторами работ [5, 6] отмечено, что на барьере «река-море» в зонах смешения вод рек Кандалакшского залива (Карельский берег) концентрация взвеси практически не уменьшается при повышении солености до 20 ‰. Одну из основных причин авторы видят в исходно низкой концентрации взвеси в реках, впадающих в Белое море, в частности, со стороны Карелии.

Тем не менее, концентрацию взвесей в реках Кандалакшского и Терского берегов Белого моря нельзя назвать незначительной величиной, если сравнивать ее с величинами, отмечаемыми в реках, протекающих по территории РФ [8]. Так, в 1980-е годы – период интенсивного индустриального развития на территории Мурманской области, концентрации взвесей в реках, впадающих в Белое море, достигали следующих величин (мг/л): р. Нива – 16, р. Умба – 20, р. Чапома – 31, р. Поной – 37 [9]. Следует также упомянуть, что ПДК содержания взвешенных частиц в поверхностных водах составляет всего лишь 0.75 мг/л сверх природного содержания. Таким образом, даже слабое воздействие на эрозионно-аккумулятивные процессы в речной экосистеме обязательно скажется на содержании в ней взвешенных форм. Здесь следует сказать, что увеличение стока взвешенных наносов в редких случаях приводит к деградации речной экосистемы. В настоящее время принята классификация веществ, присутствующих в поверхностных водах, по классам опасности [8]. Согласно показателям токсичности, кумуляции и стабильности в водной среде взвешенные вещества условно отнесены к классу 4 – «умеренно опасные». В этот класс выделяются вещества, действие которых проявляется прежде всего в изменении физико-химических параметров среды обитания гидробионтов. Так, например, влияние горнодобывающей промышленности и молевого сплава леса, прекращенного только в 1993 г., способствовало исчезновению дрефты (мигрирующих донных беспозвоночных), являющегося кормовой базой лососевых на р. Умба и ее притоках – реках Вяла и Лямукса [10]. Отмечается заиление рек, обрастание их водной растительностью. Р. Умба является одной из крупнейших озерно-речных систем, играющих ведущую роль в воспроизводстве атлантического лосося на Кольском п-ове. В ее среднем течении и ряде притоков преобладают нерестилища смешанного типа, а в нижнем течении расположены выростные участки, пригодные для выпуска молоди [10]. Нарушение мест обитания лососевых за счет русловых переформирований при изменении миграционной активности взвесей – актуальная проблема и по настоящее время (помимо повсеместного браконьерского лова). Цель данной работы – изучение пространственно-временной изменчивости стока взвешенных частиц в приустьевой зоне р. Умба.

**Характеристики р. Умба:** Площадь водосбора реки 2380 км<sup>2</sup> у истока и 6470 км<sup>2</sup> у замыкающего створа (порог Паялка) [12], диапазоны колебания водного стока – 2.05-3.24 км<sup>3</sup>/год [13]. Длина реки 123 км, долина реки V-образная со склонами высотой до 50 м, берега крутые, каменистые, поросшие смешанным лесом. Русло реки умеренно-извилистое, порожистое с озеровидными расширениями – плесами. Река имеет ступенчатое строение продольного профиля сбросового типа, неширокую, слабо разработанную долину и устойчивое ложе, сложенное трудно размываемыми кристаллическими породами. По характеру рельефа и гидрографическим признакам относится к озерному типу. Как в большинстве рек Кольского п-ова, в ней преобладает каменистый тип грунтов, пороги и перекаты выстланы камнями и валунами с крупной и мелкой галькой между ними. Дно реки между порогами и в плесах песчаное с примесью гальки, участками наносов из органического аллохтонного материала [12]. Организованный сброс сточных вод в р. Умба отсутствует. Река вытекает из оз. Умбозеро, северная часть которого длительное время испытывала влияние сточных вод рудника «Умбозеро» АО «Ловозерский ГОК», а южная часть через систему рек и озер – карьерных вод рудника «Восточный» АО «Апатит». Интенсивное загрязнение озера отмечается с начала освоения Коашвинского апатит-нефелинового месторождения в 1978 г. и продолжается по настоящее время [3]. На основании комбинаторного индекса загрязненности вод степень загрязненности р. Умба в периоды индустриального развития территории водосбора оценивалась как: в 1986-1990 гг. – «переходная от весьма к очень загрязненной»; в 1991-1995 гг. – «слабо загрязненная»; в 1996-2000 гг. – «весьма загрязненная»; в 2001-2005 гг. – «переходная от слабо к весьма загрязненной» [7, 12]. В 2014 г. вода р. Умба характеризовалась 3-м классом, разрядом «а» как «загрязненная» [8].

При исследовании миграционной активности элементов-загрязнений в составе взвесей обычно ограничиваются фазой повышенного стока, когда переносится основной объем загрязнений. Однако показано, что для каждой реки имеется своя специфика протекания процессов выветривания на водосборных бассейнах и руслах рек [1]. Для этого рассматривают сезонные закономерности изменения концентрации взвеси (S), проявляющиеся при анализе связей между концентрацией взвеси S и Q, где Q – расход воды (м<sup>3</sup>/с).

Синхронное изменение функций зависимости  $S$  и  $Q$  от времени характеризует линейную связь между  $S$  и  $Q$ . Такая связь (тип I) показательна для малых рек России при прохождении резких паводков. Более интенсивное нарастание  $Q$  по сравнению с  $S$  объясняет возникновение степенной или параболической зависимости между переменными (тип II). Тип III соответствует сдвигу по фазе колебаний  $S$  и  $Q$ , при котором на подъеме уровней наблюдаются большие скорости нарастания, а на спаде – большие скорости снижения  $S$ . Это сопровождается гистерезисными явлениями, отражающими неоднозначность значений  $S$  при  $Q = \text{const}$ . Такие явления возникают вследствие быстрого изменения условий стокообразования на малых водосборах, на реках с паводочным режимом стока, на участках слияния рек с различным режимом формирования стока.

Изучение пространственно-временной изменчивости взвесей в приустьевой зоне р. Умба проводилось на двух гидрометрических створах, расположенных в 3 и 8 км от устья. Сезонные колебания стока являются одной из причин нестационарного режима движения взвесей вдоль речных систем. Очевидно, что они приводят к вовлечению в перемещение разнофракционного материала, поэтому для анализа временной изменчивости нами были использованы данные ежемесячных анализов содержания взвесей на указанных гидрометрических створах.

Сбор воды р. Умба как реки озерного типа идет с обширной территории, поэтому она отличается большой водностью. Внутригодовое распределение речного стока очень неравномерное: максимум приходится на безледный период (май–октябрь), минимум – на зимнюю межень. В некоторые периоды отмечается незначительное увеличение расхода воды ( $Q$ ,  $\text{м}^3/\text{с}$ ) по направлению к устьевой зоне, но колебания не являются статистически значимыми величинами, поэтому в данной работе приводятся данные по гидропосту, расположенному ближе к морской акватории (рис. 1).

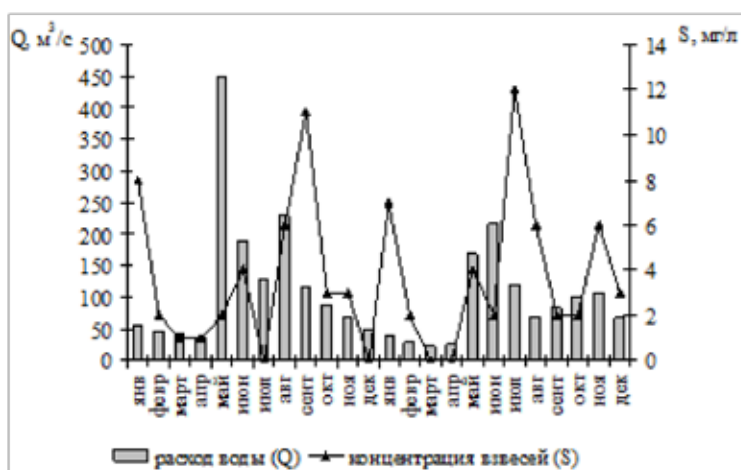


Рис. 1. Зависимость  $S$ – $Q$  в р. Умба за двухлетний период наблюдений.

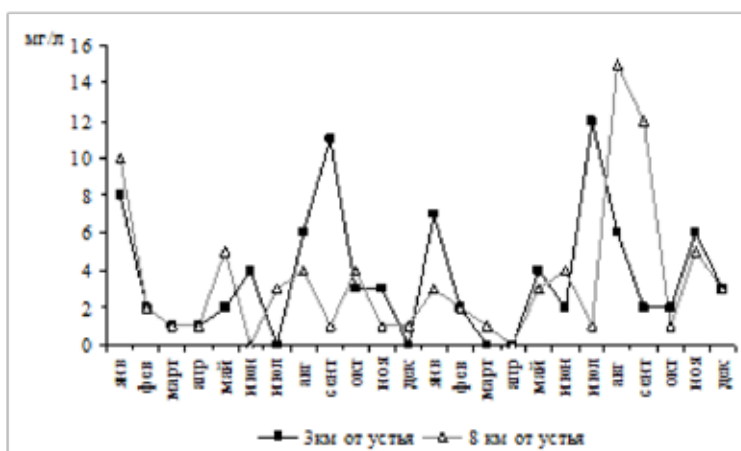


Рис. 2. Динамика  $S$  в приустьевой зоне р. Умба за двухлетний период наблюдений.

Результаты исследований показывают, что максимум Q (водного стока р. Умба в море) приходится на май–июнь, а максимумы S (концентрации взвешенных веществ) – на сентябрь и июль. В периоды предполагаемой минимальной биологической активности (март–апрель, октябрь–ноябрь, сентябрь–октябрь) зависимость S–Q в большей степени соответствует типу I – согласно критериям, приведенным выше. Показательно, что существует сдвиг по фазе (пространственная изменчивость) колебаний S по направлению к устьевой зоне (рис. 2). Так, отмечено движение взвесей в противофазе на двух отдельных гидростаях в июне (в обоих периодах исследования), сентябре, ноябре, июле, августе.

Полученные результаты показывают, что приустьевая зона р. Умба отличается сложным характером поступления, осаждения и транзита взвесей, а также влияния на эти процессы водного стока. Отмеченные особенности следует учитывать при исследованиях сезонных процессов в маргинальных фильтрах малых рек водосбора Белого моря.

### Список литературы

1. Алексеевский Н.И. Формирование и движение речных наносов М.: МГУ. 1998. 202 с.
2. Гордеев В.В. Речной сток в океан и черты его геохимии. 1983. М.: Наука. 152 с.
3. Даувальтер В.А., Кашулин Н.А. Халькофильные элементы (Hg, Cd, Pb, As) в оз. Умбозеро, Мурманская область // Водные ресурсы. 2010. Т. 37. № 4. С. 461-476.
4. Доклад о состоянии и об охране окружающей среды Мурманской области в 2014 году. <http://mpr.gov-murman.ru/activities/00.condition/>
5. Долотов Ю.С., Коваленко В.Н., Лившиц В.Х. и др. О динамике вод и взвеси в эстуарии р. Кереть (Карельское побережье Белого моря) // Океанология. 2002. Т. 42. № 5. С. 765-774.
6. Долотов Ю.С., Филатов Н.Н., Шевченко В.П. и др. О характере природных процессов в фазы прилива и отлива в эстуариях Карельского побережья Белого моря // Океанология. 2004. Т. 44. № 5. С. 784-792.
7. Ежегодник «Качество поверхностных вод Российской Федерации» за 2011 гг. ФГБУ «Гидрохимический институт» (ФГБУ «ГХИ»). 2012. 530 с.
8. Ежегодник «Качество поверхностных вод Российской Федерации» за 2014 г. ФГБУ «Гидрохимический институт» (ФГБУ «ГХИ»). 2014. 551 с.
9. Ежегодник качества поверхностных вод на территории деятельности Мурманского УГКС Госкомгидромета. Мурманск. 1977-1995.
10. Красовский В.В. Особенности воспроизводства атлантического лосося (*Salmo salar* L.) в озерно-речных системах реки Умба (Кольский п-ов) // Автореф. дис. Петрозаводск. 2006.
11. Лисицын А.П. Маргинальный фильтр океанов // Океанология. 1994. Т. 34. № 5. С. 735-747.
12. Никаноров А.М., Брызгалов В.А. Реки России. Ч. 1. Реки Кольского Севера (гидрохимия и гидроэкология). Ростов-на-Дону: Из-во НОК. 2009. 200 с.
13. Филатов Н.Н., Тержевик А.Ю. Белое море и его водосбор под влиянием климатических и антропогенных факторов. Петрозаводск: Карельс. науч. центр РАН. 2007. 349 с.
14. Янин Е.П. Роль техногенеза в формировании гранулометрического состава речных отложений // Экологические системы и приборы. 2009. № 5. С. 32-37.



Общая и генетическая минералогия,  
кристаллография



## НОВЫЕ ПОСТУПЛЕНИЯ В КОЛЛЕКЦИЮ МУЗЕЯ ГЕОЛОГИИ И МИНЕРАЛОГИИ ИМ. И.В. БЕЛЬКОВА ГЕОЛОГИЧЕСКОГО ИНСТИТУТА В 2015 г.

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

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

Пополнение музейных фондов – одна из основных задач деятельности музея. Наибольшая часть поступлений основного фонда позволяет расширять и обновлять экспозицию музея, а научно-вспомогательного – изучать имеющийся материал и формировать коллекции минералов, руд и пород для других музеев России. В 2015 г. **основной фонд** музея пополнился на 309 образцов минералов, пород и руд Кольского региона, из них 241 образец был выставлен в экспозиции музея. Большая часть образцов – 269, пополнила систематическую коллекцию, 9 – коллекцию с новыми минералами, 1 – коллекцию руд и 30 – петрографическую коллекцию. С учётом новых, вновь поступивших образцов, основной фонд музея к концу 2015 г. стал насчитывать 8840 образцов.

Географически поступившие образцы распределились следующим образом. Наибольшее число образцов – 76, поступило из щёлочно-ультраосновных и карбонатитовых массивов (Вуориярви – 66 и Ковдор – 10), 65 – из района Беломорского побережья (мыс Корабль, Турий мыс, район п. Умбы и др.), 64 – из Западных Кейв, 62 – из Хибино – Ловозёрского комплекса, 15 – из Вороньих тундр, 5 – из Южного Прихибинья (месторождение «Пирротиновое ущелье»). Из остальных геологических объектов поступило от 1 до 4 образцов.

Новыми для музея стали 37 минеральных видов, которые в таблице представлены по классам. Среди них, в основном, новые, впервые открытые минеральные виды, редкие минеральные виды и первые находки в Кольском регионе. Такого обновления музейной коллекции по количеству и значимости минеральных видов не было с 2007 года.

Таблица. Список новых для музея минеральных видов

<b>Элементы:</b> Муассанит	Кордилит-(Се) Маккельвиит-(Y)	Голдманит
<b>Сульфиды:</b> Марказит Холлингуртит	Смитсонит	Дюмортьерит
<b>Оксиды:</b> Акаганеит Карелианит Луешит Хошелагаит Экандрюсит	<b>Сульфаты:</b> Квасцы-(Na)	<i>Икранит</i>
<b>Карбонаты:</b> <i>Алексхомяковит</i> Кальциобурбанкит <i>Карбоцернаит</i>	<b>Фосфаты и арсенаты:</b> Митридатит Монтгомериит Рабдофан-(La) Скородит Файрфилдит Чёрчит-(Y)	Кайсикхит-(Y) <i>Калийарфведсонит</i> <i>Кальциомурманит</i> <i>Кольскиит</i> Манганэвдиалит Мухинит <i>Набалампрофиллит</i> <i>Тисиналит</i>
	<b>Силикаты:</b> <i>Батиеваит-(Y)</i> Гайнит	Феррохольмквистит Хинганит-(Y) Экерманнит

Курсивом выделены новые минеральные виды Кольского региона

**Минералогическая коллекция основного фонда** пополнилась новыми и редкими минеральными видами, а также красочными минералами различных геологических объектов Кольского региона. По последним данным в Кольском регионе известно 1125 минеральных видов [2]. С учётом новых поступлений в коллекции музея на отчётный период насчитывается 635 минеральных видов.

Наиболее значимыми для музея являются поступления **новых и редких минеральных видов**. Несмотря на то, что в музее довольно широко представлена экспозиция новых минеральных видов, по ряду причин она остаётся далеко неполной: из 274 новых минералов, открытых в Кольском регионе до 1 января 2016 г. в музее отсутствует 60. Поэтому поступление их в коллекцию музея всегда большое событие. Впервые в музей поступили следующие **новые минеральные виды** (таблица): набалампрофиллит (Ковдорский массив), тисиналит, икранит, калийарфведсонит, кальциомурманит (Ловозёрский массив), кольскиит, алексхомяковит (Хибинский массив), батиеваит-(Y) (Сахарйокский массив) и карбоцернаит (массив Вуориярви). Алексхомяковит, кальциомурманит и батиеваит-(Y) были утверждены Комиссией по новым минералам, номенклатуре и классификации в 2015 г.

Алексхомяковит – хлорсодержащий карбонат калия, был обнаружен И.В. Пековым в гипералпаитовых пегматитах Восточного апатитового рудника (г. Коашва) Хибинского массива [8]. Минерал назван в память об известном первооткрывателе минералов, докт. геол.-мин. наук, член.-корр. Российской академии естественных наук Александре Петровиче Хомякове.



Рис. 1. Кальциомурманит. Хибинский массив, г. Эвеслогчорр (ГИМ 3667).

Кальциомурманит – титаносиликат, Са аналог мурманита, был обнаружен И.С. Лыковой (МГУ) [7] первоначально в щелочных породах на г. Флора Ловозёрского массива, а затем в образце из нашего музея с г. Эвеслогчорр Хибинского массива, который хранился в основном фонде с 1975 г. (рис. 1).

Образцы старых сборов музея, возможно, хранят ещё много тайн. Не так давно, при исследовании музейной коллекции минералов Ковдорского массива, в образцах 1988 года был обнаружен глаголевит, открытый в этом массиве много позже – в 2003 г., а в 2015 г. при исследовании образца с Ловозёрского массива, хранившегося в музее с 1990 г., был обнаружен шкатулкалит, открытый только спустя шесть лет.

Батиеваит-(Y) – титаносиликат иттрия и кальция, был обнаружен Л.М. Лялиной в пегматите нефелинового сиенита, развитого на контакте сиенитов и эссекситов Сахарйокского массива [6]. Минерал назван в память о Ие Дмитриевне Батиевой – известном учёном в области петрологии гранитоидных формаций, д.г.-м.н., много лет трудившейся в Геологическом институте и открывшей в 1957 г. Сахарйокский массив.

Среди поступлений **редких минеральных видов** (таблица) важно отметить **первые находки** в Кольском регионе – это гайнит, мухинит, голдманит и квасцы-(Na). Гайнит – иттрий-редкоземельный титаносиликат Na и Ca, обнаружен в Сахарйокском массиве в ассоциации с батиеваитом-(Y) [6], пятая находка в мире. Ванадиевые силикаты – мухинит и голдманит, а также редкий сульфат – квасцы-(Na), обнаружены в метавулканитах Южного Прихибинья (месторождение «Пирротиновое ущелье»). В ассоциации с ними находятся карелианит – первая находка в колчеданных рудах [3, 4].

К другой представительной и интересной серии образцов относятся редкие минеральные виды, переданные А.В. Волошиным. Среди них дюмортьерит, монтгомериит и скородит из редкометальных пегматитов Вороньих тундр, экандрюсит, чёрчит-(Y), хинганит-(Y) и кайсикхит-(Y) из постмагматических образований щелочных гранитов Западных Кейв, а также маккельвиит-(Y), хошелагаит, кордилит-(Ce), джорджчаоит и экерманнит из карбонатитового массива Вуориярви. Остановимся на хошелагаите – редком сложном ниобате Са (гр. франконита) с интересным названием. Минерал открыт в 1986 г. и назван по месту находки – Хошелага. Так называлась бывшая колония-поселение индейцев в 17 веке, на месте которой сейчас стоит г. Монреаль (Канада, провинция Квебек). Хошелагаит образовался в результате изменения пирохлора, находится по трещинам в карбонатах в виде мелких снежно-белых тонковолокнистых сферолитов,

Ещё одна коллекция редких, новых для музея, минеральных видов из разных комплексов пород поступила от И.В. Пекова. Это образцы Хибинского щелочного массива - акаганеит и манганоевдиалит, Ловозёрского щелочного массива – рабдофан-(La), Ковдорского щёлочно-ультраосновного и карбонати-



Рис. 2. Нормандит (ГИМ 7417). Хибинский массив, г. Партомчорр.

того массива – луешит, и редкометалльных гранитных пегматитов Вороньих тундр (г. Васин-Мыльк) – файрфиллит и митридатит.

Впервые в музей поступили образцы со смитсонитом – карбонатом Zn. Образцы со смитсонитом были отобраны Н.Г. Жихаревой из отвалов старой шахты Ройменского свинцово-цинкового месторождения во время геологической экскурсии по Беломорскому побережью. Первые сведения о разведке свинцовой руды на Ройменском наволоке относятся к 18-19 веку, когда были пройдены несколько шурфов (ям), расчисток и две шахты. Свинцовые руды приурочены к кварцевым и кварц-кальцитовым жилам, залегающим в рапакиви-гранитах [1, 5].

Значительно расширилась коллекция минералов **Хибинского щелочного массива**. Крупный (23×15.5×8 см) образец «звездчатого» астрофиллита с эгирином двух генераций г. Эвеслогчорр стал украшением экспозиции Выставочного зала музея. Кристаллы тёмно-малинового эвдиалита (Олений ручей), фрагменты кристаллов карминово-красного виллиомита (г. Юкспор), кристалл гемиморфита в эгирине (плато Расвумчорр), образец с длиннопризматическими коричневыми кристаллами титанита (г. Коашва) и крупный (26×24×8 см) образец с фторапатитом дополнили систематическую коллекцию музея (Ю.Л. Войтеховский).

Эффектный образец с красновато-коричневыми радиально-лучистыми агрегатами нормандита (г. Партомчорр) подарен музеем Кольским отделением РМО (рис. 2).

Экспозицию Хибинского массива дополнил красочный образец с виллиомитом и пектолитом Коашвинского карьера, а также образцы с кристаллами гемиморфита из района близ карьера Ньорпахк (И.В. Пеков).

Коллекция апатитов пополнилась образцами с зеленовато-серым и светло-коричневым апатитом Центрального рудника (И.С. Красоткин, В.Е. Рявкин) и буровато-зелёным апатитом Оленьего ручья (Д.А. Габов).

Минералогическую коллекцию массива дополнили также образцы с содалитом, кристаллами лабунцовита-Fe, красновато-коричневыми сферолитами ловенита, тонкопризматическими кристаллами чёрного эгирина в белом сахаровидном апатите, крупными кристаллами дельхайелита с включениями эвдиалита и эгирина (В.Н. Яковенчук, А.К. Шпаченко, И.С. Красоткин, В.Л. Семёнов).

Из старых коллекций института в основной фонд музея были приняты образцы с юкспоритом необычной красновато-коричневой окраски, канаситом и фенакситом, красочный сросток пластинчатых кристаллов золотисто-коричневого астрофиллита и призматический кристалл дельхайелита в сферолите эгирина.

Наиболее красочными поступлениями **Ловозёрского щелочного массива** представляются образцы с пластинчатыми серебристо-фиолетовыми кристаллами мурманита г. М. Пункаруйв (старые коллекции института), наиболее крупный из которых, размером 22x165x13 см, украсил экспозицию Выставочного зала музея.

Коллекцию минералов массива дополнили образцы пегматитов с бледно-розовыми прозрачными кристаллами сидоренкита и белыми иголочками коробицынита (Умбозерский рудник), со светло-зелёным полупрозрачным нефелином, мурманитом и лопаритом-(Се), голубым минералом гр. канкринита, эвдиалитом и лоренценитом из лопаритового карьера у подножья г. Аллуайв (Ю.Л. Войтеховский).

Поступление образцов с редкими минералами не только расширили, но и значительно обновили коллекцию **щёлочно-ультраосновных и карбонатитовых массивов** - это образцы с массивов Вуориярви, Ковдорского и Озёрной вараки.

Благодаря большому поступлению образцов по **массиву Вуориярви** (А.В. Волошин), закончилось оформление экспозиции по минералам и рудам этого массива. О первых поступлениях некоторых редких минералов массива говорилось выше. Кроме них экспозицию массива дополнили образцы с такими редкими минералами, как стронцианит, бельковит, карбоцернаит, альстонит, а также красочные образцы с ромбоздрическими кристаллами доломита и щётками кристаллов мориона. Эффектным образцом дымчатого кварца пополнил коллекцию Ю.Л. Войтеховский.

Среди поступлений **Ковдорского массива**, как всегда, наибольший интерес вызывают яркие красочные образцы со штаффелитами. Самый крупный образец бирюзового штаффелита достигает размера 68x41x23 см. Экспозицию фосфатов в систематической коллекции украсили образцы со штаффелитами необычной изумрудно-зелёной (рис. 3) и чистой белой окраски (Ю.Л. Войтеховский). Систематическую коллекцию минералов дополнили образцы с флогопитом, лизардитом и антигоритом Флогопитового месторождения и Железорудного карьера (Ю.Л. Войтеховский, А.В. Волошин), с пироауритом Флогопитового рудника (В.Н. Яковенчук), с диопсидом в коронитовой кайме и кристалл форстерита из старых коллекций института.

Впервые в музей поступили образцы с волластонитом из волластонит-эгирин-авгитовых метасоматитов **Озёрной Вараки** (Н.Е. Козлов).



Рис. 3. Штаффелит (ГИМ 7495). Ковдорский массив.



Рис. 4. Халькопиритовая жила (ГИМ 7404). Мончеплутон, г. Травяная.

Обновились коллекция минералов гранитных пегматитов. Кроме впервые поступивших редких минералов (смотри выше), коллекцию минералов постмагматических образований щелочных гранитов **Западных Кейв** дополнили образцы с редкими минералами Белых тундр – это тенгерит-(Y), англезит, церуссит, гидроастрофиллит, и Плоскогорского месторождения – таленит-(Y), вюнцпахит-(Y), хинганит-(Yb), кейвиит-(Y) и другие (А.В. Волошин). Друзы и крупные, до 11 см в длину, кристаллы зеленовато-голубого амазонита г. Парусной (А.В. Волошин, Ю.Л. Войтеховский) украсили экспозицию Кейв.

Коллекцию минералов редкометальных гранитных пегматитов **Вороньих тундр**, кроме редких минералов, дополнили образцы с бертрандитом в пустотах растворения берилла, с футляровидными кристаллами эльбаита в кварце, полихромным турмалином в ассоциации с поллуцитом, сподуменом и кварцем (А.В. Волошин, старые коллекции института).

Впервые в музейную коллекцию поступил образец с феррохольмквиститом из гранитных пегматитов **района п. Алакургти** (А.В. Волошин). Состав его определялся с помощью волнодисперсионного электронно-зондового микроанализатора MS-46 Cameca.

Экспозицию **Беломорского побережья** дополнили 23 «беломорские рогульки» с р. Оленицы и мыса Корабль (Ю.Л. Войтеховский, А.В. Волошин, Н.Г. Жихарева), большая часть которых выставлена в экспозиции музея. Систематическую коллекцию дополнили образцы с аметистом и флюоритом мыса Корабль, лабунцовитом и кальцитом Турьего мыса и минералом гр. апофиллита о. Медвежьего Белого моря (А.В. Волошин, Ю.Л. Войтеховский, старые коллекции института).

После геологической экскурсии по Беломорскому побережью Н.Г. Жихарева передала в музей коллекцию с различными минералами – это кордиерит из гнейсов (нижнее течение р. Умбы), кристаллы барита с аметистом и флюоритом мыса Корабль, гемиморфит, сфалерит, галенит и флюорит из отвалов старой шахты Ройменского свинцово-цинкового месторождения.

Впервые в систематической коллекции музея появился муассанит: 30 тёмно-синих зёрен мельчайшей фракции из Ермаковской трубки взрыва на Терском побережье передала А.Б. Калачёва. Кроме того, в фонд музея от неё поступила коллекция муассанитов из рыхлых отложений с различных территорий Мурманской области с описанием и географической привязкой.

#### **Другие геологические объекты Кольского региона**

Украшением Выставочного зала музея стал крупный, размером 26.5×15×12 см, видовой образец халькопиритовой жилы (рис. 4), отобранный из отвалов шахты на г. Травяной **Мончеплутона** (Н.Ю. Groшев).

Активно продолжает пополняться коллекция платиновых минералов из расслоенных палеопротерозойских массивов. Впервые в систематическом отделе музея демонстрируется аншлиф с холлингуортитом **массива Фёдоровой тундры** (Н.Ю. Groшев). С этого же места поступили аншлифы с котульскимитом, сопчеитом, мончеитом, меренскимитом, Au-Ag сплавом и арсенидами Pd и Pt (В.В. Субботин).

Большой интерес посетителей вызывает крупный (30×11×21 см) образец с радиально-лучистыми агрегатами антигорита в ассоциации с кальцитом **Печенгского месторождения** (Ю.Л. Войтеховский). Коллекцию слоистых силикатов пополнил образец с серпентином Печенги (старые коллекции института).

Основной фонд музея пополнился образцами с кайнозитом-(Y), бастнезитом-(Y) и минералом гр. пумпеллиита с **Канозёрского массива** (А.В. Волошин), а также образцами кварцевых жил с редкой мелкой вкрапленностью самородного золота с **участка «Горелый бор»** среднего течения р. Варзуги (Д.А. Габов).

**Петрографическая коллекция** основного фонда музея пополнилась на 30 образцов. Все они обновили экспозицию Петрографического отдела музея.

Крупный (25×22×5 см) эффектный полированный образец апатитовой брекчии (старые коллекции института) и полированные пластины тингуайта с оригинальным узором (В.М. Rogozin) обновили экспозицию щелочных пород Хибинского массива. Образцы эвдиалитовых луявритов и трахитоидных ювитов пополнили экспозицию Ловозёрского массива (Ю.Л. Войтеховский, В.В. Пуха).

Коллекция осадочных пород пополнилась глинистыми стяжениями р. Оленицы Беломорского побережья (А.В. Волошин, Ю.Л. Войтеховский), строматолитовыми доломитами о. Кильдин и хр. Серповидного Западных Кейв (Т.В. Новохатская, С.М. Мудрук), чёрными сланцами скорбеевской свиты п-ова Рыбачий (Н.Ю. Groшев).

Новые образцы в экспозиции пород гранитоидных формаций представлены образцами с контактом гнейса и пегматита Порос-озера (старые коллекции, И.В. Бельков), амазонитовым графическим пегматитом Канозера (А.В. Волошин) и гранитом Кузреченского карьера Беломорского побережья (Н.Г. Жихарева).

Вулканыты Печенги пополнились полированным образцом контакта лавы вариолитовых пикритов с конкреционными туфосилицитами (А.Е. Борисов), ультрабазиты Мончеплутона – образцом с зоной переслаивания ортопироксенитов и гарцбургитов г. Сопча, «пласт 330» (старые коллекции института).

Экспозицию пород зеленокаменного пояса Колмозеро-Воронья обновил крупный (37×20×7.5 см) уникальный образец турмалинового гранита с ритмичной полосчатостью (рис. 5), обусловленной чере-



Рис. 5. Турмалиновый гранит (ГИМ 7396). Воронья тундры.

дованием полос, обогащённых и обеднённых турмалином (шерлом) (А.В. Волошин), массива Гремяха-Вырмес – полированный образец контакта ийолита и габбро (А.К. Шпаченко).

**Научно-вспомогательный фонд** пополнился большим числом образцов минералов, руд и пород Кейв, Хибинского, Ловозёрского и Ковдорского массива, Африканды, Вуориярви, Печенги, Аллареченского месторождения, Южного Прихибинья, зоны Колмозеро-Воронья, п-ва Средний, Беломорского побережья и других геологических объектов.

После экскурсии на п-ов Средний молодые специалисты института привезли крупный, размером 102x86x6 см, оригинальный образец с трещинами усыхания в аргиллитах, заполненных алевролитовым материалом, который теперь украшает вестибюль Геологического института.

Из старых коллекций института в научно-вспомогательный фонд музея приняты коллекции Ю.П. Меньшикова, О.Б. Дудкина, Т.В. Новохатской, Т.Н. Ивановой, И.В. Белькова, И.В. Буссен, М.Г. Федотовой, А.Ф. Соседко, А.Н. Кулакова и др.

Коллекции минералов, руд и пород научно-вспомогательного фонда музея всегда востребованы. Так в 2015 году 139 образцов с минералами и рудами Кольского региона были переданы Северному Арктическому федеральному университету им. М.В. Ломоносова (г. Архангельск), 50 – Изборскому музею-заповеднику (Псковская обл.), 4 – Геологическому музею им. В.И. Вернадского (г. Москва), 13 – сотрудникам института для научных исследований.

**Источники поступлений.** Наибольшую часть поступлений основного фонда музея – 94 % – составили дары от сотрудников института, 6 % – от сотрудников других организаций.

В пополнении музейных фондов принимали участие сотрудники Геологического института – Ю.Л. Войтеховский, А.В. Волошин, Л.М. Лялина, В.В. Субботин, В.Н. Яковенчук, С.М. Карпов, Н.Ю. Groшев, Д.А. Габов, А.К. Шпаченко, С.М. Мудрук, А.Б. Калачёва, Н.Г. Жихарева, В.В. Пуха, В.М. Рогозин, В.Л. Семёнов, В.Е. Рявкин, Е.Н. Козлов, а также бывшая сотрудница института Т.В. Новохатская. В дар получены образцы от сотрудников других организаций – И.В. Пекова (д.г.-м.н., профессора МГУ, г. Москва), И.С. Красоткина (к.т.н., ПетрГУ, г. Кировск) и А.Е. Борисова (гл. геолога ОАО «КГИЛЦ», г. Апатиты).

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

## Список литературы

1. Белянкин Д. и Куплетский Б. Горные породы и полезные ископаемые Северного побережья и прилегающих к нему островов Кандалакшской губы Белого моря // Тр. Сев. научно-промысл. экспед., 1924, Вып. 18, НТО ВСНХ, № 7, М.-Л., 76 с.
2. Борисова В.В., Волошин А.В. Перечень минеральных видов Кольского региона. Изд. 5-е, испр. и доп. Апатиты: К@М, 2015. 124 с.
3. Волошин А.В., Карпов С.М., Чернявский А.В. Новые данные о минералах. Первые находки в России и на Кольском п-ове // Тр. XII Ферсмановской научной сессии «Геология и стратегические полезные ископаемые», посвящ. 80-летию со дня рождения акад. РАН Ф.П. Митрофанова. Апатиты. К@М. 2015. С. 244-250.
4. Карпов С.М., Волошин А.В., Савченко Е.Э. и др. Минералы ванадия в рудах колчеданного месторождения Пирротиновое ущелье (Прихибинье, Кольский п-ов) // ЗРМО. 2013. №3. С. 83-99.
5. Токарев В.А. К минералогии Терского берега Кольского п-ова (Порья губа – Кузрека) // Тр. Ленингр. общ. естествоисп., 1935. Т. 64. Вып. 1. Отд. геол. и минер. С. 55-88.
6. Lyalina L.M., Zolotarev A.A., Selivanova E.A. *et al.* Batievaite-(Y) // IMA 2015-016. CNMNC Newsletter No. 26. August 2015 / Miner. Mag. 2015. V. 79 (4). P. 941-947.
7. Lykova I.S., Pekov I.V., Chukanov N.V. *et al.* Calciomurmanite // IMA 2014-103. CNMNC Newsletter No. 25. June 2015 / Miner. Mag. 2015. V. 79. P. 529-535.
8. Pekov I.V., Zubkova N.V., Lykova I.S. *et al.* The crystal chemistry and origin of alexkhomyakovite, a new potassic chlorocarbonate from the Khibiny alkaline complex, Kola peninsula, Russia // Alkaline Magmatism of the Earth and Related Strategic Metal Deposits. Proceedings of XXXII Internat. Conf. Apatity 7-14 August 2015. М.: GEOKHI RAS, 2015. P. 86-87.

## НОВЫЕ ДАННЫЕ О МИНЕРАЛАХ.

### 2. ПЕРВЫЕ НАХОДКИ В РОССИИ И В КОЛЬСКОМ РЕГИОНЕ

Волошин А.В., Сидоров М.Ю., Компанченко А.А., Чернявский А.В.

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

Цель работы – изучение конституционных свойств (структурных и химических параметров) минералов, впервые установленных в России и регионе. Объекты исследования – минералы класса элементы из карьера Куру-Ваара, северо-запад (СЗ) Беломорской провинции, сульфиды и сульфосоли рудопроявлений Панареченской вулcano-тектонической структуры (ПР ВТС), минералы зоны окисления колчеданных руд на уч. Брагино, Южно-Печенгская структурная зона (ЮПСЗ), вторичная медно-сульфатная минерализация уч. Южный Мыс, Салла-Куолаярвинская структурная зона (СКСЗ).

Изучение минералов проводилось на оптическом микроскопе AxioPlan в отраженном и проходящем поляризованном свете с блоком видеорегистрации. Исследование фазовой и внутрифазовой неоднородности минералов осуществлялась при помощи сканирующего электронного микроскопа LEO-1450 с оценкой состава минеральных фаз посредством энергодисперсионного спектрометра Quantax. Химический анализ однородных зёрен минералов размером более 20 мкм выполнен на электронно-зондовом микроанализаторе Cameca MS-46 в Геологическом институте КНЦ РАН. Исследования минералов проводились на раман-спектрометре Alpha XR ThermoScientific, микроскоп Olympus BX51, объектив 100x, лазер 532 нм в Институте геологии КарНЦ РАН, Петрозаводск, Renishaw InVia Reflex, микроскоп Leica, объектив 100x, лазер 785 нм в Горном институте, Санкт-Петербург и HORIBA Jobin-Yvon LabramHR800, лазер 514 нм, ресурсный центр СПбГУ «Геомодель», Санкт-Петербург.

Результатом проведенных исследований явилось установление ряда новых минералов для Кольского региона и России (табл. 1).

Таблица 1. Новые минералы Кольского региона и России.

Название минерала	Формула	География, геология
Муассанит	SiC	КР, СЗ Беломорской провинции
Козалит	Pb <sub>2</sub> Bi <sub>2</sub> S <sub>5</sub>	КР, ПР ВТС
Менегинит	Pb <sub>13</sub> CuSb <sub>7</sub> S <sub>24</sub>	КР, ПР ВТС
Лепидокрокит	Fe <sup>3+</sup> O(OH)	КР, ЮПСЗ
Фаза 15-С-7-3	Cu <sup>2+</sup> <sub>6</sub> [SO <sub>4</sub> ] <sup>2-</sup> (OH) <sub>10</sub>	КР, СКСЗ

В табл. 2 приведены данные по методам диагностики, подтверждающие достоверность отнесения к минеральному виду.

Таблица 2. Достоверность минерального вида. Методы диагностики.

Минерал	Формула	Химический состав		Крист. структура	
		Leo-1450	Cameca MS-46	РФА	РС
Муассанит	SiC				+
Козалит	Pb <sub>2</sub> Bi <sub>2</sub> S <sub>5</sub>	+			+
Менегинит	Pb <sub>13</sub> CuSb <sub>7</sub> S <sub>24</sub>	+			+
Лепидокрокит	Fe <sup>3+</sup> O(OH)	+		+	+
Фаза 15-С-7-3	Cu <sup>2+</sup> <sub>6</sub> [SO <sub>4</sub> ](OH) <sub>10</sub>	+	+	+	+

Примечание. РФА – рентгено-фазовый анализ, РС – рамановская спектроскопия. Аналитики: химический состав: Е.Э. Савченко, А.В. Базай, Я.А. Пахомовский; рентгено-фазовый анализ: Е.А. Селиванова, М.В. Торопова; рамановская спектроскопия: операторы М.Ю. Сидоров, А.В. Чернявский

#### Элементы

**Муассанит SiC.** В Кольском регионе известны многочисленные находки муассанита, сделанные в шлиховых и протолочных пробах. География этих находок охватывает значительную часть региона от полуострова Средний на севере до Кандалакшского залива на юге. Особый интерес представляет находка



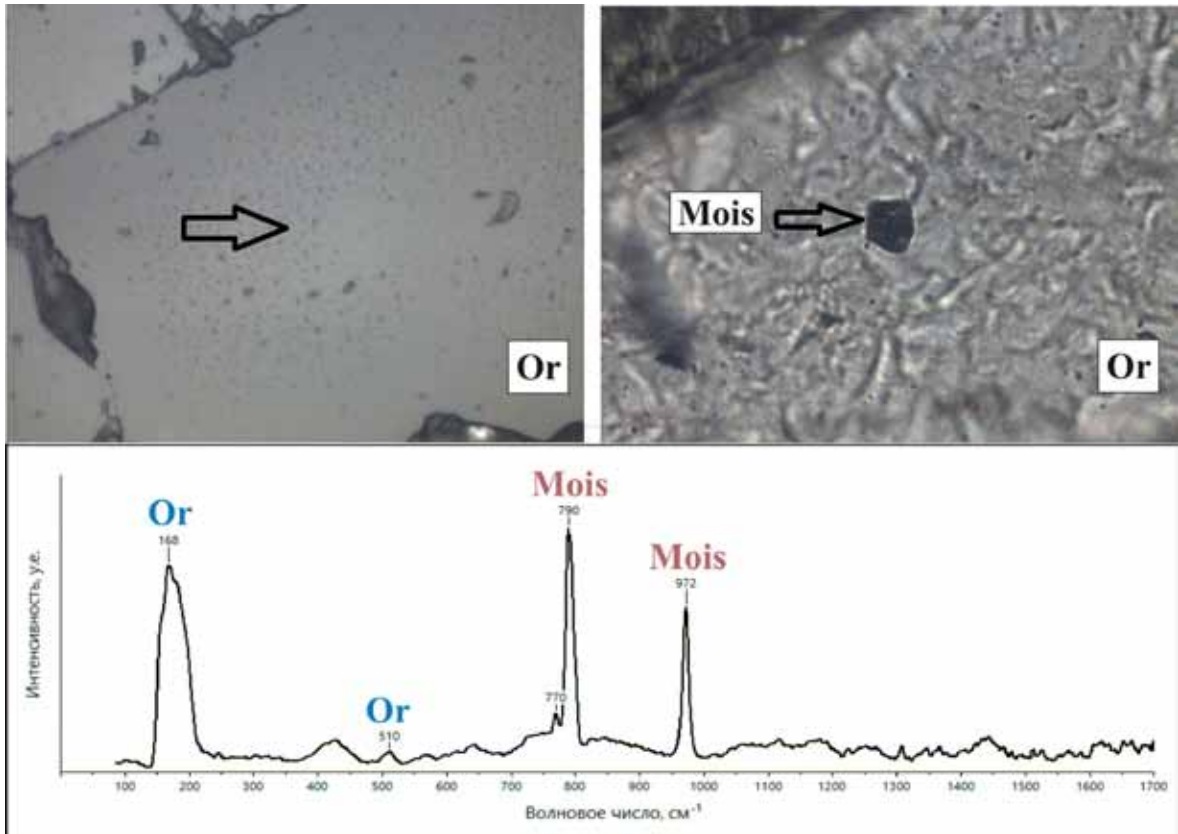


Рис. 1. Включение изометричного кристалла муассанита в ортоклазе и раман-спектр муассанита с пиками ортоклаза

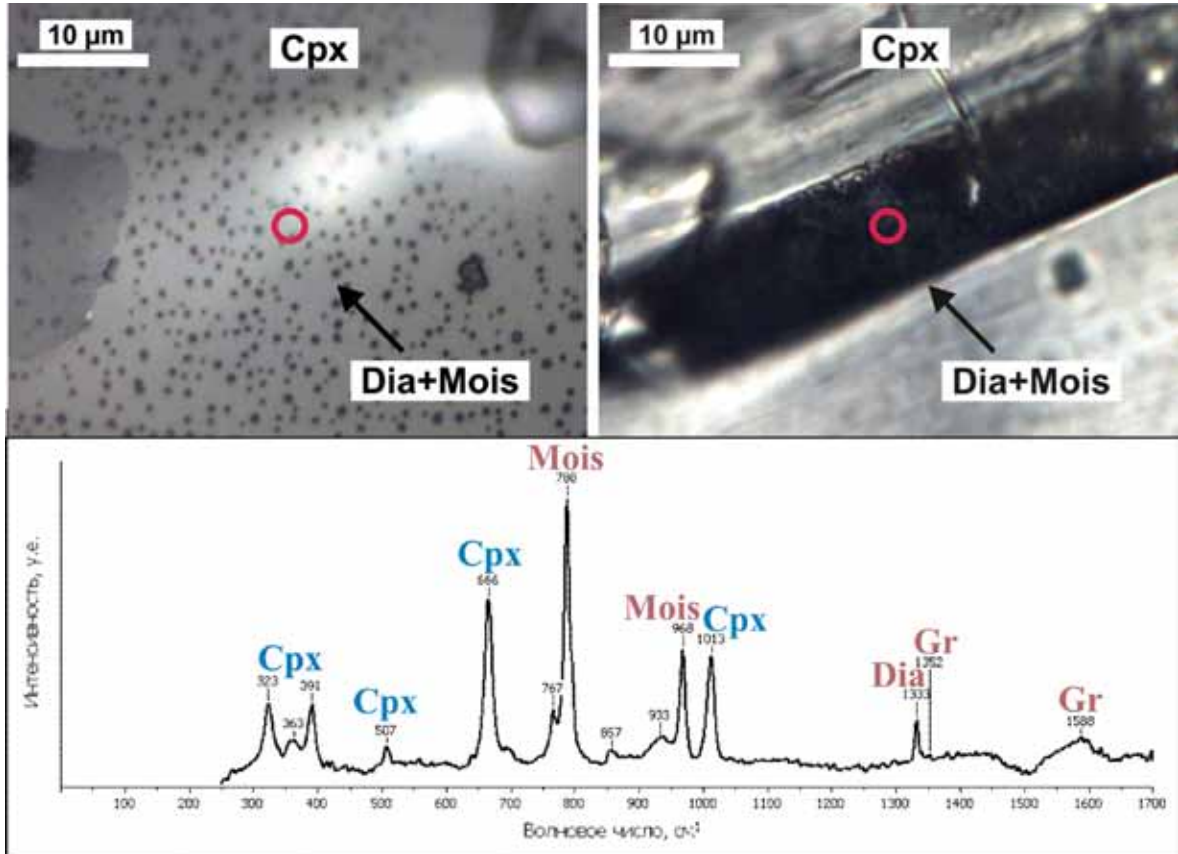


Рис. 2. Включение сростка муассанита с алмазом и графитом в клинопироксене и раман-спектр муассанита с пиками графита, алмаза и клинопироксена.

кристаллов муассанита, выделенных химическим разложением из протолочной пробы серпентинизированных шпинелевых пироксенитов, отобранной в восточной части Сальных тундр (Ивлиев и др., 1970). При изучении протолочных (около 350) и шлиховых (более 810) проб, отобранных в разных районах Мурманской области, минералогами Лаборатории № 36 (ГИ КНЦ РАН) было выявлено до 400 знаков карбида кремния в 145 точках отбора проб (коллекция А.Б. Калачевой, Музей ГИ КНЦ РАН).

Данная находка представлена муассанитом в эклогитовых породах Кох-озера, Ковдорский район, северо-западная часть Беломорской провинции. В отличие от предыдущих находок, сделанных в протолочных и шлиховых пробах, кристаллы муассанита найдены непосредственно в минералах-хозяевах. Эклогитовые породы представляют собой крупно-зернистые массивные породы, залегающие в тоналит-трондьемит-гранодиоритовых гнейсах. Включения муассанита были диагностированы в ортоклазе и клинопироксене методом рамановской спектроскопии. Размер включений не превышает 35-40 мкм.

Одним из достоинств рамановской спектроскопии является возможность диагностики включений под поверхностью минерала-хозяина. В данном случае это позволяет исключить вероятность того, что исследуемое включение было привнесено при обработке препарата различными абразивными порошками и пастами.

На рис. 1 показан изометричный кристалл муассанита, находящийся под поверхностью ортоклаза, что хорошо видно при сравнении фотографий участка шлифа, сделанных в отраженном (верхний слева) и проходящем (верхний справа) свете. На рамановском спектре хорошо проявлены как характеристические полосы муассанита, так и вмещающего его ортоклаза (нижний).

Включения муассанита в клинопироксене отличаются от включений муассанита в ортоклазе. Они представляют собой сростки муассанита с алмазом и графитом (рис. 2). Морфология включений остается невыясненной. Можно лишь говорить о приуроченности включений муассанита к кварцевым ламелям в клинопироксене. На рамановском спектре видны характеристические полосы муассанита, алмаза, графита и вмещающего их клинопироксена (рис. 2, нижний).

### Сульфиды и сульфосоли

**Козалит ( $Pb_2Bi_2S_3$ )** – минерал подкласса сульфосолей, сульфовисмутид свинца. Впервые обнаружен на территории Кольского региона в серицит-карбонат-альбит-кварцевых метасоматитах Панареченской вулcano-тектонической структуры. Выделения представлены зернами неправильной удлиненной формы размером до 10 мкм (рис. 3). Встречается в незначительных количествах с сульфидами и сульфосолями Pb и Bi, самородным Bi и др. в виде метасом с алекситом, галенитом, гесситом и жозеитом в пирите.

Химический состав (мас.%): Cu – 0-1.13, Ag – 4.68-18.54, Pb – 17.10-29.39, Fe – 0-2.78, S – 14.12-17.76, Sb – 0-28.54, Bi – 23.56-42-47, Se – 1.36-3.66, Te – 0-2.16, сумма 100.00. Отмечается изоморфное замещение Pb небольшими количествами Cu, Ag и Fe; Bi замещается Sb и Fe; Se и Te замещают S. Анализ удовлетворительно рассчитывается на кристаллохимическую формулу:  $(Pb_{0.746-1.251}Ag_{0.444-1.552}Fe_{0-0.421}Cu_{0-0.157})_{1.617-2.298}(Bi_{1.011-1.836}Sb_{0.834-2.102}Fe_{0-0.316})_{2.152-3.113}(S_{3.979-4.688}Se_{0.155-0.418}Te_{0-0.153})_{4.270-4.850}$ .

Из-за обильного количества изоморфных примесей данный минерал некоторое время оставался в статусе минеральной фазы, пока для одной из фаз данного состава не удалось зарегистрировать раманов-

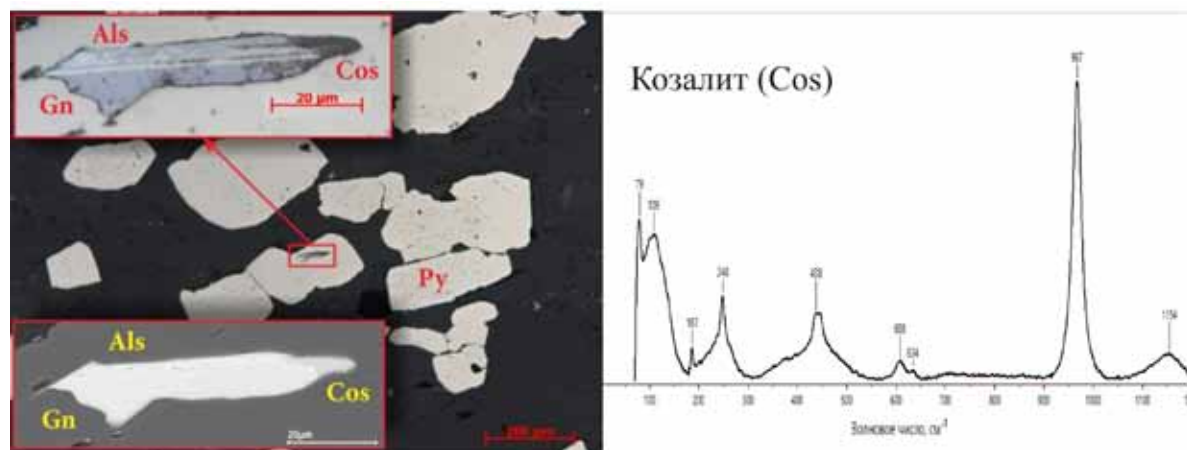


Рис. 3. Форма выделения и ассоциация (справа, оптический снимок) и раман-спектр (слева) козалита.

ский спектр, который соответствовал спектру менегинита в базе RRUFF. Наиболее интенсивные линии с максимумами 79, 109, 187 и 248  $\text{см}^{-1}$  являются диагностическими для данного минерала (рис. 3).

**Менегинит ( $\text{Pb}_{13}\text{CuSb}_7\text{S}_{24}$ )** – минерал класса сульфосолей, сульфоантимонит свинца и меди. Впервые обнаружен на территории Кольского региона в серицит-карбонат-альбит-кварцевых метасоматитах Панареченской вулcano-тектонической структуры. Выделения представлены зернами неправильной формы размером до 8 мкм в виде включения (и в сростании с галенитом) в пирите в ассоциации с халькопиритом, арсенопиритом, тетраэдритом (рис. 4).

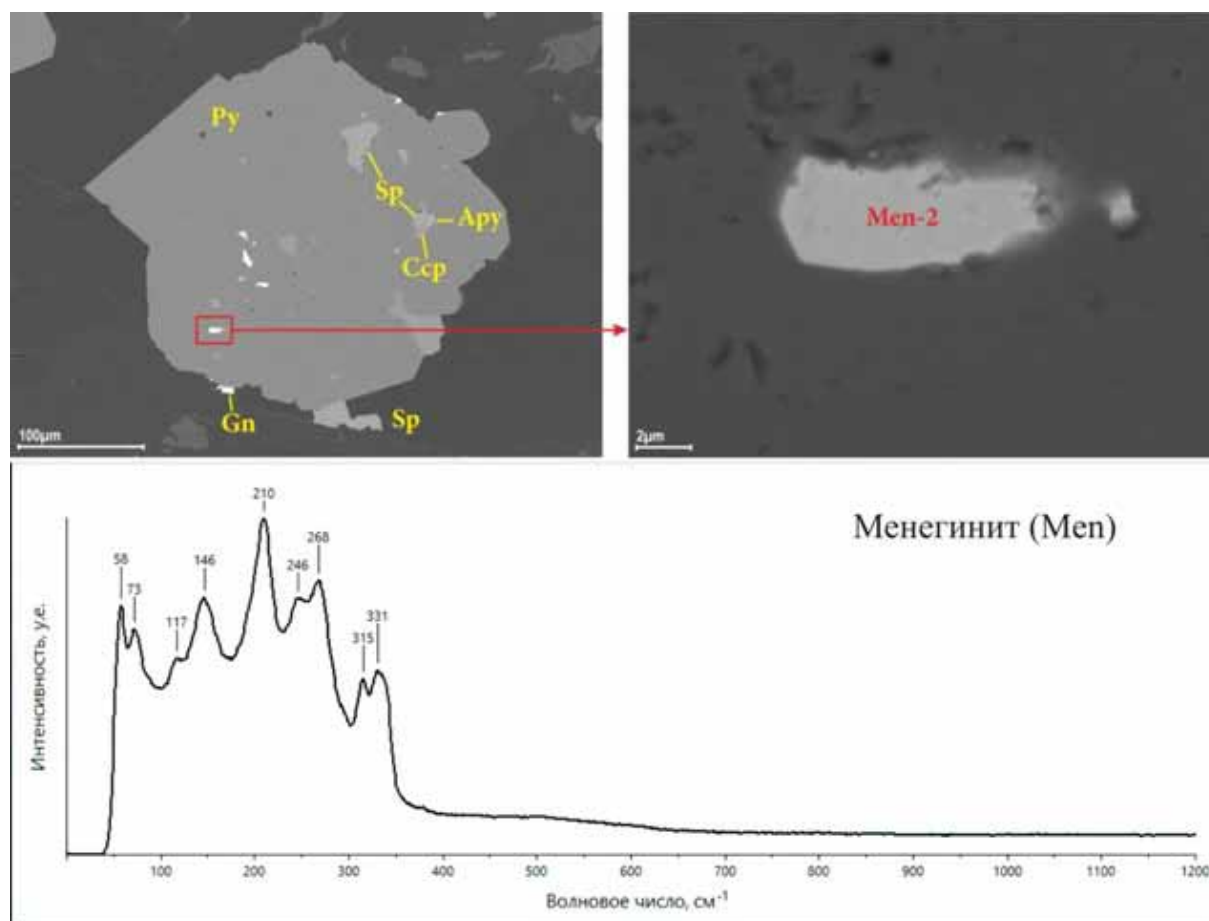


Рис. 4. Форма выделения и ассоциация (верхний, BSE изображение) и раман-спектр (нижний) менегинита

Химический состав (мас. %): Cu – 1.27-1.52, Pb – 58.74-62.41, Fe – 2.19-6.60, S – 14.81-16.76, Sb – 16.63-19.07, сумма 100.00. Оценка состава проводилась на СЭМ LEO-1450 с энергодисперсионным спектрометром Bruker X Flash-5010 аналитик Савченко Е.Э. Анализ удовлетворительно рассчитывается на кристаллохимическую формулу:  $\text{Pb}_{11.804-13.791}\text{Cu}_{0.832-1.095}\text{Fe}_{1.795-4.920}\text{Sb}_{5.686-7.172}\text{S}_{21.147-21.758}$ . В составе катионного блока формулы отмечается примесь Fe, что является следствием неточного химического анализа, ввиду малых размеров минерала. Данная примесь обусловлена матрицей (пирит) в которой находится данный минерал. Установить принадлежность минеральной фазы к минеральному виду удалось методами рамановской спектроскопии. Данным методом были зарегистрированы несколько идентичных спектров менегинита и проведено сравнение с имеющимися спектрами в базе данных RRUFF. Наиболее интенсивные линии с максимумами 59, 74, 119, 146, 210, 246, 265, 315 и 330  $\text{см}^{-1}$  являются диагностическими для данного минерала (рис. 4).

#### Оксиды

**Лепидокрокит  $\text{FeO}(\text{OH})$ .** Лепидокрокит уже был известен на Кольском п-ове. Первые упоминания о находках лепидокрокита можно встретить в работах А.В. Атаманова «К минералогии коры выветривания карбонатитов Салланлатвинского массива» (Атаманов, 1974), где присутствие лепидокрокита в смеси

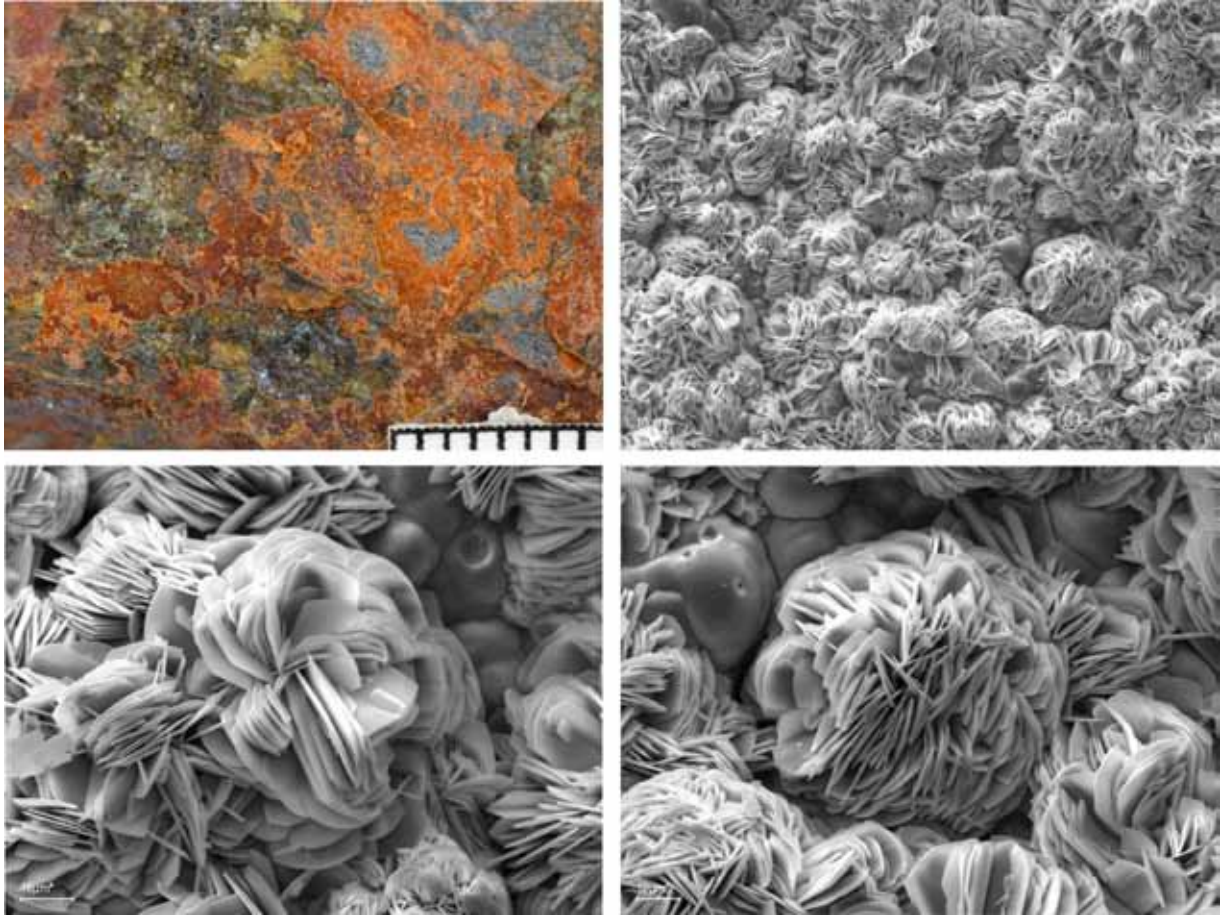


Рис. 5. Формы выделения лепидокрокита.

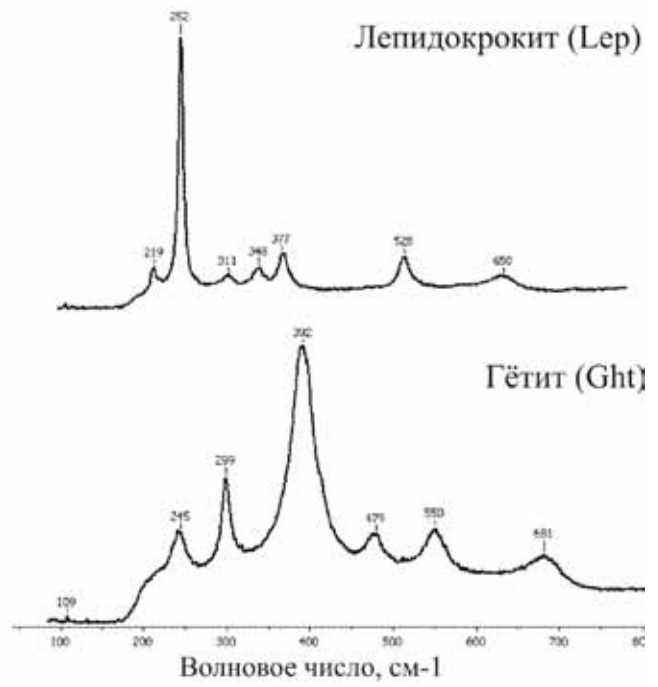
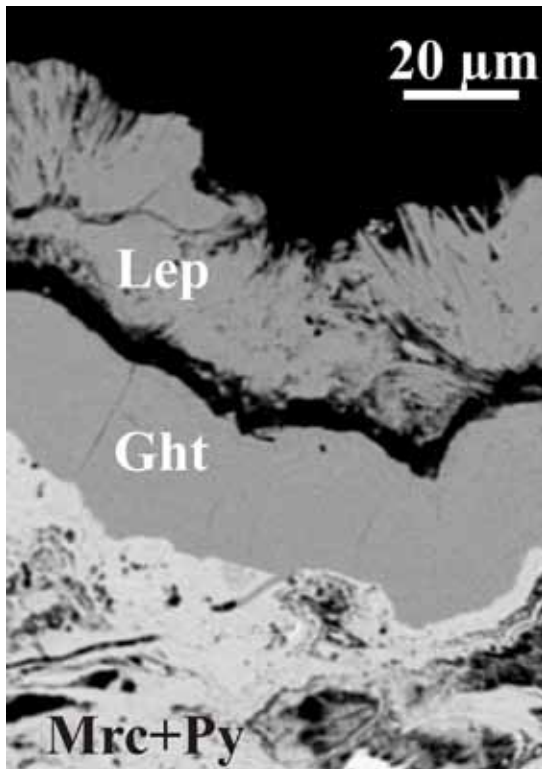


Рис. 6. Слева: формы выделения лепидокрокита и гетита, BSE изображение. Справа: соответствующие им раман-спектры.

с гётитом и гидрогётитом было определено по рентгенограмме порошка и термограмме, и Яковлева Ю.Н., Яковлевой А.К., Нерадовского Ю.Н. и др. «Минералогия сульфидных медно-никелевых месторождений Кольского п-ова» (Яковлев и др., 1981): «Гидроокислы железа широко распространены в зоне окисления медно-никелевых месторождений (Федотова, 1968). Встречаются они и на более глубоких горизонтах в рудах всех типов, но преимущественно в поздних зонах дробления и смятия, где развиваются по всем главным рудным минералам. Представлены тонкодисперсными гётитом и лепидокрокитом, а так же лимонитом. Агрегаты их обычно невелики по размерам, поэтому разделение на минеральные виды затруднительно. Обычно они развиваются по трещинкам и вокруг зерен сульфидов и магнетита в виде образований с коллоидной концентрически зональной текстурой». Однако данные находки не были до конца изучены и подтверждены. Следует отметить, что похожая ассоциация наблюдается на участке 45 км, ИВСЗ, в образцах коллекции Карпова С.М.

*Лепидокрокит* – минерал класса оксиды, группа бёмита. Был обнаружен в зоне окисления колчеданных руд в виде корок и налетов на марказит-пирротиновой руде на участке Брагино, ЮПСЗ. Макроскопически индивиды лепидокрокита практически не различимы (рис. 5, верхний левый – фото А.В. Чернявского), однако на снимках СЭМ, во вторичных электронах (автор А.В. Базай), хорошо видно, что этот минерал образует таблитчатые индивиды, которые срастаются в розочки на корках гетита (рис. 5, кроме верхнего левого), а так же выполняет полости в прожилках гетита. Лепидокрокит характеризуется однородностью состава, определен как методом РФА, так и методом рамановской спектроскопии (рис. 6). Можно видеть, что рамановские спектры гетита и лепидокрокита имеют явные различия.

### Сульфаты

**Фаза 15-C-7-3  $Cu_6(SO_4)(OH)_{10}$ .** Среди вторичных минералов в рудопроявлении на участке «Южный мыс», СКСЗ, была обнаружена фаза, рамановский спектр и рентгенограмма порошка которой отсутствует в известных нам базах данных. Эта фаза условно названа фаза 15-C-7-3. Она представляет собой мелкозернистый агрегат синих кристаллов, которые вместе с другим сульфатом меди – брошантитом, образуют корочки в рассланцованных вулканитах основного состава (рис. 8).

Исследование фазы 15-C-7-3 в обратно отраженных электронах выявило ее неоднородный характер и наличие включений амфибола и кварца (рис. 7). Химический состав фазы 15-C-7-3 (Cu – 50.55, S – 4.30) близок к таким минералам как редгиллит  $Cu_6(SO_4)(OH)_{10} \cdot H_2O$  и монтетрисаит  $Cu_6(SO_4)(OH)_{10} \cdot 2H_2O$ . Но рентгенограммы порошка этих минералов существенно отличаются от рентгенограммы фазы 15-C-7-3. Возможно, фаза 15-C-7-3 представляет собой полиморфную модификацию редгиллита (Pluth, 2005) или монтетрисаита (Orlandi, 2009).

Наиболее близкой к рентгенограмме фазы 15-C-7-3 является рентгенограмма кобяшевита (Реков, 2013). Но имеющиеся отличия в межплоскостных расстояниях и разный химический состав не позволяют нам говорить об идентичности этих минералов. На данный момент от С.Н. Бритвина получена полная рентгенограмма порошка, которая подтвердила отсутствие фазы в базах данных минералов, возможно фаза 15-C-7-3 будет подтверждена как новый минеральный вид.

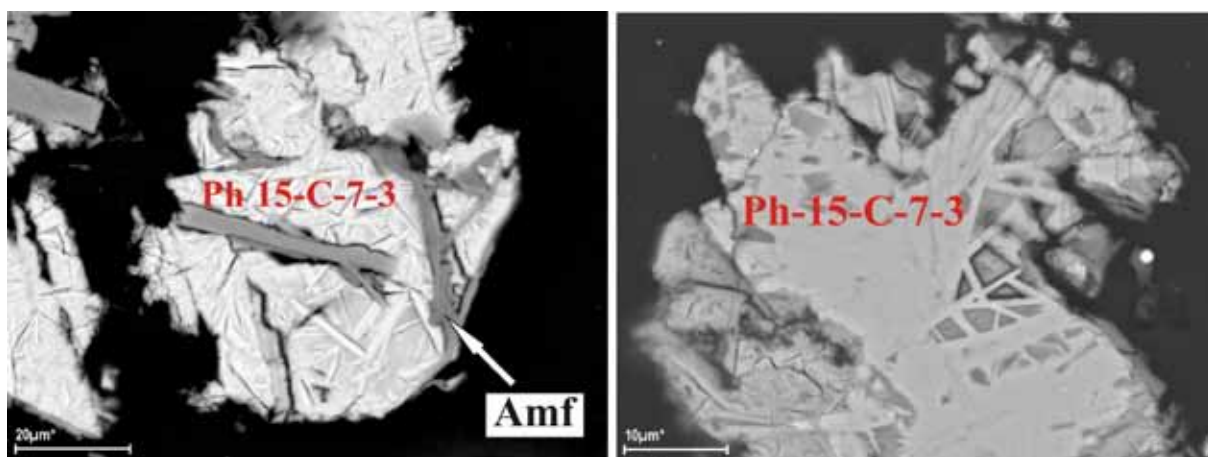


Рис. 7. Форма выделения и ассоциация фазы 15-C-7-3. BSE изображение.

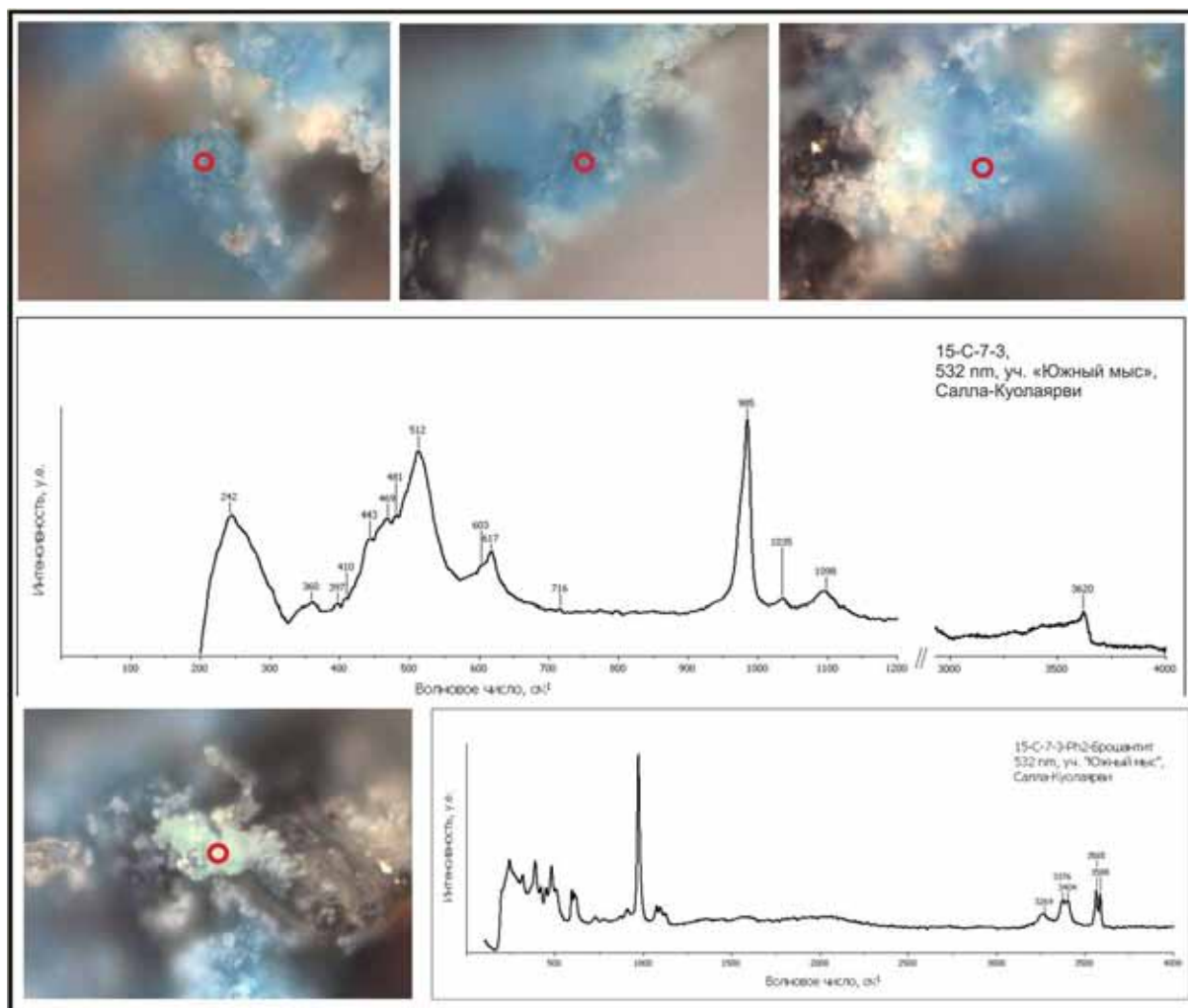


Рис. 8. Форма выделения (верхние) и раман-спектр (нижний) фазы 15-С-7-3, оптические снимки.

### Список литературы

1. Атаманов А.В. К минералогии коры выветривания карбонатитов Салланлатвинского массива // Петрология, минералогия и геохимия. Апатиты. Изд-во КФАН СССР, 1974. С. 173-184.
2. Ивлиев А.И., Меньшиков Ю.И., Петренко Г.В. Первая находка муассанита в гипербазитах гранулитового комплекса Кольского п-ова // Вопросы геохимии, минералогии, петрологии и рудообразования. Киев: Наукова Думка, 1970. С. 57.
3. Федотова М.Г. К минералогии зоны окисления сульфидных медно-никелевых месторождений Печенги // Матер. по минералогии Кольского п-ова. Вып. 6. Л.: Наука, 1968. С. 45-49.
4. Яковлев Ю.Н., Яковлева А.К., Нерадовский Ю.Н. и др. Минералогия сульфидных медно-никелевых месторождений Кольского п-ова. Л.: Наука, 1981. 352 с.
5. Orlandi P., Bonaccorsini E. Montetrisaite, a new hydroxyl-hydrate copper sulfate species from Monte Trisa, Vicenza, Italy // The Canadian Mineralogist. 2009. V. 47. P. 143-151.
6. Pekov I.V., Zubkova N.V., Yapaskurt V.O., Belakovskiy D.I., Chukanov N.V., Kasatkin A.V., Kuznetsov A.M., Pushcharovsky D.Y. Kobylashevite,  $\text{Cu}_5(\text{SO}_4)_2(\text{OH})_6 \cdot 4\text{H}_2\text{O}$ , a new devilline-group mineral from the Vishnevye Mountains, South Urals, Russia // Mineralogy and Petrology. 2013. V. 107. P. 201-210.
7. Pluth J.J., Steele I.M., Kampf A.R., Green D.I. Redgillite,  $\text{Cu}_6(\text{OH})_{10}(\text{SO}_4) \cdot \text{H}_2\text{O}$ , a new mineral from Caldbeck Fells, Cumbria, England: description and crystal structure // Mineralogical Magazine. 2005. V. 69. P. 973-980.

## НОВЫЕ ДАННЫЕ О МИНЕРАЛОГИИ ПЕЩЕРЫ БОТОВСКАЯ (ВОСТОЧНАЯ СИБИРЬ)

Базарова Е.П.

Институт земной коры СО РАН, Иркутск, bazarova@crust.irk.ru

Пещера Ботовская, являющаяся самой протяженной в России, находится на Верхнеленском закарстованном плато в пределах Среднесибирского плоскогорья, и заложена в водорослевых известняках усть-кутской свиты нижнего ордовика, которые слагают пласт с видимой мощностью до 8 м, зажатый среди морских песчаников этой же свиты [4]. Входы расположены в верхней части левого борта р. Боты. Пещера имеет длину 66743 м (по данным спелеоклуба «Арабика», состояние на февраль 2011 г.), и в плане представляет собой одноэтажный лабиринт.

В отличие от многих пещер карбонатного карста, вторичные минералы в которых представлены преимущественно кальцитом, в Ботовской пещере широко распространен арагонит. Арагонит встречается в виде древних кристаллитовых кор, частично перешедших в кальцит, но сохранивших игольчатую форму агрегатов (рис. 1 а), и в виде молодых кристаллитов, растущих отдельными небольшими пучками с длиной кристаллов до 1 см (рис. 1 б). На древних кристаллититах нередко развиваются кораллиты.



Рис. 1. Арагонитовые образования: древние (а) и молодые (б) кристаллитовые коры.

Кальцит слагает различные спелеотемы – натечные коры, сталактиты, сталагмиты и сталагнаты с игольчатыми арагонитовыми обрастаниями (рис. 2 а), обрамления водоемов (рис. 2 б), геликтиты (рис. 2 в), лунное молоко. На отдельных участках пещеры широко распространены кальцит-арагонитовые жеоды, описанные в работе [2].

В данном сообщении приводятся сведения о внутреннем строении, минеральном и химическом составе сталагмита 4.5 см длиной по результатам исследования его на электронном сканирующем микроскопе, а также о минеральном составе рыхлых образований, подобных мондмилху, встреченных на отдельных участках в привходовой части пещеры.



Рис. 2. Кальцитовые образования: сталагнат с игольчатыми арагонитовыми обрастаниями (а), обрамления пересохшего водоема (б) и геликтиты (в).

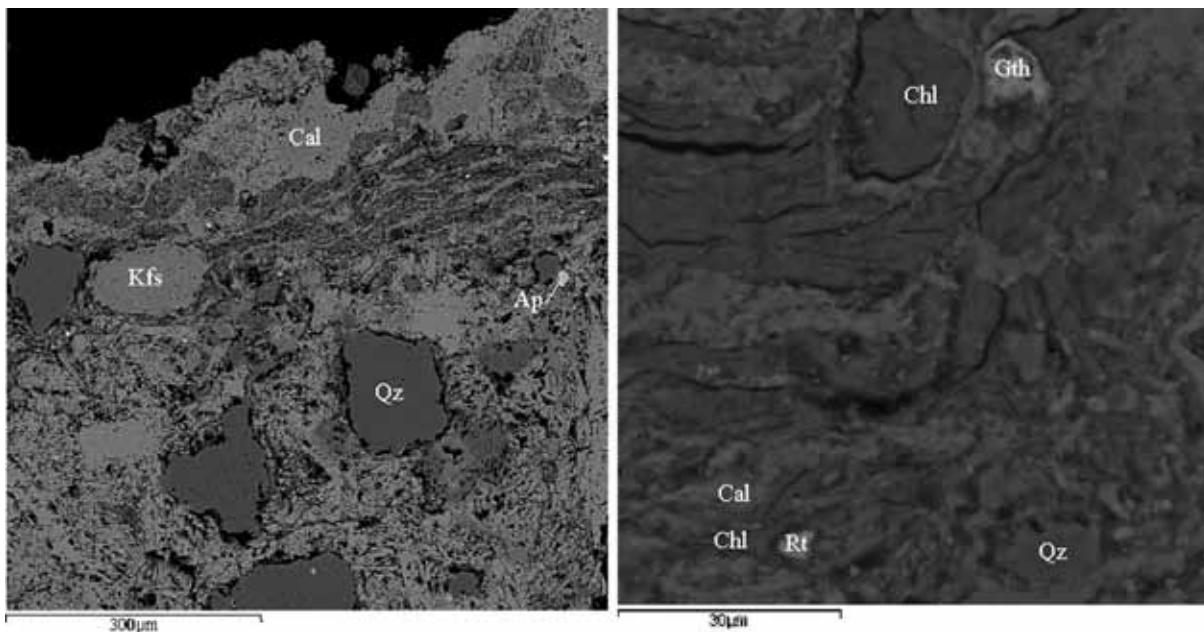


Рис. 3. Внутреннее строение верхней краевой части сталагмита. Cal – кальцит, Kfs – калиевый полево шпат, Qz – кварц, Ap – апатит, Gth – гетит, Chl – хлорит, Rt – рутил.

Определение минерального и химического состава образцов осуществлялось в Иркутске в аналитическом центре Института земной коры СО РАН методом рентгенофазового анализа аналитиком З.Ф. Ущиповской на дифрактометре ДРОН-3 на  $\text{CuK}_\alpha$ -излучении, и в Геологическом институте СО РАН в г. Улан-Удэ аналитиком Е.А. Хромовой на микроскопе «LEO-1430VP» (Carl Zeiss International) с энергодисперсионным спектрометром «INCAEnergy 300» (Oxford Instruments Analytical Ltd.). Условия анализа: ускоряющее напряжение 20 кВ, ток зонда 0.3-0.4 нА, размер зонда < 0.1 мкм, время измерения 50 сек, ошибка  $\pm 2$  масс. %. Фотографии отдельных образцов были выполнены С.Е. Мазиной на сканирующем электронном микроскопе SAMScan в г. Москва в Московском государственном университете.

Рассматриваемый сталагмит имеет лепешковидную форму и отличается от большинства хемогенных образований данной пещеры темно-бурой окраской поверхности. На электронном микроскопе был исследован продольный срез образца. Сталагмит сложен Mg- и Sr-содержащим кальцитом. Содержание MgO увеличивается от нижних слоев спелеотемы к верхним, достигая 5.06 вес. % в верхней краевой части образца. Напротив, содержание SrO уменьшается от нижних слоев, где составляет 1.06 вес. %, к верхним. В верхней части сталагмита наблюдаются обильные вкрапления кварца и калиевого полевого шпата; отмечено мелкое (около 10 микрон) зерно апатита, прожилки хлорита, мелкие (до нескольких микрон) зерна рутила и гетита (рис. 3). Учитывая расположение зерен перечисленных минералов исключительно в верхней краевой части сталагмита, можно предположить, что они были захвачены как глинистая примесь в процессе роста спелеотемы.

В привходовой части пещеры отмечались участки образований, представленных влажным мягким материалом, который образует высыпки диаметром до 30 см на коренной породе, кораллитах и кристалликитах. По результатам рентгенофазового анализа, состав пробы, взятой с кристалликитов, представлен гидромагнетитом, образующим листоватые кристаллы (рис. 4 а). Первоначально предполагалось, что данные образования в пещере Ботовской могут иметь биогенный генезис, но в образце не обнаружилось микроорганизмов или их остатков. При этом очевидно сходство гидромагнетитовых рыхлых образований из пещеры Ботовской с высыпками такого же состава из пещерной системы Снежная на Западном Кавказе (рис. 4 б).

По-видимому, в пещере Ботовской, как и в пещере Снежной, действует механизм образования, описанный В.А. Мальцевым [3] для подобных отложений, при котором рост гидромагнетита вслед за арагонитом и кальцитом инициируется присутствием магния в растворе. Подобные двух- и трехминеральные агрегаты характерны для хорошо продуваемых пещерных ходов, где присутствует активное испарение за счет воздушного потока.

В привходовой части пещеры были также отмечены мягкие пузырчатые образования арагонитового состава, имеющие диаметр выпуклостей до 0.5 см и по своей морфологии схожие с гипсовыми образова-



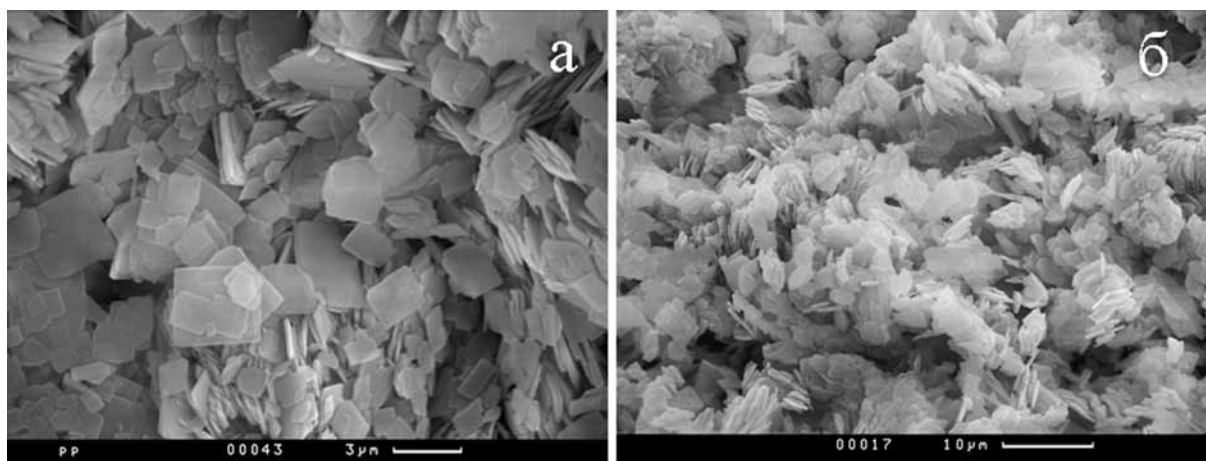


Рис. 4. Рыхлые образования гидромагнезитового состава, взятые с поверхности кристаллититовой коры: а – из пещеры Ботовская, б – из пещеры Снежная.

ниями, отмеченными для пещеры Новоафонской на Западном Кавказе [1], где такие образования имеют более крупные размеры (до 7 см в диаметре). Те и другие, по-видимому, относятся к так называемым «пещерным пузырям», описанным в [5], для формирования которых необходим трещиноватый субстрат и постоянный подток раствора по капиллярам.

Таким образом, были проведены исследования некоторых вторичных образований пещеры Ботовская. Выявлено, что в кальцитовом сталагмите в направлении от корня к вершине повышается содержание MgO и снижается содержание SrO, что указывает на изменение состава питающего раствора. Арагонит слагает не только кристаллититовые коры, но и редкий тип спелеотем - «пещерные пузыри» (по классификации К. Хилл и П. Форти [5]). В составе рыхлых образований, слагающих высыпки на ветвях арагонитовых кристаллититов, выявлен гидромагнезит. Находка гидромагнезита является первой для Ботовской пещеры.

Работа выполнена с использованием оборудования Центра коллективного пользования «Геодинамика и геохронология» ИЗК СО РАН (Иркутск). Авторы благодарят спелеологов клуба «Арабика» и лично А.В. Осинцева за помощь в сборе образцов и предоставленные фотографии, З.Ф. Ущиповскую и Е.В. Хромову за выполненные анализы и С.Е. Мазину за предоставленные фотографии с электронного микроскопа.

### Список литературы

1. Базарова Е.П., Мазина С.Е. Новые данные о вторичных отложениях Новоафонской пещерной системы (Западный Кавказ) // Минералогия техногенеза–2014. Миасс: Имин УрО РАН, 2014. С. 130-139.
2. Базарова Е.П., Осинцев А.В. Арагонитовые и кальцитовые жеоды из пещеры Ботовская // Спелеология и карстология. № 8. Симферополь. 2012. С. 76-81.
3. Мальцев В.А. Минералы системы карстовых пещер Кап-Кутан (юго-восток Туркменистана) // Мир Камня (World of Stones). 1993. № 2.
4. Филиппов А.Г. Пещера Ботовская // Вопросы физической спелеологии. М.: МФТИ, 1994. С. 142-160.
5. Hill C., Forti P. Cave minerals of the world. Huntsville. USA. 1997. 463 p.

### ИМЕНОВАНИЕ И УПОРЯДОЧЕНИЕ ВЫПУКЛЫХ ПОЛИЭДРОВ

Войтеховский Ю.Л.

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

В работах [1-10] перечислены все комбинаторные типы выпуклых 4- ... 12-эдров и простых (в каждой вершине сходятся ровно 3 грани) 13- ... 16-эдров. Каждый тип охарактеризован не только порядком группы автоморфизмов (п.г.а., т.е. числом переименований вершин, сохраняющих их смежность), но и точечной группой симметрии (т.г.с.). Это делает результаты применимыми в кристаллографии. При этом установлен ряд обескураживающих фактов. Во-первых, подавляющее большинство (99.5 % для 16-эдров) форм комбинаторно асимметричны, т.е. относятся к примитивному виду симметрии триклинной сингонии (1).

С ростом  $n$  «почти все»  $n$ -эдры комбинаторно асимметричны. Это переключается с недавно отмеченной А.П. Хомяковым «кубо-триклинной инверсией» в открытии новых минеральных видов и, возможно, фиксирует соответствие природных кристаллических полиэдров указанной фундаментальной характеристике евклидова пространства. Во-вторых, указанием набора граней и т.г.с. комбинаторный тип выпуклого полиэдра в общем случае не фиксируется. Его лучшим описанием остаётся изображение, например, в проекции на одну из граней [1, 2]. Всё это ставит задачу однозначного и конструктивного описания любого выпуклого полиэдра, позволяющего восстановить его комбинаторный тип. А поскольку асимптотически «почти все» они комбинаторно асимметричны, то речь идёт о позитивном (без отрицающего «а») определении свойства, привычно называемого асимметричностью.

### Как назвать выпуклый полиэдр?

Простейший в 3D выпуклый полиэдр – тетраэдр (симплекс). Его комбинаторный тип следует из имени. Но следует не с очевидностью, позволяющей нарисовать его рёберный граф из имени, а из дополнительного знания геометрии евклидова пространства. Это обстоятельство нами обычно не замечается, не осознаётся. С ростом числа граней комбинаторное разнообразие выпуклых полиэдров быстро растёт: 5-эдров – 2 (3-гранная призма и 4-гранная пирамида), 6-эдров – 7 (3 из них имеют имена: куб, 3-гональная бипирамида, 5-гранная пирамида), 7-эдров – 34, 8-эдров – 257, 9-эдров – 2606, 10-эдров – 32300, 11-эдров – 440564, 12-эдров – 6384634 и т.д. С ростом числа граней всё меньше полиэдров имеют имена. Асимптотически «почти все» они безымянны. Имена есть лишь у специфических форм, например, у полиэдров Платона, Архимеда, Каталани.

В кубической сингонии приняты «конструктивные» имена: тригон-тритетраэдр, тетрагон-тритетраэдр, пентагон-тритетраэдр, тригон-гексатетраэдр, тригон-гексоктаэдр и т.д. Чтобы сконструировать эти формы, нужно знать алгоритм. Так, имя тригон-гексоктаэдр означает, что над каждой гранью октаэдра надстроена «пирамида» из шести (гекс) треугольников (тригонов). Этот 48-эдр – самый многогранный среди простых форм кубической сингонии и, по-видимому, самый симметричный среди выпуклых 48-эдров. Из сказанного следует, что эта область знания геометрами (впрочем, как увидим далее, и алгебраистами тоже) систематически не охвачена. А в кристаллографии она содержится в самой «поверхностной» (занятой описанием поверхности кристаллов) части – кристалломорфологии.

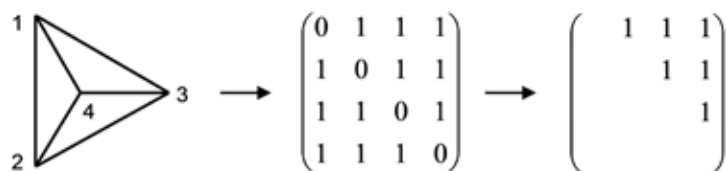


Рис. 1. Построение имени тетраэдра через матрицу смежности.

Между тем, почти очевиден способ численного описания выпуклого полиэдра. Рассмотрим рёберный граф тетраэдра (рис. 1). Понумеруем его вершины в произвольном порядке. Из-за его высокой симметрии и малого числа вершин все нумерации эквивалентны. Строим матрицу смежности, симметричную относительно диагонали, заполненной нулями. Для определённости, для дальнейшего оставим верхний треугольник, который выпишем построчно. Полученный двоичный код и есть имя тетраэдра, которое выглядит намного короче в десятичной системе:

$$111111 = 10^5 + 10^4 + 10^3 + 10^2 + 10^1 + 10^0 \rightarrow 2^5 + 2^4 + 2^3 + 2^2 + 2^1 + 2^0 = 63.$$

Ясно, что по нему тетраэдр восстанавливается однозначно: переводим имя из десятичной системы в двоичную, заполним верхний треугольник матрицы смежности (снизу вверх, справа налево; для более сложных полиэдров может понадобиться дополнить верхнюю строку нулями), симметрично достроим её нижним треугольником, рисуем по ней рёберный граф. Заметим, что предложенная форма описания рассматривает полиэдр как полиакрон (многовершинник).

### Сколько имён у $n$ -акрона?

У полиэдров с большим числом вершин при их различных нумерациях получаются различные матрицы смежности и имена. У 5-акронов возможны  $5! = 120$  нумераций вершин. Но в силу симметрии получаются совпадения. Так, 4-гранная пирамида имеет т.г.с. 4mm, п.г.а. 8. Поэтому у неё неэквивалентных

нумераций вершин и имён  $120 : 8 = 15$  (рис. 2). У 3-гональной бипирамиды (второй возможный 5-акрон) т.г.с. -6m2, п.г.а. 12, поэтому число имён  $120 : 12 = 10$ . Рассуждение обобщается: у произвольного n-акрона число имён  $n! / p$ , где p – п.г.а. (Кстати, для рассмотренного выше тетраэдра с т.г.с. -43m, п.г.а. 24 получим:  $n! / p = 4! / 24 = 1$  – одно имя).

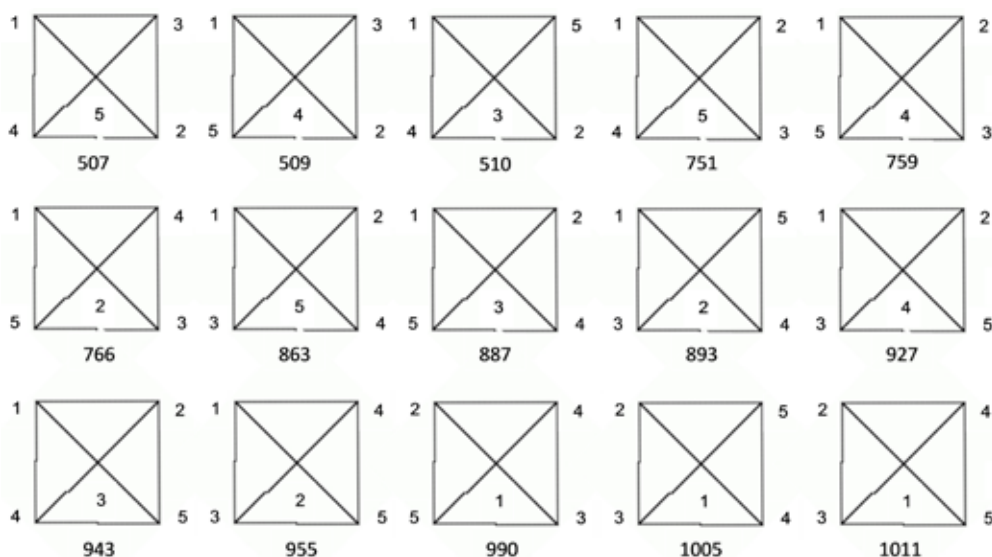


Рис. 2. 15 имён 4-гранной пирамиды и соответствующие нумерации вершин.

Из общего правила следует, что у комбинаторно асимметричных (т.г.с. 1, p = 1) n-акронов число имён равно  $n!$  Этот лежащий на поверхности результат интересен тем, что, по-видимому, впервые выражает свойство асимметричности выпуклого полиэдра не через отрицание (отсутствие) симметричности, а через число его вершин и процедуру построения матрицы смежности, не требующую теоретико-групповых преобразований. Число имён n-акрона – показатель его симметричности: чем больше имён – тем ниже симметрия. Асимметричный полиэдр факториален, симметричный – афакториален.

### Какое имя выбрать?

Множественность имён выпуклого полиэдра выглядит недостатком, неопределённостью, хотя он и восстанавливается по любому имени. Какое имя выбрать? Возможно, есть наилучшее, в каком-то смысле самое фундаментальное? Возможно, ответ зависит от решаемой задачи. Минимальное (min) имя удобно для краткого описания полиэдра. Максимальное (max), может быть, указывает на сложность его строения в том же смысле, что и порядки групп автоморфизмов. Можно предположить, что информация содержится и в диапазоне, охватываемом именами полиэдра. Ясно, что по min и max (а также любым другим) именам полиэдры можно строго упорядочить. Но что это даёт? Для первичного анализа данных упорядочим 4-... 7-акроны по min и max именам (рис. 3).

5-акроны (по min именам): 507 / 1011 (8), 511 / 1022 (12). Одновременно они упорядочились по max именам и п.г.а. (в скобках). Диапазоны имён перекрываются.

6-акроны (по min именам): 7915 / 32531 (10), 7916 / 29327 (12), 7917 / 31571 (2), 7919 / 32681 (2), 7934 / 31582 (4), 7935 / 32754 (4), 16350 / 31583 (48). Они же (по max именам): 7916 / 29327 (12), 7917 / 31571 (2), 7934 / 31582 (4), 16350 / 31583 (48), 7915 / 32531 (10), 7919 / 32681 (2), 7935 / 32754 (4). Связь упорядочений и п.г.а. не подтвердилась, диапазоны имён перекрываются для любых двух полиэдров.

7-акроны (по min именам): 241483 / 2089235 (12), 241484 / 1990799 (2), 241485 / 2057485 (1), 241487 / 2093699 (2), 241492 / 1984627 (4), 241493 / 2057491 (2), 241494 / 1992975 (1), 241495 / 2061955 (1), 241502 / 2057487 (2), 241503 / 2095686 (2), 241524 / 1993099 (6), 241525 / 2057557 (2), 241527 / 2062022 (2), 241535 / 2095960 (6), 241611 / 2093266 (4), 241612 / 1990871 (2), 241613 / 2061522 (2), 241614 / 2057555 (1), 241615 / 2095881 (1), 241630 / 2057563 (4), 241631 / 2096914 (4), 255655 / 1993287 (6), 255662 / 1993043 (2), 255663 / 2060871 (1), 255678 / 2057564 (2), 255679 / 2062105 (2), 255727 / 2093703 (4), 255734 / 1993051 (2), 255735 / 2061959 (1), 255743 / 2095954 (2), 257905 / 1993131 (4), 257907 / 2057566 (2), 257911 / 2062023 (6), 515806 / 2057567 (20).

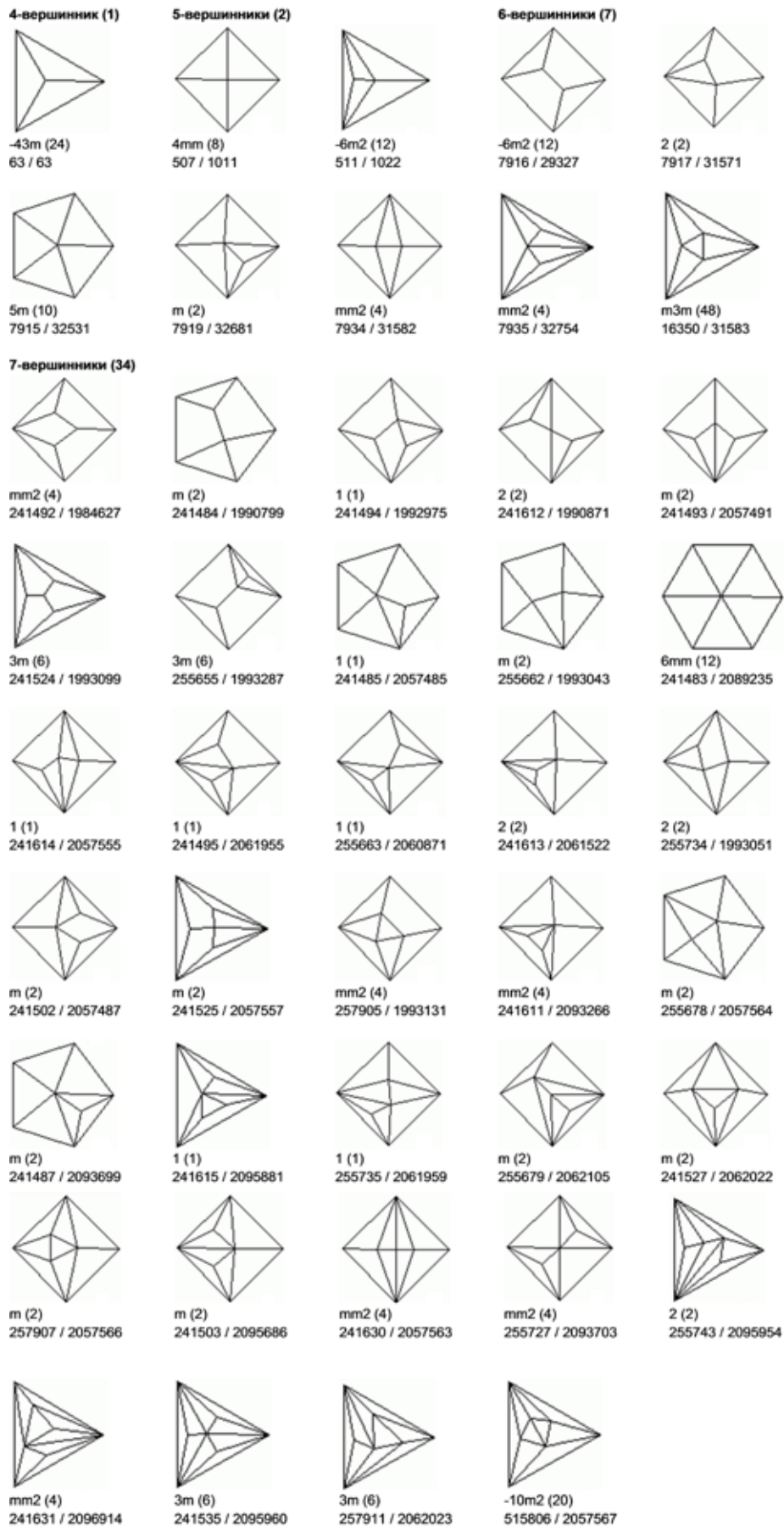


Рис. 3. Все 4- ... 7-акроны в проекции на одну из граней, их т.г.с. (в международной нотации), п.г.а. (в скобках), min и max имена (через слэш).

Они же (по max именам): 241492 / 1984627 (4), 241484 / 1990799 (2), 241612 / 1990871 (2), 241494 / 1992975 (1), 255662 / 1993043 (2), 255734 / 1993051 (2), 241524 / 1993099 (6), 257905 / 1993131 (4), 255655 / 1993287 (6), 241485 / 2057485 (1), 241502 / 2057487 (2), 241493 / 2057491 (2), 241614 / 2057555 (1), 241525 / 2057557 (2), 241630 / 2057563 (4), 255678 / 2057564 (2), 257907 / 2057566 (2), 515806 / 2057567 (20), 255663 / 2060871 (1), 241613 / 2061522 (2), 241495 / 2061955 (1), 255735 / 2061959 (1), 241527 / 2062022 (2), 257911 / 2062023 (6), 255679 / 2062105 (2), 241483 / 2089235 (12), 241611 / 2093266 (4), 241487 / 2093699 (2), 255727 / 2093703 (4), 241503 / 2095686 (2), 241615 / 2095881 (1), 255743 / 2095954 (2), 241535 / 2095960 (6), 241631 / 2096914 (4). Связь упорядочений и п.г.а. не подтвердилась. Это видно по комбинаторно асимметричным полиэдрам (подчёркнуты), распределённым в многообразии равномерно. Если min (max) имя полиэдра указывает на его меньшую или большую сложность, то это не та сложность, которая схвачена его п.г.а.: комбинаторно симметричный полиэдр – более прост, чем комбинаторно асимметричный. Диапазоны имён перекрываются для любых двух полиэдров.

### Упорядочение классов

Рассмотрим диапазоны имён для 4- ... 7-акронов: [63], [507, 1022], [7915, 32754], [241483, 2096914] – они не перекрываются. Покажем, что это верно в общем случае и ведёт к упорядочению классов, а именно: при любом упорядочении n-акронов внутри классов диапазоны имён для разных n не перекрываются. Обозначим max имя n-акрона  $N(n)_{\max}$ , min имя (n+1)-акрона  $N(n+1)_{\min}$ . Первое оценим сверху, второе – снизу.  $N(n)_{\max}$  не превосходит имени, составленного из единиц, заполняющих верхний треугольник матрицы смежности:

$$N(n)_{\max} \leq 1 + 10 + \dots + 10^{n(n-1)/2-1} = [10^{n(n-1)/2} - 1] / 9.$$

Точная оценка достигается только для тетраэдра (рис. 1). Для построения нижней оценки для  $N(n+1)_{\min}$  заметим, что в каждой вершине полиэдра сходятся не менее трёх рёбер. Поставив в конце первой строки матрицы смежности три единицы и дополнив верхний треугольник нулями, построим имя, являющееся нижней оценкой для  $N(n+1)_{\min}$ . Более того, оставим лишь одну единицу, что даст грубую, но достаточную оценку  $10^{n(n-1)/2}$ :

$$N(n)_{\max} \leq [10^{n(n-1)/2} - 1] / 9 < 10^{n(n-1)/2} < N(n+1)_{\min},$$

что и требовалось доказать.

### Заключение

Предложенный метод именования выпуклого полиэдра через матрицу смежности выявил три интересных факта.

1. Выпуклый полиэдр однозначно восстанавливается по любому имени.
2. Число имён n-акрона равно  $n! / p$ , где p – п.г.а. Ускользавшая от конструктивного определения категория асимметричности выпуклого полиэдра впервые выражена через числа его вершин и имён. Асимметричный полиэдр факториален, симметричный – афакториален.
3. Доказано, что при любом упорядочении n-акронов в классах по n сами классы упорядочиваются на числовой прямой без перекрытий.
4. Упорядочения в классах по min и max именам, а также т.г.с. и п.г.а. пока не согласуются. Но фундаментальная связь должна быть, поскольку любое имя выпуклого полиэдра через матрицу смежности определяет его полностью, со всеми комбинаторными свойствами. И это обстоятельство обещает заманчивую перспективу дальнейших исследований.

Автор благодарит к.г.-м.н. Д.Г. Степенщикова за компьютерный расчёт имён 7-вершинников.

### Список литературы

1. Войтеховский Ю.Л., Степенщиков Д.Г. Комбинаторная кристалломорфология. Кн. IV. Выпуклые полиэдры. Т. I. 4- ... 12-эдры. Апатиты: Изд-во КНЦ РАН, 2008. 833 с.
2. Войтеховский Ю.Л., Степенщиков Д.Г. Комбинаторная кристалломорфология. Кн. IV. Выпуклые полиэдры. Т. II. Простые 13- ... 16-эдры. Апатиты: Изд-во КНЦ РАН, 2008. 828 с.
3. Voytekhsy Y.L. On the symmetry of 4- to 11-hedra // Acta Cryst. 2001. A57. P. 112-113.
4. Voytekhsy Y.L. The Fedorov algorithm revised // Acta Cryst. 2001. A57. P. 475-477.
5. Voytekhsy Y.L., Stepenshchikov D.G. On the symmetry of 9- and 10-hedra // Acta Cryst. 2002. A58. P. 404-407.

6. Voytekhovskiy Y.L., Stepenshchikov D.G. On the symmetry of simple 12- and 13-hedra // Acta Cryst. 2002. A58. P. 502-505.
7. Voytekhovskiy Y.L., Stepenshchikov D.G. On the symmetry of 11-hedra // Acta Cryst. 2003. A59. P. 195-198.
8. Voytekhovskiy Y.L., Stepenshchikov D.G. On the symmetry of simple 14- and 15-hedra // Acta Cryst. 2003. A59. P. 367-370.
9. Voytekhovskiy Y.L., Stepenshchikov D.G. The variety of convex 12-hedra revised // Acta Cryst. 2005. A61. P. 581-583.
10. Voytekhovskiy Y.L., Stepenshchikov D.G. On the symmetry of simple 16-hedra // Acta Cryst. 2006. A62. P. 230-232.

## ВЕРШИННЫЕ И РЕБЕРНЫЕ УСЕЧЕНИЯ ЗАКРЫТЫХ ПРОСТЫХ ФОРМ

Войтеховский Ю.Л., Степенщиков Д.Г.

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

В 2016 г. исполняется 80 лет со дня рождения Н.П. Юшкина – нашего современника, при жизни ставшего классиком отечественной минералогии. Одна из оригинальных черт его научного стиля – умение извлекать забытые идеи из старинных фолиантов, казалось бы, имеющих сугубо исторический интерес. Яркое тому свидетельство – препринт научного доклада [3], не теряющий свежести на протяжении трёх десятилетий. Беря пример с учителя, авторы статьи решают задачу о вершинных и реберных усечениях кристаллического полиэдра, оставленную нам одним из основателей кристалломорфологии – Ж.Б.Л. Роме-де-Лилем, которому в этом году исполняется 280 лет. Статья посвящается обоим названным минералагам.

Традиционно кристаллический полиэдр рассматривают с точки зрения взаимного расположения граней (полиэдр – многогранник), что исторически обусловлено законом постоянства углов и гониометрической техникой измерений. Но так было не всегда. Например, А.Г. Вернер различал кристаллы по вершинам [2], а Ж.Б.Л. Роме-де-Лиль отдавал должное всем элементам: «Какой-либо кристалл может быть усечённым в своих вершинах, а также вдоль рёбер. <...> Наблюдаются кристаллы, часть которых имеет усечения или на вершинах, или даже и на вершинах, и на рёбрах» [1, с. 13]. (К сожалению, оригинальные труды Ж.Б.Л. Роме-де-Лилиа нам не удалось найти в богатой личной библиотеке А.Е. Ферсмана, хранящейся в Кольском НЦ РАН. Мы пользуемся переводами выдающегося историка науки И.И. Шафрановского, несколько различающимися в [1] и [2]). В этом рассуждении вполне просматривается «задача Роме-де-Лилиа»: для данного кристаллического полиэдра найти формы, получающиеся усечением вершин или рёбер. Для определённости далее она решена для 30 закрытых (полиэдрических) простых форм (з.п.ф.). При этом эквивалентные (переводимые друг в друга преобразованиями симметрии) вершины и рёбра усекаются одинаково (секущая плоскость ориентирована одинаково относительно эквивалентных граней, сходящихся в вершине или на ребре).



Рис. 1. Слева: комбинация ромбической призмы, ромбической бипирамиды и пинакоида на топазе [<http://geo.web.ru/druza/m-topaz-F.htm>]. Справа: комбинация октаэдра и куба на флюорите [<http://geo.web.ru/67739a3c19bd9c4a5714873346ab01ed>].

Легко видеть, что вершинные усечения приводят к геометрически дуальным формам, хорошо известным в минералогии: комбинация призмы и пинакоида дуальна одноименной бипирамиде, октаэдр дуален кубу (рис. 1), и т.д. Уже эти примеры обнаруживают в задаче Роме-де-Лиля реальную (диктуемую природой) подоплёку. Таким образом, эта часть задачи допускает иную, совершенно нетривиальную формулировку: в каждом ли классе симметрии допустима форма, геометрически дуальная исходной з.п.ф.? Для решения этой задачи авторами составлены оригинальные компьютерные алгоритмы, позволяющие строить вершинные и рёберные усечения, распознавать простые формы в их сложных комбинациях, визуализировать их по отдельности и в любых комбинациях в разных вариантах (с видимыми задними рёбрами и без них). Результаты сведены в табл. 1, 2 и рис. 2.

Таблица 1. Вершинные усечения з.п.ф.

№	Исходная з.п.ф.	Вершинное усечение
<i>Ромбическая сингония</i>		
1	Тетраэдр ромб. (4)	Тетраэдр ромб.
2	Бипирамида ромб. (2 + 2 + 2)	3 пинакоида
<i>Тригональная и гексагональная сингонии</i>		
3	Бипирамида триг. (3 + 2)	Призма триг. + пинакоид
4	Ромбоэдр (6 + 2)	Ромбоэдр + пинакоид (триг. антипризма)
5	Трапецоэдр триг. (6 + 2)	Трапецоэдр триг. + пинакоид
6	Бипирамида дитриг. (6 + 2)	Призма дитриг. + пинакоид
7	Скаленоэдр дитриг. (6 + 2)	Ромбоэдр + пинакоид (усечённая триг. антипризма, грани – трапеции)
8	Трапецоэдр гекс. (12 + 2)	Трапецоэдр гекс. + пинакоид
9	Бипирамида гекс. (6 + 2)	Призма гекс. + пинакоид
10	Бипирамида дигекс. (12 + 2)	Призма дигекс. + пинакоид
<i>Тетрагональная сингония</i>		
11	Тетраэдр тетр. (4)	Тетраэдр тетр.
12	Бипирамида тетр. (4 + 2)	Призма тетр. + пинакоид
13	Скаленоэдр тетр. (4 + 2)	Тетраэдр тетр. + пинакоид
14	Трапецоэдр тетр. (8 + 2)	Трапецоэдр тетр. + пинакоид
15	Бипирамида дитетр. (8 + 2)	Призма дитетр. + пинакоид
<i>Кубическая сингония</i>		
16	Тетраэдр куб. (4)	Тетраэдр куб.
17	Октаэдр (6)	Куб
18	Куб (8)	Октаэдр (m3, 432, m3m) или 2 тетраэдра (23, 43m)
19	Ромбододекаэдр (8 + 6)	Октаэдр (m3, 432, m3m) или 2 тетраэдра (23, 43m) (архимедов кубо-октаэдр) + куб
20	Пентагондододекаэдр (12 + 8)	Пентагондододекаэдр + октаэдр (m3) или 2 тетраэдра (23) («икосаэдр» на кристаллах пирита)
21	Тригонритетраэдр (4 + 4)	2 тетраэдра (усечённый тетраэдр)
22	Тетрагонритетраэдр (6 + 4 + 4)	Куб + 2 тетраэдра (тетраэдр, усечённый по рёбрам и вершинам, грани – тригоны)
23	Пентагонритетраэдр (12 + 4 + 4)	Пентагонритетраэдр + 2 тетраэдра
24	Гексатетраэдр (6 + 4 + 4)	Куб + 2 тетраэдра (тетраэдр, усечённый по рёбрам и вершинам, грани – гексагоны)
25	Тригонтриоктаэдр (8 + 6)	Октаэдр + куб (усечённый куб)
26	Тетрагонтриоктаэдр (12 + 8 + 6)	Ромбододекаэдр + октаэдр + куб (грани октаэдра – тригоны, остальные – тетрагоны)
27	Пентагонтриоктаэдр (24 + 8 + 6)	Пентагонтриоктаэдр + октаэдр + куб
28	Тетрагексаэдр (8 + 6)	Октаэдр (432, m3m) или 2 тетраэдра (43m) + куб (усечённый октаэдр)
29	Дидододекаэдр (12 + 8 + 6)	Пентагондододекаэдр + октаэдр + куб
30	Гексоктаэдр (12 + 8 + 6)	Ромбододекаэдр + октаэдр + куб (грани ромбододекаэдра – тетрагоны, октаэдра – гексагоны, куба – октагоны)

Примечание: после названия исходной з.п.ф. в скобках – числа эквивалентных вершин.

В результате вершинных усечений найдено, что все классы симметрии допускают форму, дуальную к з.п.ф. Соответствующие комбинации п.ф. предлагается выделить как особые. (В классах 23 и  $-43m$  кубу дуальна комбинация двух тетраэдров – гемидрических форм октаэдра. К сожалению, тема голо-, геми-, тетарто- и огдоэдрии незаметно исчезла из кристалломорфологии. Некогда она связывала п.ф. в ряды родственных форм. В результате исследования между з.п.ф. обнаружены связи иного рода). В тригональной сингонии ромбоэдр и дитригональный скаленоэдр имеют в качестве дуальных различные комбинации ромбоэдра и пинакоида. Для 1-го она выглядит как тригональная антипризма. Для 2-го – она же, срезанная параллельно пинакоиду так, что треугольные грани стали трапециями. В кубической сингонии ромбододекаэдр, тетрагонритетраэдр, гексатетраэдр, тригонтриоктаэдр и тетрагексаэдр имеют в качестве дуальных форм различные комбинации куба и октаэдра (или двух тетраэдров). Тетрагонтриоктаэдр и гексоктаэдр имеют в качестве дуальных различные комбинации ромбододекаэдра, октаэдра и куба. Отличия между ними состоят в разном развитии п.ф. Одна комбинация получается из другой движениями граней вдоль нормалей. Им соответствуют повороты граней исходных з.п.ф. на рёбрах. Так, грани дитригонального скаленоэдра, попарно сливаясь в параллельном положении, образуют грани ромбоэдра.

Таблица 2. Рёберные усечения з.п.ф.

№	Исходная з.п.ф.	Рёберное усечение
<i>Ромбическая сингония</i>		
1	Тетраэдр ромб. (2 + 2 + 2)	3 пинакоида
2	Бипирамида ромб. (4 + 4 + 4)	3 призмы ромб.
<i>Тригональная и гексагональная сингонии</i>		
3	Бипирамида триг. (6 + 3)	Бипирамида триг. + призма триг.
4	Ромбоэдр (6 + 6)	Ромбоэдр + призма гекс.
5	Трапецоэдр триг. (6 + 3 + 3)	Трапецоэдр триг. + 2 призмы триг.
6	Бипирамида дитриг. (6 + 6 + 6)	Призма дитриг. + 2 бипирамиды триг.
7	Скаленоэдр дитриг. (6 + 6 + 6)	2 ромбоэдра + призма гекс.
8	Трапецоэдр гекс. (12 + 6 + 6)	Трапецоэдр гекс. + 2 призмы гекс.
9	Бипирамида гекс. (12 + 6)	Бипирамида гекс. + призма гекс.
10	Бипирамида дигекс. (12 + 12 + 12)	2 бипирамиды гекс. + призма дигекс.
<i>Тетрагональная сингония</i>		
11	Тетраэдр тетр. (4 + 2)	Призма тетр. + пинакоид
12	Бипирамида тетр. (8 + 4)	Бипирамида тетр. + призма тетр.
13	Скаленоэдр тетр. (4 + 4 + 4)	Призма тетр. + 2 тетраэдра тетр.
14	Трапецоэдр тетр. (8 + 4 + 4)	Трапецоэдр тетр. + 2 призмы тетр.
15	Бипирамида дитетр. (8 + 8 + 8)	Призма дитетр. + 2 бипирамиды тетр.
<i>Кубическая сингония</i>		
16	Тетраэдр куб. (6)	Куб
17	Октаэдр (12)	Ромбододекаэдр
18	Куб (12)	Ромбододекаэдр
19	Ромбододекаэдр (24)	Тетрагонтриоктаэдр
20	Пентагондододекаэдр (24 + 6)	Дидодекаэдр + куб
21	Тригонритетраэдр (12 + 6)	Тетрагонритераэдр + куб
22	Тетрагонритетраэдр (12 + 12)	2 тригонритетраэдра
23	Пентагонритетраэдр (12 + 12 + 6)	2 пентагонритетраэдра + куб
24	Гексатетраэдр (12 + 12 + 12)	2 тригонритетраэдра + тетрагонритетраэдр
25	Тригонтриоктаэдр (24 + 12)	Тетрагонтриоктаэдр + ромбододекаэдр
26	Тетрагонтриоктаэдр (24 + 24)	Тригонтриоктаэдр + тетрагексаэдр
27	Пентагонтриоктаэдр (24 + 24 + 12)	2 пентагонтриоктаэдра + ромбододекаэдр
28	Тетрагексаэдр (24 + 12)	Тетрагонтриоктаэдр + ромбододекаэдр
29	Дидодекаэдр (24 + 12 + 12)	Дидодекаэдр + 2 пентагондододекаэдра
30	Гексоктаэдр (24 + 24 + 24)	Тригонтриоктаэдр + тетрагонтриоктаэдр + тетрагексаэдр

Примечание: после названия исходной з.п.ф. в скобках – числа эквивалентных рёбер.



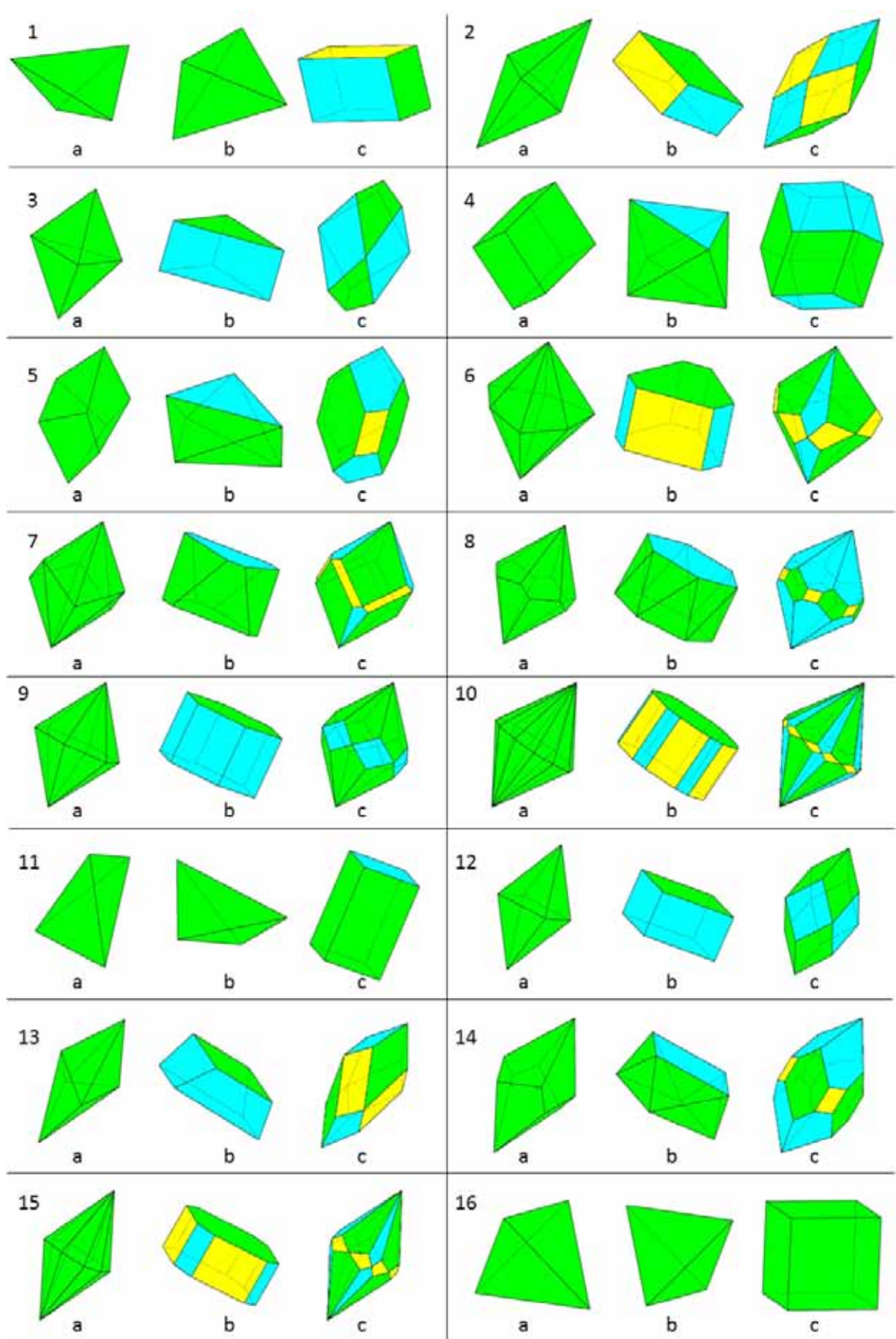


Рис. 2. Усечения з.п.ф. Номера соответствуют табл. 1 и 2, а – исходная з.п.ф., б – вершинное усечение, с – реберное усечение. Разными цветами даны грани разных п.ф.

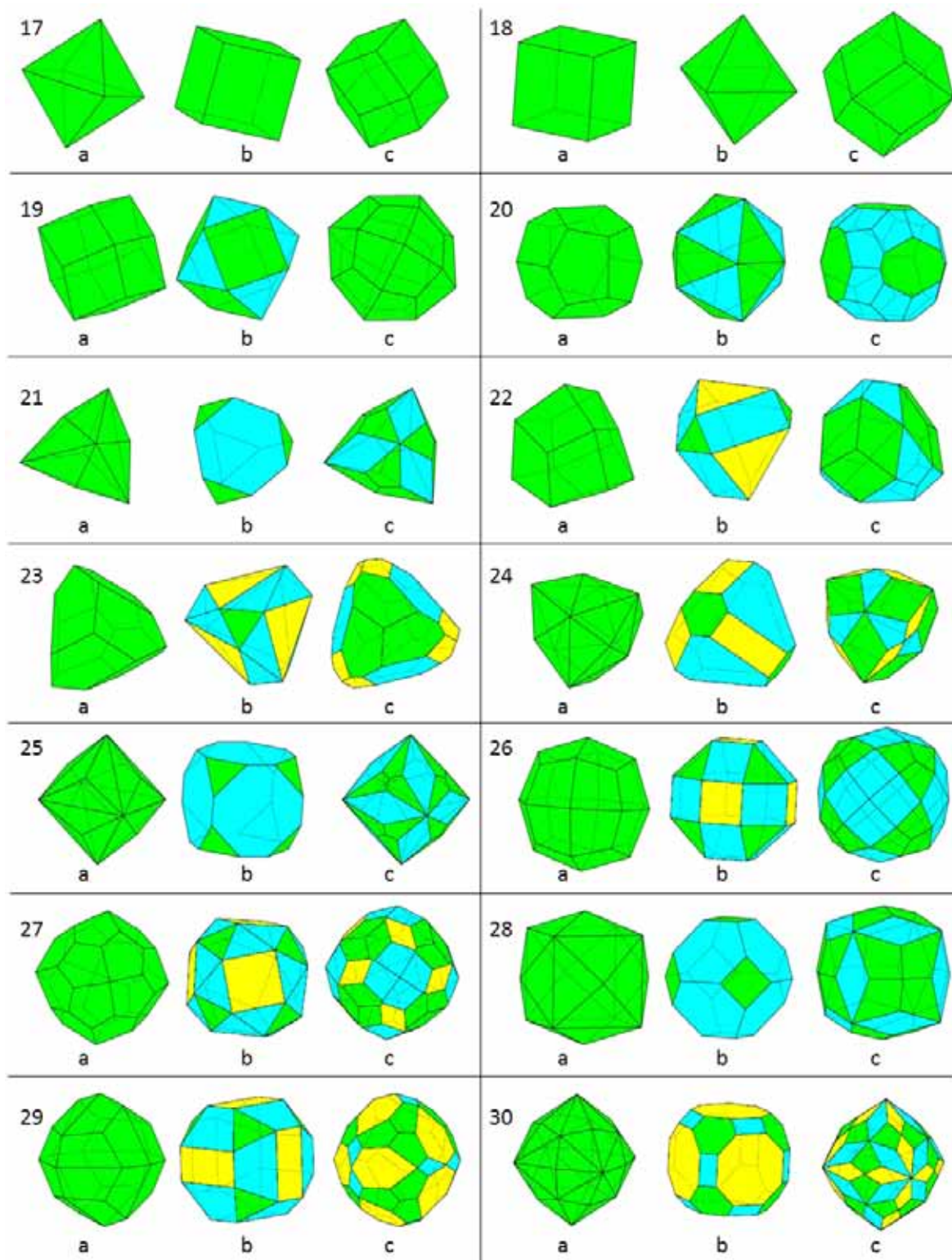


Рис. 2. (продолжение).

В результате рёберных усечений найдено, что для октаэдра и куба таковым является ромбододекаэдр (из теоремы Эйлера следует, что у геометрически дуальных выпуклых полиэдров числа рёбер совпадают, но всегда ли совпадают их рёберные усечения – вопрос не тривиальный), для тригонтриоктаэдра и тетрагексаэдра – комбинация тетрагонтриоктаэдра и ромбододекаэдра (в классе  $-43m$  тетрагонтриоктаэдр замещён комбинацией двух тригонритетраэдров – ещё один пример гемидрии). Это подчёркивает родство указанных исходных з.п.ф. Продолжение задачи Роме-де-Лиля состоит в перечислении одновременно

вершинных и рёберных усечений всех з.п.ф., а также поиске их природных реализаций. Очевидно, теоретическая и практическая кристалломорфология далеко не исчерпали своих ресурсов.

### Список литературы

1. Шафрановский И.И. Лекции по кристалломорфологии. М.: Высшая школа, 1968. 174 с.
2. Шафрановский И.И. История кристаллографии с древнейших времён до начала XIX столетия. Л.: Наука, 1978. 297 с.
3. Юшкин Н.П. История минералогии и эволюция фундаментальных минералогических идей. Препр. 102. Сыктывкар: Ин-т геологии Коми фил. АН СССР, 1984. 52 с.

## ТЕРМИЧЕСКАЯ ЭВОЛЮЦИЯ ЦИРКОНА ИЗ ГРАНИТОИДОВ ПРИПОЛЯРНОГО УРАЛА

Денисова Ю.В.

ИГ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар, yulden777@yandex.ru

Изучение геохимических и морфологических особенностей циркона, являющегося одним из наиболее важных минералов-индикаторов, позволяет получить различного рода информацию (возраст формирования породы и наложенных процессов, уровень кислотности - щелочности среды минералообразования и т. д.), а также позволяет использовать этот минерал в качестве геотермометра.

Целью работы является определение температурного режима кристаллизации циркона из гранитов Приполярного Урала, а именно из Бадьяюского, Яротского, Кожимского и Николайшорского массивов, с использованием классического эволюционно - морфологического анализа.

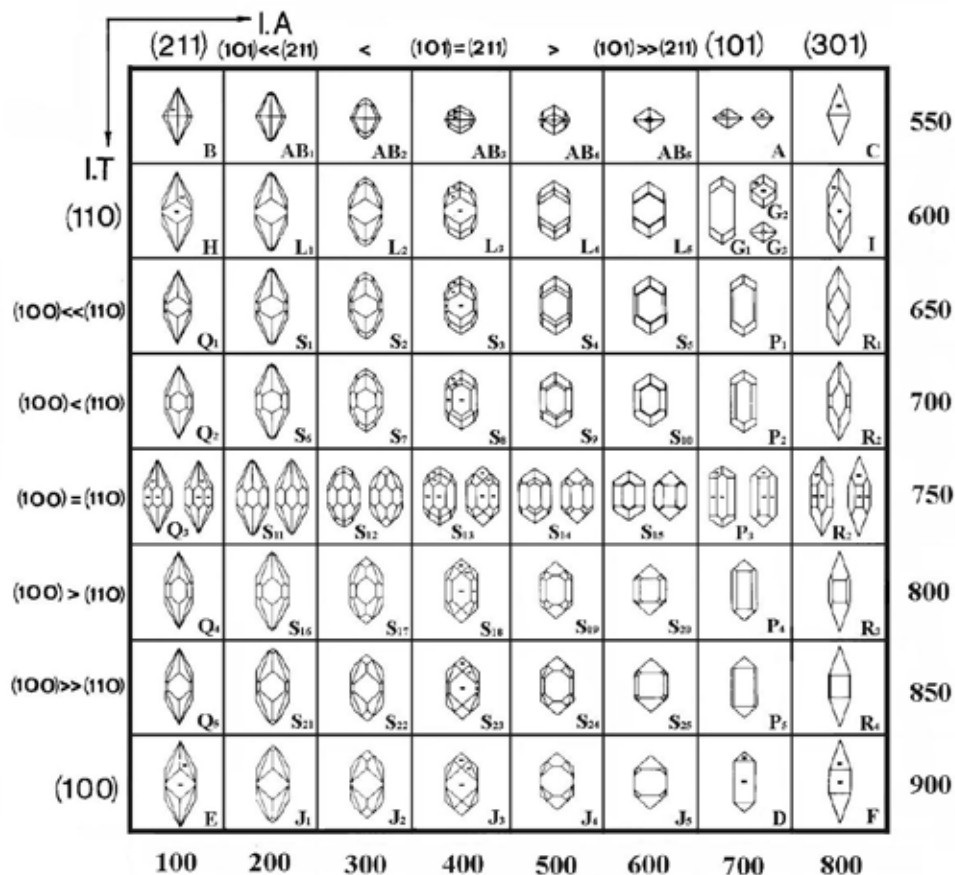


Рис. 1. Классификация цирконов по Ж.П. Пюпину и Г. Тюрко [3].

Многие исследователи предполагают наличие тесной связи между обликом кристаллов циркона и эволюцией расплава в условиях быстрой или замедленной кристаллизации, химизмом среды, концентрацией циркония, температурой кристаллизацией и т.д. [1]. Именно эти принципы были положены в основу эволюционно - кристалломорфологического анализа Ж. Пюпина и Г. Тюрко [3], которые, установив четкую зависимость между морфологией циркона и температурой и химизмом минералообразующей среды, составили классификационную таблицу морфотипов циркона, привязав определенное соотношение призм и пирамид к таким параметрам, как температура и отношение щелочности / глиноземистости среды кристаллизации (рис. 1).

Цирконы Бадьяюского и Яротского массивов по своей морфологии соответствуют пяти типам (D, P<sub>3</sub>, P<sub>4</sub>, P<sub>5</sub>, F) по классификации Ж. П. Пюпина и Г. Тюрко, поэтому можно сделать вывод, что они образовались при высокой температуре кристаллизации (750-900 °С) и повышенной щелочности минералообразующей среды. Среди цирконов Кожимского массива, кроме рассмотренных выше D, P<sub>3</sub>, P<sub>4</sub>, P<sub>5</sub>, выделяются и цирконы, относящиеся к J<sub>5</sub>, P<sub>2</sub> морфотипам. Таким образом, можно предположить, что граниты Кожимского массива кристаллизовались при температуре 700 - 900 °С и повышенной щелочности минералообразующей среды. В цирконах гранитов Николайшорского массива, по классификации Ж. П. Пюпина и Г. Тюрко, кроме морфотипов D, J<sub>5</sub>, P<sub>3</sub>, P<sub>4</sub>, P<sub>5</sub>, дополнительно появились R<sub>1</sub>, R<sub>2</sub>, что позволяет говорить о кристаллизации цирконов Николайшорского при температурах 650-700 °С и 800-900 °С, при повышенной щелочности минералообразующей среды.

Согласно этой классификации, цирконы Бадьяюского и Яротского массивов кристаллизовались при 750-900 °С. Для цирконов Кожимского массива диапазон температур немного увеличен и соответствует 700-900 °С. Это не совпадает с выводами, сделанными группой исследователей под руководством Фишмана, считавших граниты Кожимского массива более низкотемпературными (< 650 °С) по сравнению с гранитами Бадьяюского и Яротского массивов (720 °С) [2]. Наибольшим разнообразием морфотипов циркона по классификации французских исследователей обладает Николайшорский массив. Здесь можно сделать вывод о двух главных температурных режимах (650-700 °С и 800-900 °С), что может свидетельствовать о сложной истории формирования массива. Кроме того, дополнительный температурный режим может быть объяснен сильным влиянием наложенных процессов.

### Список литературы

1. Денисова Ю.В. Типоморфические и типохимические особенности акцессорных цирконов гранитоидов Приполярного Урала // Вестник института геологии Коми НЦ УрО РАН. Сыктывкар. № 5. 2014. С. 9-16.
2. Фишман М.В., Юшкин Н.П., Голдин Б.А., Калинин Е.П. Минералогия, типоморфизм и генезис акцессорных минералов изверженных пород севера Урала и Тимана. М.- Л.: Наука, 1968. 252 с.
3. Pupin J. – P. Zircon and granite petrology // Contrib. Miner. Petrol. 1980. V. 73. P. 207-220.

### ВЫСОКОТЕМПЕРАТУРНАЯ КРИСТАЛЛОХИМИЯ МИНЕРАЛОВ НАДГРУППЫ АСТРОФИЛЛИТА: АСТРОФИЛЛИТА, ЛОБАНОВИТА И КУПЛЕТСКИТА

Житова Е.С.<sup>1,3</sup>, Кривовичев С.В.<sup>1,2</sup>, Кржижановская М.Г.<sup>1</sup>, Яковенчук В.Н.<sup>2,4</sup>, Золотарёв А.А.<sup>1</sup>, Иванюк Г.Ю.<sup>2,4</sup>, Пахомовский Я.А.<sup>4</sup>, Паникоровский Т.Л.<sup>1</sup>

<sup>1</sup> Санкт-Петербургский государственный университет, Санкт-Петербург, zhitova\_es@mail.ru; <sup>2</sup> ЦНМ КНЦ РАН, Апатиты; <sup>3</sup> ИвИС ДВО РАН, Петропавловск-Камчатский; <sup>4</sup> ГИ КНЦ РАН, Апатиты

Астрофиллит  $K_2Na(Fe,Mn)_7Ti_2(Si_4O_{12})_2O_2(O, OH)_7$ , его Mn-аналог куплетскит  $K_2Na(Mn, Fe)_7Ti_2(Si_4O_{12})_2O_2(O, OH)_7$  и лобановит  $K_2Na(Fe_4Mg_2Na)Ti_2(Si_4O_{12})_2O_2(OH)_4$  являются Fe<sup>2+</sup>-содержащими минералами надгруппы астрофиллита [3, 6]. В общем, минералы, в которых основной каркас структуры образован тетраэдрами SiO<sub>4</sub> и октаэдрами TiO<sub>6</sub> (иногда пирамидами TiO<sub>5</sub>) часто объединяются под общим термином титаносиликаты. Для титаносиликатов характерно образование в качестве акцессорных или пороодообразующих минералов в щелочных и нефелиновых сиенитах, пегматитах и метасоматитах. Минералы надгруппы астрофиллита обнаруживают широкое распространение в щелочных интрузиях [3, 4, 9].

Кристаллическая структура астрофиллита, лобановита и куплетскита состоит из нескольких типов слоёв: (i) октаэдрический слой, доминирующим катионом в котором является Fe для астрофиллита, Mn

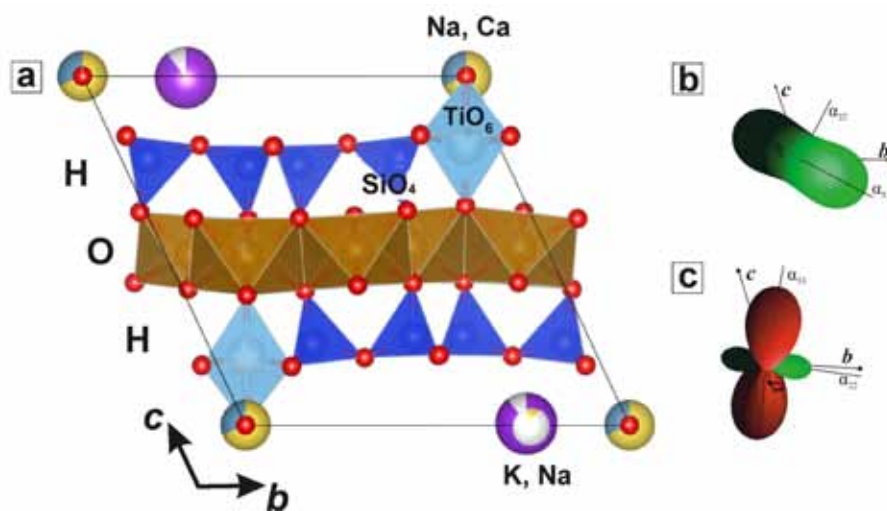


Рис. 1. Кристаллическая структура астрофиллита и куплетскита (а); тензор термического расширения астрофиллита при  $T = 450\text{ }^{\circ}\text{C}$  [1] (b); тензор термического сжатия высокотемпературной модификации астрофиллита при  $T = 675\text{ }^{\circ}\text{C}$  [1] (с).

для куплетскита, Fe для лобановита с доминированием Mg и Na в отдельных позициях [2, 5, 7, 8]; (ii) гетерополиэдрический слой, состоящий из кремнекислородных тетраэдров и титановых октаэдров (астрофиллит, куплетскит) или пятивершинников (лобановит). Слои чередуются в направлении  $[001]$  в соотношении 2:1. В полостях между слоями расположены катионы K и Na [2, 3, 4, 5, 8] (рис. 1 а).

В данной работе изучено высокотемпературное поведение астрофиллита, лобановита и куплетскита из Хибинского щелочного массива (Кольский п-ов, Россия) [9]. Идентификация образцов проводилась с помощью электронно-зондового микроанализа и порошковой рентгеновской дифракции.

Высокотемпературная порошковая рентгеновская дифракция выявила наличие необратимого фазового перехода при температуре  $500\text{ }^{\circ}\text{C}$  для всех трёх минералов. Данный фазовый переход характеризуется тем, что часть рефлексов смещается в высокоугловую область по  $2\theta$  ( $^{\circ}$ ), при сохранении исходной симметрии минерала. Помимо этого, после прокалики свыше  $500\text{ }^{\circ}\text{C}$  материал обнаруживает существенное почернение и усиление блеска (при прокалке в кристаллах). Распад минералов на простые оксиды зарегистрирован при температуре свыше  $775\text{ }^{\circ}\text{C}$ . Уточнение параметров элементарной ячейки методом Ритвельда проводилась для всех рентгенограмм в интервале  $25\text{-}775\text{ }^{\circ}\text{C}$  (шаг  $25\text{ }^{\circ}\text{C}$ ) и выявило резкое сокращение параметров элементарной ячейки при температуре  $\sim 500\text{ }^{\circ}\text{C}$ .

Исследование минералов с помощью дифференциально-сканирующей калориметрии (ДСК) и термогравиметрического анализа (ТГА) в Ag-Ag среде не обнаружило эффектов при  $T \sim 500\text{ }^{\circ}\text{C}$ . Экзотермический эффект при  $T = 584\text{ }^{\circ}\text{C}$  был обнаружен только в Ag-O атмосфере.

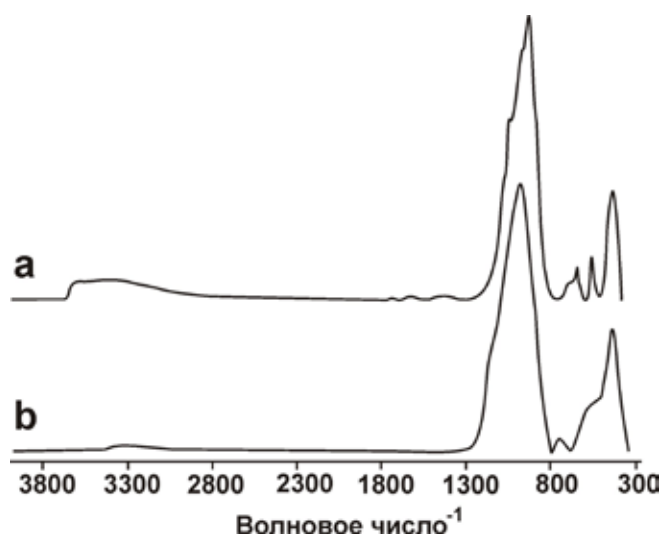


Рис. 2. ИК-спектр астрофиллита (а) и его высокотемпературной модификации (b).

Инфракрасная спектроскопия (ИК), выполненная для всех трёх минералов и их прокаленных при  $T > 500\text{ }^{\circ}\text{C}$  высокотемпературных модификаций, показала существенную дегидроксиляцию материала после прогрева, что подтверждается практически полным исчезновением полос поглощения в области  $3600\text{-}3000\text{ cm}^{-1}$  (рис. 2).

На основании полученных результатов было сделано предположение, что фазовый переход вызван термическим окислением железа ( $\text{Fe}^{2+} \rightarrow \text{Fe}^{3+}$ ), которое для сохранения баланса заряда сопровождается дегидроксиляцией ( $\text{OH}^- \rightarrow \text{O}^{2-}$ ). Для проверки данного предположения была выполнена Мессбауэровская спектроскопия, где измерение соотношения  $\text{Fe}^{2+}/\text{Fe}_{\text{tot}}$  и  $\text{Fe}^{3+}/\text{Fe}_{\text{tot}}$  проводилось для обычного и прокаленного до  $700\text{ }^{\circ}\text{C}$  астро-

филлита. Данное исследование выявило, что соотношение  $Fe^{2+}/Fe_{tot}$  составляет 75 % в исходном астрофиллите, в то время как в прокаленной модификации  $Fe^{2+}/Fe_{tot}$  составило всего 25 %, что подтвердило изменение валентности для половины железа при прокатке. В случае с куплетскитом, где доминирующим катионом является Mn, содержание железа в октаэдрическом слое доходит до 46 %, что позволяет предположить, что в куплетските также протекает процесс термического окисления железа.

Результаты монокристалльного исследования астрофиллита, лобановита, куплетскита и их высокотемпературных модификаций представлены в табл. 1. Из представленных в табл. 1 данных видно, что прокатка свыше 500 °С приводит к сокращению параметров и объема элементарной ячейки. При этом анализ сокращения параметров элементарной ячейки показывает, что основное сжатие регистрируется перпендикулярно плоскости слоя. Более детальное исследование показало, что основное сокращение межatomных расстояний происходит в октаэдрическом слое ( $M-O$ ), что объясняется переходом большей части железа из  $Fe^{2+}$  ( $Fe^{2+}-O = 2.14 \text{ \AA}$ ) в  $Fe^{3+}$  ( $Fe^{3+}-O = 2.01 \text{ \AA}$ ). В дополнение к сокращению длины связи  $M-O$ , происходит уплощение октаэдрического слоя, вызванное изменением углов в октаэдрах, что и вызывает сильное сокращение параметра  $c$  элементарной ячейки.

Таблица 1. Параметры элементарной ячейки астрофиллита, лобановита и куплетскита и их высокотемпературных модификаций.

	Астрофиллит	Высокотемпературная модификация астрофиллита	Лобановит	Высокотемпературная модификация лобановита	Куплетскит	Высокотемпературная модификация куплетскита
Пр. гр.	$P-1$	$P-1$	$C2/m$	$C2/m$	$P-1$	$P-1$
$a, \text{ \AA}$	5.3752(1)	5.3287(4)	5.3382(3)	5.2976(8)	5.3976(2)	5.3233(5)
$b, \text{ \AA}$	11.8956(3)	11.790(1)	23.198(1)	23.051(4)	11.9431(7)	11.883(1)
$c, \text{ \AA}$	11.6554(3)	11.4332(9)	10.3835(5)	10.285(2)	11.7092(6)	11.536(1)
$\alpha, ^\circ$	113.157(3)	112.530(8)	90	90	113.066(5)	112.76(1)
$\beta, ^\circ$	94.531(2)	94.539(6)	99.668(1)	99.389(5)	94.702(4)	93.699(8)
$\gamma, ^\circ$	103.112(2)	103.683(7)	90	90	103.086(4)	104.462(9)
$V, \text{ \AA}^3$	655.47(3)	633.01(9)	1267.6(1)	1239.1(3)	664.06(6)	640.9(1)

Термическое поведение исходной и высокотемпературной фазы различно, так в температурном интервале 25-475 °С происходит термическое расширение (рис. 1 б), в то время как интервал температур 525-775 °С характеризуется преимущественным сжатием (рис. 1 с), что является результатом «перевешивания» термического расширения (которое происходит и в интервале 525-775 °С) процессом сокращением межatomных расстояний за счет окисления железа.

Помимо методов, описанных выше, для лобановита было выполнено исследование магнитной восприимчивости. Исследование выявило падение магнитной восприимчивости при повышении температуры, что свидетельствует о том, что минерал является парамагнетиком. Однако измерение магнитной восприимчивости на прогретом до 670 °С и затем охлажденном до комнатной температуры образце показало повышение магнитной восприимчивости в сравнении с обычным лобановитом на 8 %, что хорошо согласуется с предположением о термическом окислении железа, поскольку магнитная восприимчивость должна увеличиваться при увеличении доли  $Fe^{3+}$ .

В заключение нужно отметить, что обнаруженный для астрофиллита, куплетскита и лобановита процесс термического окисления железа, сопровождающийся дегидроксилизацией материала, должен приниматься во внимание при реконструкции условий образования данных минералов и изучении их катионообменных свойств.

Данная работа выполнена с использованием оборудования ресурсных центров СПбГУ «Рентгенодифракционные методы исследования» и «Геомодель», а также в Геологическом институте и Центре Наноматериаловедения КНЦ РАН. Финансовая поддержка работы обеспечена проектом РФФИ (14-05-31229) и Грантом президента РФ для молодых кандидатов наук (МК-3296.2015.5).

## Список литературы

1. Bubnova R.S., Firsova V.A., Filatov S. K. Software for determining the thermal expansion tensor and the graphic representation of its characteristic surface (theta to tensor-TTT) // Glass Phys Chem. 2013. V. 39(3). P. 347-350.

2. Cámara F., Sokolova E., Abdu Y., *et al.* The crystal structures of niobophyllite, kupletskite-(Cs) and Sn-rich astrophyllite: Revisions to the crystal chemistry of the astrophyllite-group minerals // *Can Min.* 2010. V. 48. P. 1-16.
3. Piilonen P.C., LaLonde A.E., McDonald A.M., *et al.* Insights into astrophyllite-group minerals. I. Nomenclature, composition and development of a standardized general formula // *Can Min.* 2003. V. 41. P. 1-26.
4. Piilonen P.C., McDonald A.M., LaLonde A.E. Insights into astrophyllite-group minerals. II. Crystal chemistry // *Can Min.* 2003. V. 41. P. 27-54.
5. Sokolova E. Further developments in the structure topology of the astrophyllite-group minerals // *Min Mag.* 2012. V. 76. P. 863-882.
6. Sokolova E., Cámara F., Hawthorne F.C. *et al.* The astrophyllite supergroup: nomenclature and classification // *Min Mag.* In press.
7. Sokolova E., Cámara F., Hawthorne F.C. *et al.* Lobanovite,  $K_2Na(Fe^{2+}_4Mg_2Na)Ti_2(Si_4O_{12})2O_2(OH)_4$ , a new mineral of the astrophyllite supergroup and its relation to magnesioastrophyllite // *Min Mag.* In press.
8. Woodrow P.J. The crystal structure of astrophyllite // *Acta Crystallogr.* 1967. V. 22. P. 673-678.
9. Yakovenchuk V.N., Ivanyuk G.Yu., Pakhomovsky Ya.A., *et al.* (Ed. F. Wall) *Khibiny // Laplandia Minerals, Apatity.* 2005. P. 468.

## АЛЬБИТОВЫЕ ЖИЛЫ В ПОРОДАХ ИМАНДРА-ВАРЗУГИ. МИНЕРАЛЬНЫЙ СОСТАВ И ТИПОМОРФИЗМ НЕКОТОРЫХ МИНЕРАЛОВ

Карпов С.М., Волошин А.В., Савченко Е.Э.

ГИ КНЦ РАН, Апатиты, skarpov@geoksc.apatyti.ru

Вулканогенно – осадочные породы западной части палеопротерозойской структуры Имандра – Варзуга (ИВСЗ) граничат с севера с крупной Хибинской интрузией щелочных пород палеозойского возраста (рис. 1). Контактное воздействие щелочной интрузии выразилось главным образом в изохимическом термальном метаморфизме вулканогенно-осадочных пород. Ширина зоны ороговикования оценивается в 100-150 м [1]. Интенсивная постмагматическая деятельность после становления щелочного массива привела к альбитизации нефелиновых сиенитов и образованию различных по составу жил и щелочных пегматитов как внутри массива, так и во вмещающих породах рамы [2].

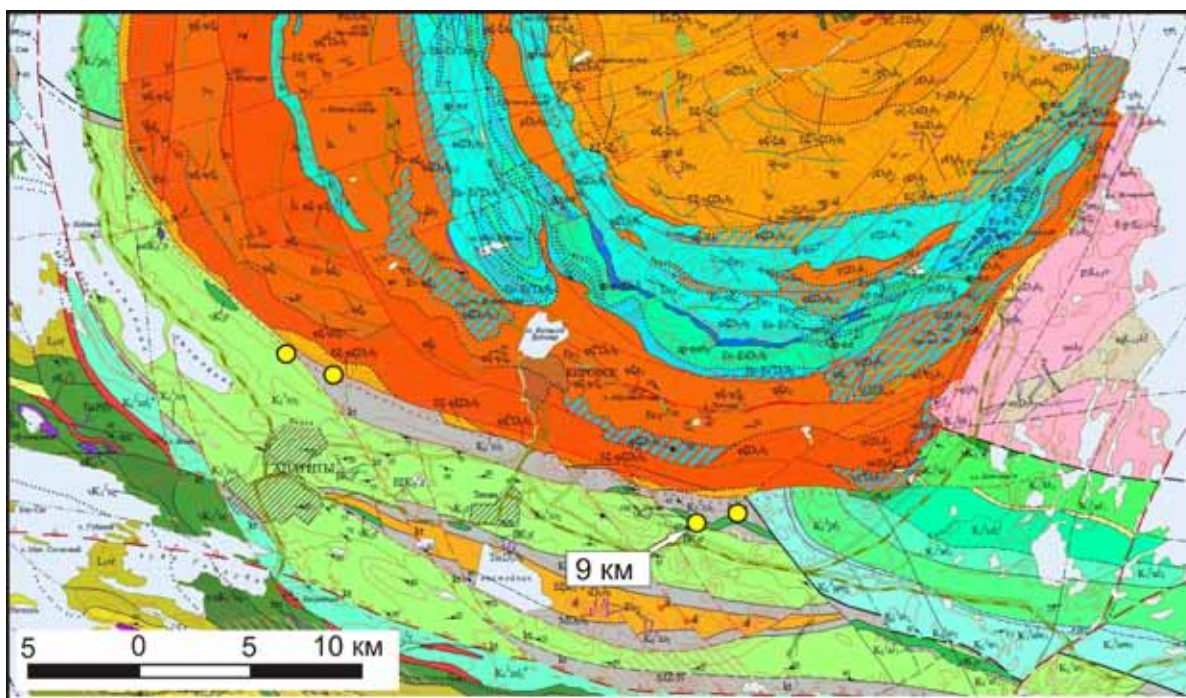


Рис. 1. Фрагмент геологической карты западной части ИВСЗ (по Ремизова, 2002) с местами обнаружения (желтые точки) жильных тел щелочного состава.

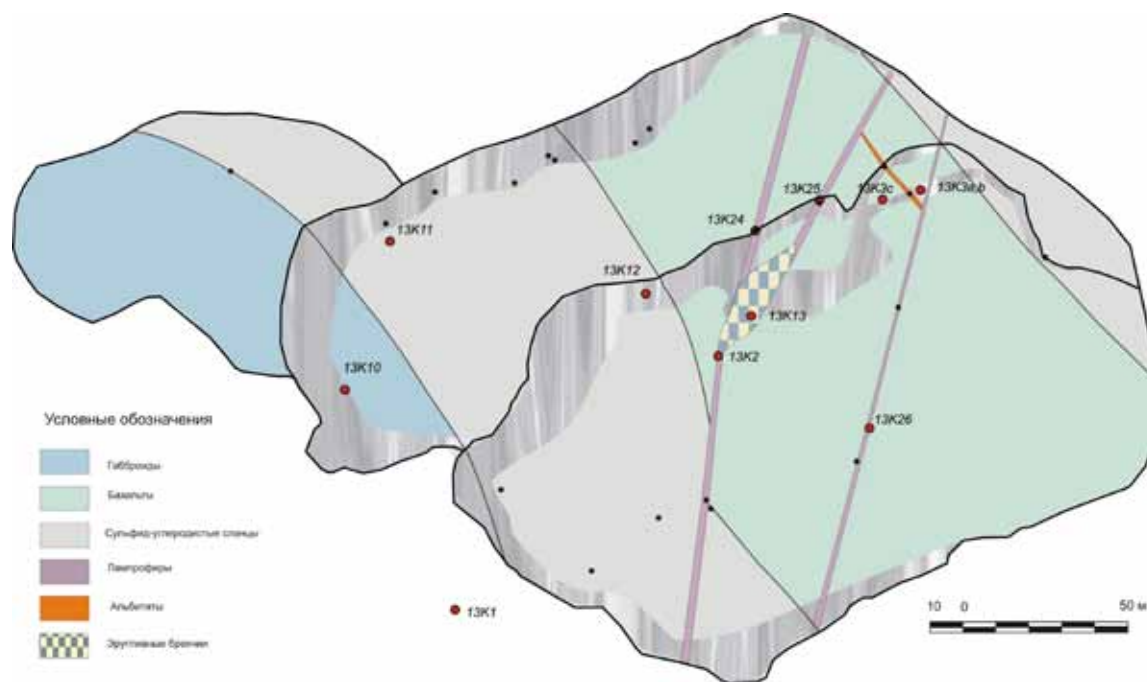


Рис. 2. План карьера и схема его геологического строения.

В протерозойских вулканогенно-осадочных породах установлено пять тел позднемагматических производных щелочной интрузии [3]. Местоположение этих находок ограничивается обнаженностью района: южные и западные предгорья Хибинских тундр. По ассоциации главных минералов эти тела мало отличаются от пегматитов и жил в нефелиновых сиенитах, но содержат специфические акцессорные минералы, не встречающиеся внутри щелочного массива или имеющие резкие типоморфные отличия [7].

При изучении рудопроявлений пирротиновых руд в вулканогенно-осадочных породах ИВСЗ нами были встречены несколько тел щелочного состава и на различном удалении от видимого контакта щелочной интрузии (рис. 1). Наиболее удаленная жила была установлена в одном из строительных карьеров, заложенных под добычу бутового камня при строительстве дороги г. Кировск - пос. Коашва, на участке «9 км».

В геологическом плане вскрытый карьером разрез имеет довольно простое строение и представлен (с запада на восток) (рис. 2): межпластовым телом габброидов; метаосадочными породами (метаалевриты с прослоями сульфид-углеродистых сланцев и туфов основного состава) и вулканические породы, по химическому составу относимые к базальтам нормального щелочного ряда. Метаосадочные образования обогащены сульфидами (гл. образом пирротином) и оксидами титана (ильменит и рутил). Среднее содержание рудных минералов здесь составляет порядка 10-20 %. Обогащение сульфидами наблюдается вблизи контакта с магматическими породами. Падение сланцеватости и полосчатости метаосадочных пород крутое в юго-западном направлении под углами от 65 ° до вертикального. Наиболее поздними образованиями вскрытого карьером участка разреза являются дайки щелочных пород типа лампрофиров, которые имеют субмеридиональное простирание при вертикальном падении.

В северной части карьера было выявлено маломощное тело в виде согласной с простиранием вмещающих пород жилы альбитового состава. Жила прослеживается по обнажениям и вывалам на расстояние до 50 м. Контакты с вмещающими породами отчетливые и инкрустированы обогащением сульфидов в экзоконтакте. Внутреннее строение жилы симметрично – зональное с отчетливыми границами между зонами (рис. 3).

Для каждой из зон характерен определенный набор минералов и свой структурно-текстурный рисунок (табл. 1). Центральная часть сложена преимущественно альбитом с подчиненным количеством пектолита и арфведсонита. Характерным в этой зоне является присутствие манганозвдиалита, датолита. Из сульфидов в центральной зоне отмечается прозрачный различных оттенков сфалерит, редко в сростании с галенитом. Средняя (переходная) зона в целом сложена тем же видовым набором минералов, но с преобладанием арфведсонита. Для данной зоны типоморфным является присутствие таких второстепенных и акцессорных минералов как: флюорит, магнезиоарфведсонит, микроклин, гранат, а также появление отдельных зерен пирита. Зона экзоконтактовых пород кроме текстурных особенностей резко отличается



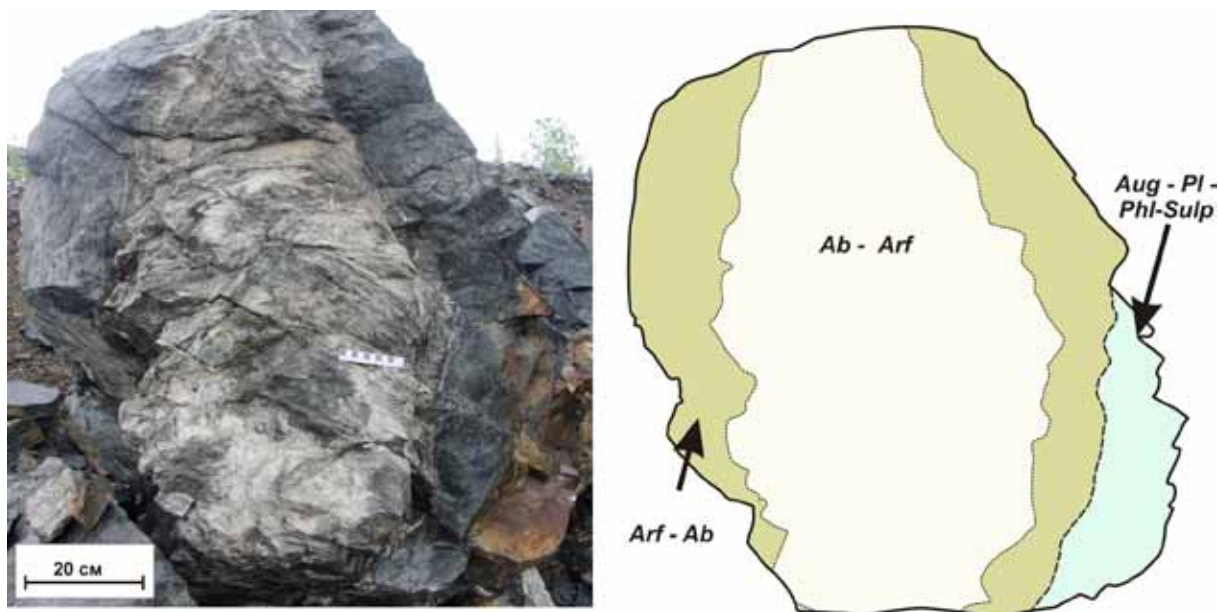


Рис. 3. Зональность в альбитовой жиле.

Слева – фотография крупного штуфа, справа – графическая интерпретация внутреннего строения жилы. *Ab* – альбит, *Arf* – арфведсонит, *Aug* – авгит, *Pl* – кислый плагиоклаз, *Phi* – флогопит, *Sulp* – сульфиды.

по минеральному составу от состава жилы и вмещающих metabasalts. Главными минералами здесь выступают авгит, кислый плагиоклаз, флогопит, гидроксиканкринит, сульфиды и их аналоги, кальциевый амфибол актинолит – тремолитового ряда. Количество рудных составляет около 15-20 %, их видовой набор представлен в табл. 1.

Нами проведено изучение главных минералов альбитовой жилы методами оптической и электронной микроскопии. В результате выявлены особенности конституции минералов, которые можно рассматривать в качестве типоморфных. Для отдельных видов эти особенности приведены ниже.

*Альбит* является главным минералом жилы, слагающим до 70 % объема породы в центральной части тела. Отдельные его индивиды в виде пластинчатых, плоскопризматических зерен размером до 1.5 мм образуют плоскопараллельные иногда сноповидные агрегаты (рис. 4). В переходной зоне количество альбита заметно уменьшается с сохранением морфологии его выделений.

Минералы семейства *амфиболов* наряду с альбитом являются главными минералами жилы, с неравномерным распределением. В центральной зоне жилы минералы семейства имеют подчиненное значение, а в переходной зоне они имеют доминантное значение. По составу амфибол относится к двум минеральным видам натриевой группы [4]: арфведсониту и магнезиоарфведсониту (табл. 2). Наиболее распространен арфведсонит. Он наблюдается в виде отдельных шестоватых игольчатых кристаллов, зернистых масс, включений в других минералах (рис. 4, рис. 5). Цвет минерала темно-зеленый с буроватым оттенком, размер отдельных индивидов до 0.5 мм. Магнезиоарфведсонит встречается только в переходной зоне. Он образует крупные (до 6 мм) пойкилобластовые зерна темно-коричневого с красноватым оттенком цвета с мелкими включениями арфведсонита и титанита (рис. 5).

По сравнению со щелочными амфиболами Хибинского и Ловозерского массивов составы амфиболов альбитовой жилы отличаются незначительно (рис. 6). Между собой кроме соотношения видообразующих катионов эти минеральные виды данного геологического тела значительно отличаются по содержанию ряда элементов (рис. 6, табл. 2). Так, для магнезиоарфведсонита характерны повышенные содержания марганца, присутствие в его составе калия и фтора и относительно низкая доля кальция.

*Манганозвдиалит* является характерным второстепенным минералом альбитовой жилы. В неизменном состоянии он имеет малиновый цвет и обычно занимает интерстиции в альбитовых агрегатах, часто в тесном сростании с сульфидами и в ассоциации с пектолитом (рис. 7). Анатомия отдельных индивидов имеет ритмически – зональное строение, иногда в краевых частях с блочным строением. Все изученные звдиалиты жилы относятся к манганозвдиалиту. Их состав отличается от звдиалитов Хибинских и Ловозерских тундр высоким содержанием марганца и низким - натрия (табл. 3, рис. 8). Последнее может свидетельствовать о кристаллизации данного минерала в условиях низкой щелочности и высокой степени его гидратации [6].

Таблица 1. Список минеральных видов и минеральных фаз.

Альбитовая жила				Породы экзоконтакта			
№ п/п	Минерал	Метод диагностики*		№ п/п	Минерал	Метод диагностики*	
		РФА*	РСА**			РФА*	РСА**
1	Альбит	+	+	1	Авгит		+
2	Арфведсонит	+	+	2	Альбит-олигоклаз		+
3	Магнезиоарфведсонит		+	3	Флогопит	+	+
4	Пектолит	+	+	4	Актинолит		+
5	Серандит		+	5	Титанит		+
6	Эгирин	+	+	6	Шамозит		+
7	Манганозвдиалит	+	+	7	Гидроксиканкринит		+
8	Титанит	+	+	8	Пирротин		+
9	Микроклин	+	+	9	Пирит		+
10	Флюорит	+	+	10	Марказит		+
11	Катаплеит	+	+	11	Халькопирит		+
12	Кальциокатаплеит		+	12	Молибденит	+	+
13	Кальцит	+	+	13	Магнетит		+
14	Галенит	+	+	14	Гематит		+
15	Сфалерит	+	+	15	Арсенопирит		+
16	Гранат	+		16	Лёллингит		+
17	Бастнезит-(La)		+	17	Кобальтин		+
18	Паризит-(La)		+	18	Галенит		+
19	Фторкальциопирохлор		+	19	Скуттерудит		+
20	Тальк		+				
21	Датолит	+					
22	Гемиморфит	+	+				
23	Mph Zn - SiO		+				
24	Mph Zn,Mn,Pb - SiO		+				
25	Mph Zn,Mg,Mn,Pb - SiO		+				
26	Mph Zn,Mg-O		+				

Примечание: \* – Рентгено-фазовый анализ, аналитик Селиванова Е. А., ГИ КНЦ РАН;  
 \*\* – локальный рентгено-спектральный анализ, аналитик Савченко Е.Э., ГИ КНЦ РАН.

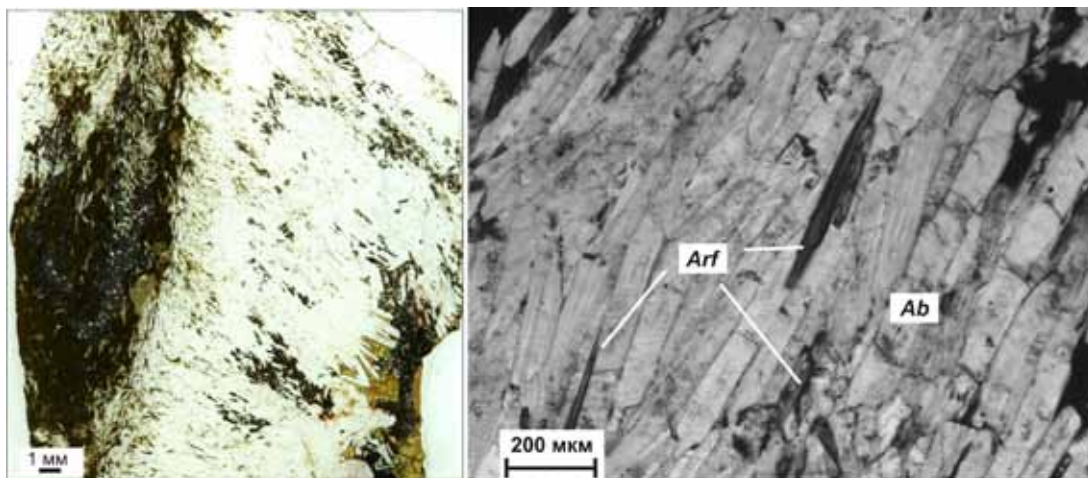


Рис. 4. Плоскопараллельная текстура альбитовых (*Ab*) агрегатов.  
 Справа – снимок шлифа в косом освещении, слева – снимок в проходящем поляризованном свете. *Arf* – арфведсонит.

Таблица 2. Химический состав (мас. %) и формульные коэффициенты (к.ф.) амфиболов.

Компо- ненты	Арфведсонит						Магнезиоарфведсонит					
	1*		2*		3		4*		5*		6	
	мас.%	к.ф.	мас.%	к.ф.	мас.%	к.ф.	мас.%	к.ф.	мас.%	к.ф.	мас.%	к.ф.
Na <sub>2</sub> O	12.06	3.602	10.82	3.188	8.67	2.658	8.52	2.474	8.82	2.522	7.12	2.124
K <sub>2</sub> O							1.93	0.370	1.41	0.266	2.03	0.399
MgO	1.84	0.422	3.14	0.710	0.45	0.106	11.05	2.470	13.48	2.964	11.35	2.603
CaO	4.10	0.676	6.32	1.030	0.76	0.126	2.10	0.337	2.44	0.385	1.69	0.273
ZnO	0.39	0.044	0.09	0.010			0.31	0.034	0.92	0.101	0.78	0.089
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.89	0.161	0.91	0.163	0.73	0.135	0.66	0.116	0.58	0.100	0.98	0.177
SiO <sub>2</sub>	52.47	8.086	53.26	8.093	50.58	7.999	54.76	8.205	55.18	8.133	51.44	7.911
TiO <sub>2</sub>	1.95	0.226	1.37	0.157	2.80	0.333	0.39	0.044	0.45	0.050	0.38	0.044
ZrO <sub>2</sub>					1.62	0.125						
MnO	2.92	0.381	1.44	0.184	2.15	0.288	3.73	0.474	4.64	0.579	3.91	0.509
FeO**	21.81	2.810	21.46	2.726	30.51	4.034	12.70	1.591	8.47	1.044	16.25	2.090
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>									0.09	0.010		
F							1.88	0.891	2.66	1.240	2.09	1.017
Сумма	98.41		98.81		98.27		98.03		99.14		98.02	
-O=F							0.79		1.12		0.88	
Сумма							97.24		98.02		97.14	

Примечание: \* – анализы выполнены на Cameca MS-46, остальные – на СЭМ LEO-1450, спектрометр Bruker X Flash-5010; \*\* – все железо дано как FeO. Формульные коэффициенты (к.ф.) рассчитаны на 23 атома кислорода (O=23).

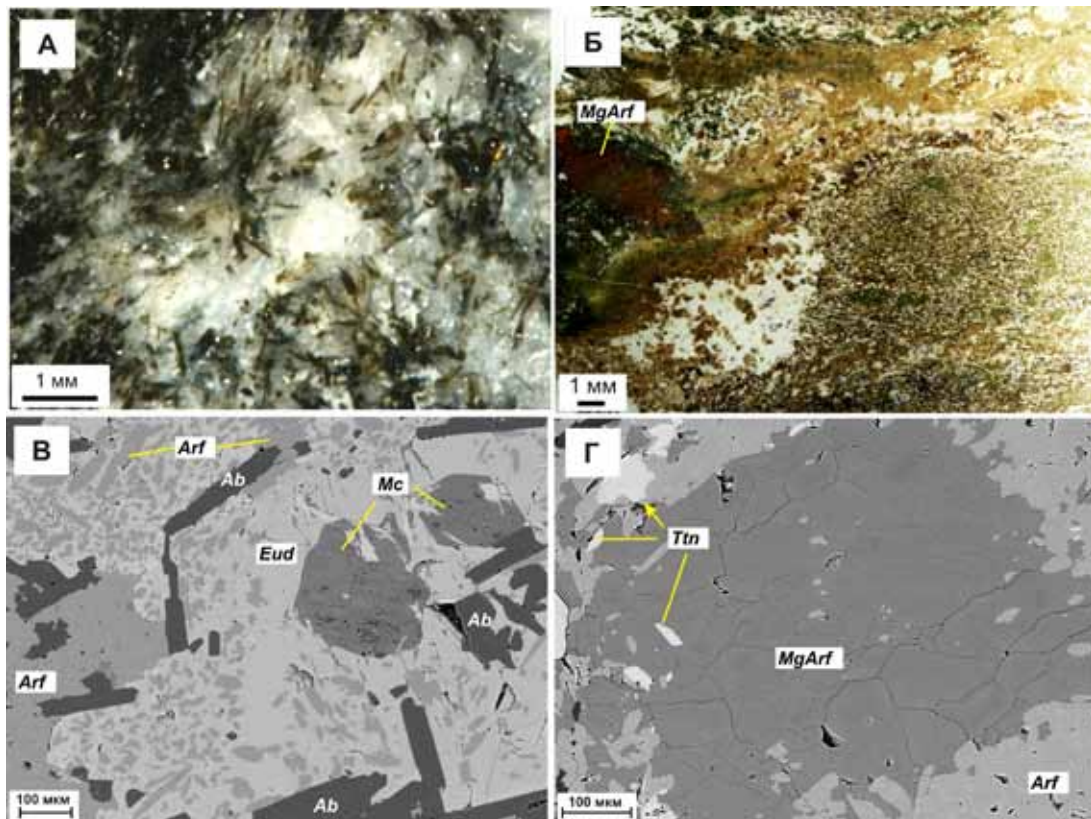


Рис. 5. Характер выделений минералов группы щелочных амфиболов.

Верхние рисунки – изображения в косом освещении, нижние – электронно-микроскопические изображения в обратнорассеянных электронах (BSE). *Arf* – арфведсонит, *MgArf* – магнезиоарфведсонит, *Ab* – альбит, *Mn-Eud* – манганозвудиялит, *Mc* – микроклин, *Ttn* – титанит.

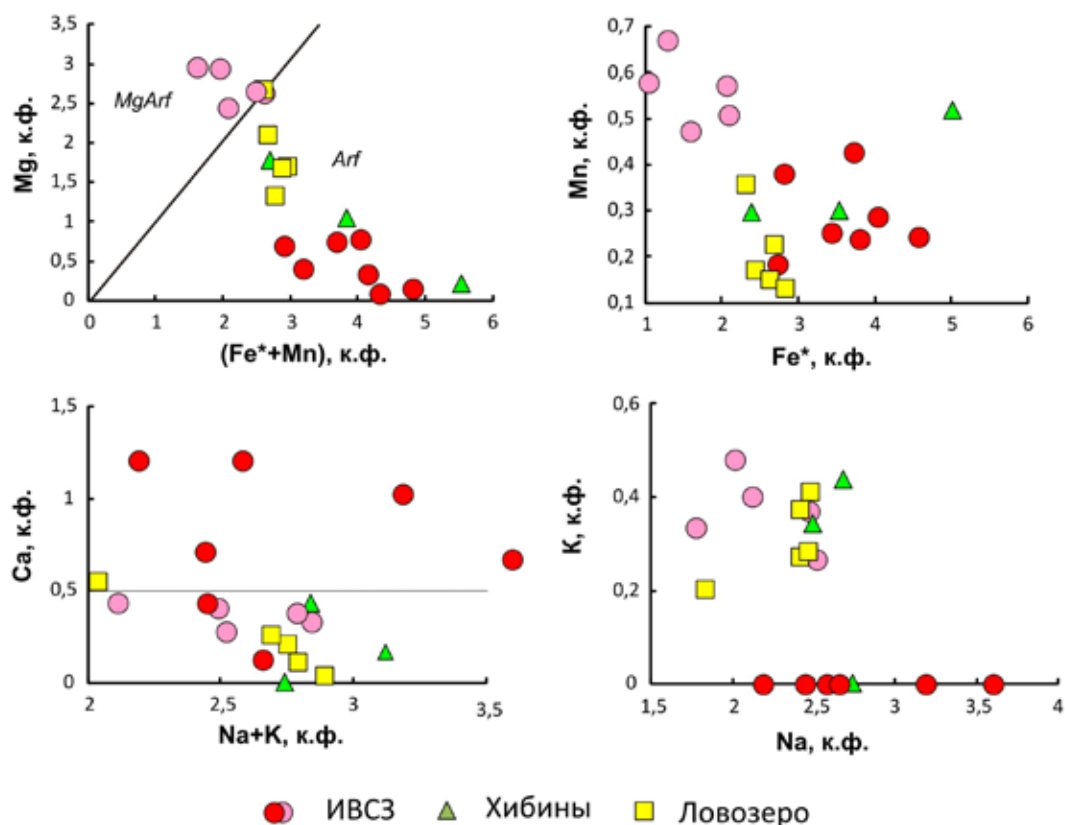


Рис. 6. Соотношения некоторых катионов в амфиболах из альбитовой жилы и щелочных пород Хибинского [8] и Ловозерского массивов [5].

Таблица 3. Химический состав (мас. %) и формульные коэффициенты (к.ф.) манганозвдиалита.

Компонент	1*		2		3		4	
	мас.%	к.ф.**	мас.%	к.ф.	мас.%	к.ф.	мас.%	к.ф.
La <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.08	0.015						
Ce <sub>2</sub> O <sub>3</sub>			0.34	0.062	0.30	0.057		
Na <sub>2</sub> O	9.47	9.821	6.83	6.715	7.32	7.257	10.67	11.337
K <sub>2</sub> O	0.39	0.267	0.54	0.349	0.52	0.336	0.57	0.401
MgO	0.06	0.048			0.12	0.092		
CaO	12.31	7.056	13.39	7.272	12.98	7.109	14.57	8.556
BaO	0.30	0.063	0.73	0.145	0.58	0.115	2.09	0.449
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.07	0.045	0.19	0.113	0.14	0.082		
SiO <sub>2</sub>	48.01	25.687	48.84	24.765	48.39	24.741	44.93	24.634
TiO <sub>2</sub>	0.50	0.203	0.95	0.362	0.86	0.332	0.79	0.325
ZrO <sub>2</sub>	10.96	2.858	13.14	3.248	13.99	3.488	12.39	3.311
Nb <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.86	0.207	2.23	0.512	1.55	0.357	2.95	0.731
MnO	4.41	1.998	5.33	2.288	5.04	2.182	5.47	2.539
FeO***	2.86	1.280	4.54	1.925	5.12	2.190	2.88	1.319
Cl	0.29	0.265	0.50	0.426	0.49	0.420	0.33	0.306
SO <sub>3</sub>	0.14	0.055						
-O=F <sub>2</sub>	0.07		0.12		0.11		0.07	
Сумма	90.65		97.43		97.29		97.57	

Примечание: \* – анализ выполнен на Cameca MS-46, остальные – на СЭМ LEO-1450 спектрометр Bruker X Flash-5010; \*\* – формульные коэффициенты (к.ф.) рассчитаны на основе Si+Al+Ti+Nb+Zr = 29; \*\*\* – все железо дано как FeO.

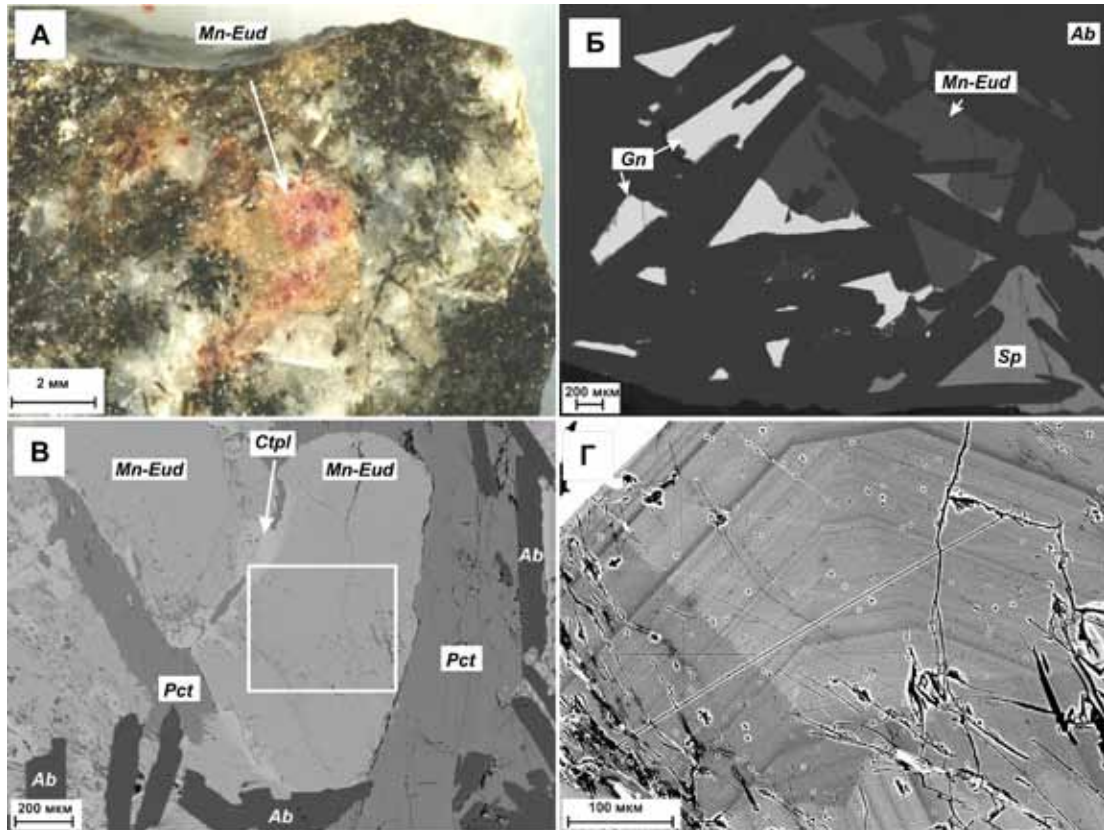


Рис. 7. Характер выделений и анатомия мангановэвдиалита (*Mn-Eud*).

А – внешний вид минерала; Б, В – выполнение интерстиций совместно со сфалеритом (*Sp*), галенитом (*Gn*) и пектолитом (*Pct*); Г – ритмическая зональность в мангановэвдиалите. А – снимок в косом освещении; Б, В, Г – снимки BSE.

В пределах отдельного образца можно наблюдать как участки с неизменным мангановэвдиалитом, так и участки интенсивного его замещения. Минерал замещается агрегатом из катаплеита, серандита и кальцита (рис. 9). Здесь же повсеместно отмечаются мелкие выделения кислородных соединений марганца, редко фторкальциопирохлора и микрзерна карбонатов редких земель - паризита-(La) и бастнезита-(La). Процесс изменения начинается по микротрещинам, краевым зонам и межзерновым границам индивидов мангановэвдиалита (рис. 7, в) и завершается образованием псевдоморфных полиминеральных агрегатов.

*Катаплеит* в виде сноповидных агрегатов состоящих из тонкопризматических (шестоватых) кристаллов находится в тесном срастании с серандитом в кальцитовой матрице, образуя псевдоморфозы по мангановэвдиалиту (рис. 9). Его состав представлен в табл. 4 и характеризуется повышенным содержанием кальция, что не типично для катаплеитов щелочных комплексов Хибин и Ловозеро (рис. 10).

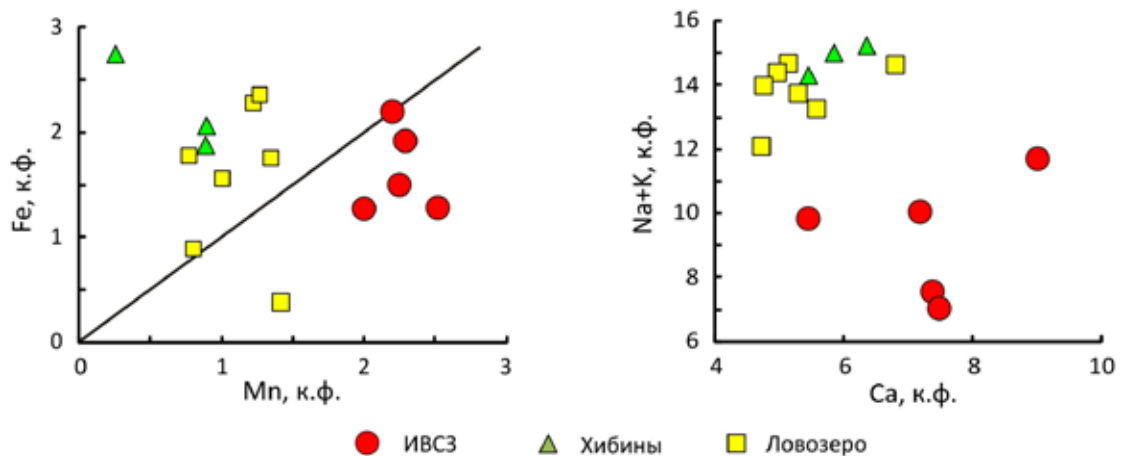


Рис. 8. Соотношения Fe – Mn и (Na+K) – Ca в эвдиалитах из альбитовой жилы и щелочных пород Хибинского [8] и Ловозерского [5] массивов.

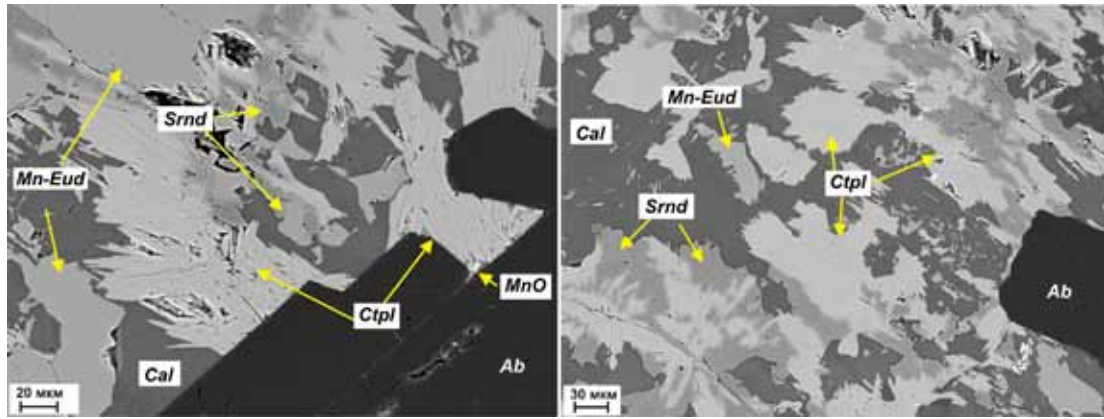


Рис. 9. Морфология вторичных минералов образованных по мanganозвдиалиту. *Ctpl* – катаплеит, *Srnd* – серандит, *Cal* – кальцит, *MnO* – оксид марганца, *Ab* – альбит. Снимки BSE.

Таблица 4. Химический состав (мас. %) и формульные коэффициенты (к.ф.) катаплеита.

Компонент	1		2		3	
	мас.%	к.ф.*	мас.%	к.ф.	мас.%	к.ф.
Na <sub>2</sub> O	6.73	0.950	7.31	1.015	8.60	1.262
CaO	6.83	0.533	6.8	0.522	3.95	0.320
ZnO					0.11	0.006
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>					0.04	0.003
SiO <sub>2</sub>	47.36	3.452	47.27	3.387	44.02	3.334
TiO <sub>2</sub>	0.46	0.025	0.62	0.033		
ZrO <sub>2</sub>	27.21	0.967	27.7	0.967	29.02	1.072
Nb <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	1.83	0.06	1.78	0.058		
MnO	0.04	0.003	0.19	0.012	0.03	0.002
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> **	0.17	0.009	0.12	0.007		
H <sub>2</sub> O	(9.37)		(8.21)		(14.23)	
Сумма	90.63		91.79		85.77	

Примечание: \* – формульные коэффициенты (к.ф.) рассчитаны на основе суммы катионов, равной 6 ( $\sum K=6$ ), \*\* – все железо дано как Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>; все анализы выполнены на Cameca MS-46.

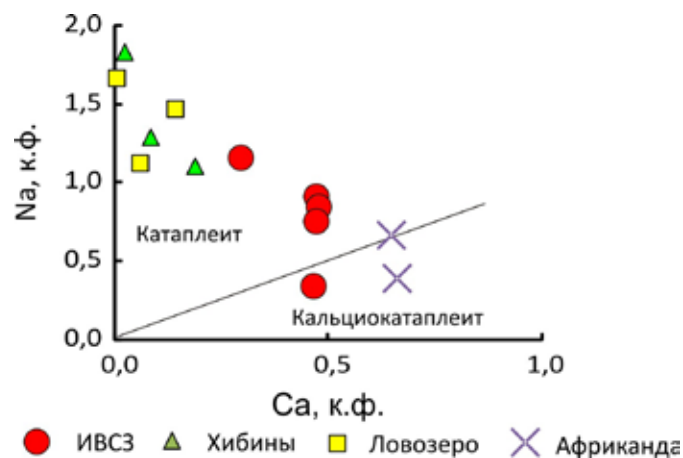


Рис. 10. Соотношение Na и Ca в минералах ряда катаплеит – кальциокатаплеит из разных геологических образований Кольского региона.

По содержанию кальция некоторые индивиды близки к кальциокатаплеиту массива Африканда [9]. Также в составе катаплеита из альбитовой жилы отмечаются заметные примеси ниобия (до 1.8% Nb<sub>2</sub>O<sub>5</sub>).

*Пектолит* является второстепенным минералом альбитовой жилы. Макроскопически минерал имеет желтовато – серый цвет, стеклянный блеск, несколько сильнее, чем у альбита. Характер выделений – ксеноморфные плоскопризматические зерна размером до 2 мм. Минерал кристаллизуется в интерстициях между агрегатами альбита основной массы (рис. 11, а), часто в ассоциации с мангановэвдиалитом (рис. 7, в) или наблюдается в виде корродированных зерен в зонах изменения, где основная масса представлена сложным полиминеральным агрегатом вторичных минералов с реликтами мангановэвдиалита (рис. 11, б). Марганцевый аналог пектолита – *серандит*, встречается как вторичный минерал, развивающийся по мангановэвдиалиту в тесном сростании с катаплеитом (рис. 9). Вне пределов зон таких изменений он не встречается.

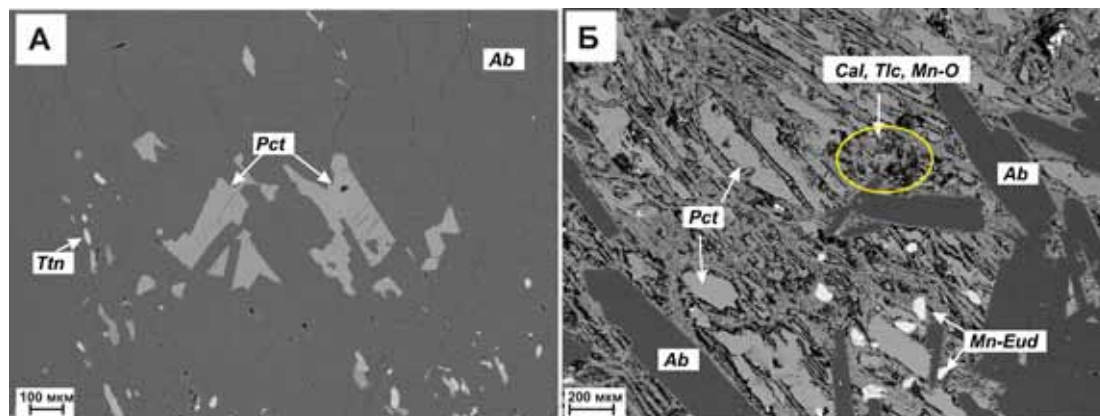


Рис. 11. Морфология пектолита (*Pct*), снимки BSE.

*Ab* – альбит, *Ttn* – титанит, *Mn-Eud* – мангановэвдиалит, *Cal* – кальцит, *Tlc* – тальк, *Mn-O* – оксид марганца.

Состав пектолита и серандита представлен в табл. 5. По видообразующим катионам эти два минерала близки к конечным минеральным видам этой серии – серандиту и пектолиту (рис. 12). В составе серандита отмечаются примеси циркония, мышьяка и серы, чего не наблюдается в серандите других геологических образований.

Таблица 5. Химический состав (мас. %) и формульные коэффициенты (к.ф.) пектолита и серандита.

Компонент	Пектолит						Серандит			
	1		2		3		4*		5	
	мас. %	к.ф.*	мас. %	к.ф.	мас. %	к.ф.	мас. %	к.ф.	мас. %	к.ф.
Na <sub>2</sub> O	7.86	0.844	9.31	0.990	7.80	0.837	9.05	1.052	7.55	0.872
MgO	0.11	0.009								
CaO	31.69	1.880	30.10	1.768	32.63	1.936	4.28	0.275	5.38	0.344
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>			0.25	0.016					0.05	0.004
SiO <sub>2</sub>	51.81	2.868	50.47	2.768	51.07	2.828	50.04	3.004	44.41	2.646
ZrO <sub>2</sub>							0.69	0.020	0.34	0.010
MnO	7.93	0.372	9.21	0.428	7.89	0.370	33.96	1.726	41.01	2.069
FeO***	0.60	0.028	0.66	0.030	0.61	0.028	0.16	0.008	0.67	0.033
As <sub>2</sub> O <sub>5</sub>							0.15	0.005	0.30	0.009
SO <sub>3</sub>							0.07	0.003	0.29	0.013
Сумма	100.0		100.0		100.0		98.39		100.0	

Примечание: \* – анализ выполнен на Cameca MS-46, остальные – на СЭМ LEO-1450 спектрометр Bruker X Flash-5010; \*\* – формульные коэффициенты (к.ф.) рассчитаны на основе суммы катионов равной 6 ( $\sum K=6$ ); \*\*\* 0 все железо дано как FeO.

*Титанит* в составе альбитовой жилы является распространенным второстепенным минералом. Он наблюдается чаще всего в виде отдельных клиновидных кристаллов, иногда образующих агрегаты (рис. 13, а). Анатомия отдельных индивидов имеет зональное строение с отчетливыми кристаллическими формами роста (рис. 13, б). Ядерная часть титанита блочного строения насыщена микровключениями альбита и обогащена ниобием, в краевой части содержание Nb<sub>2</sub>O<sub>5</sub> уменьшается на порядок (табл. 6).

Эгирин является акцессорным минералом жилы. Он встречается в интерстициях альбитовой основной массы в ассоциации с манганозвдиалитом и в сростании со сфалеритом. Состав в зависимости от ассоциации различается содержанием примесных элементов. В первом случае характерными элементами его состава являются цирконий и ниобий, во втором - цинк и высокое содержание железа (табл. 6).

Из сульфидов в жиле развит главным образом сфалерит, реже галенит. В образцах сфалерит прозрачен с характерным алмазным блеском, желтого, иногда светло-голубого или светло-зеленого оттенка и редко – бесцветный. Особенностью состава сфалерита, как и галенита, является отсутствие каких-либо примесей.

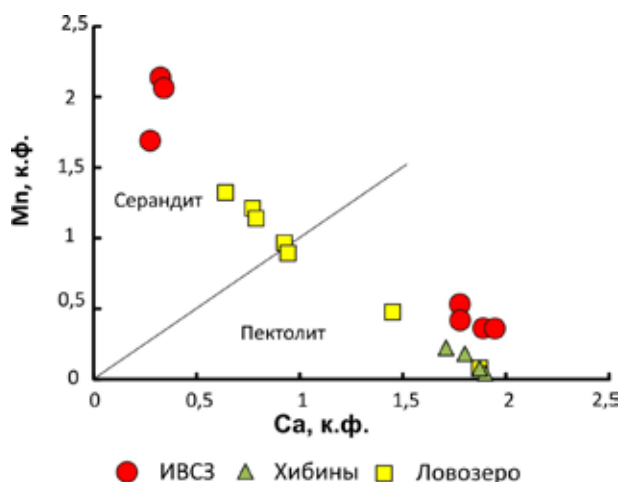


Рис. 12. Соотношения видообразующих катионов Mn-Ca в ряду серандит-пектолит.

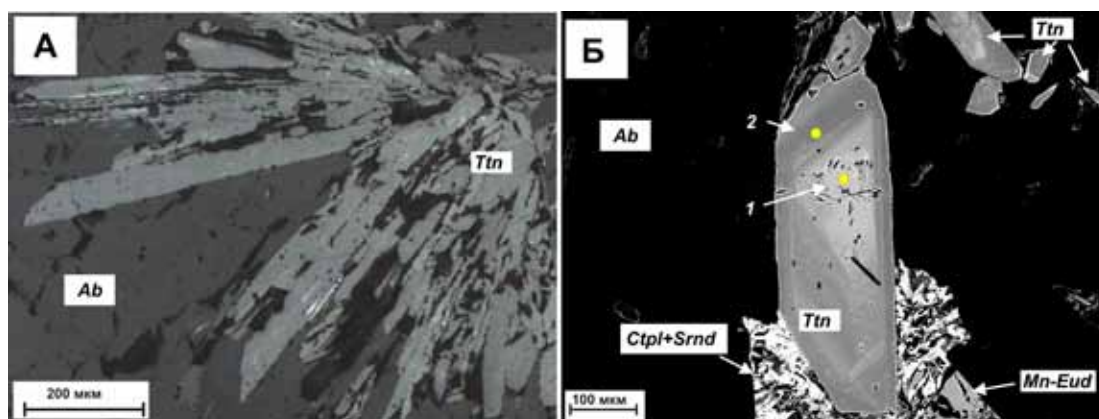


Рис. 13. Характер выделений титанита (*Ttn*).

А – агрегат длиннопризматических кристаллов титанита в альбитовой (*Ab*) основной массе, снимок в отраженном поляризованном свете. Б – зональное строение титанита, точками обозначены места проведения анализов, снимок BSE. *Mn-Eud* – манганозвдиалит, *Ctpl* – катаплеит, *Srnd* – серандит.

Таблица 6. Химический состав (мас. %) и формульные коэффициенты (к.ф.) титанита и эгирина.

Компонент	Титанит				Эгирин			
	1		2		3		4	
	мас. %	к.ф.*	мас. %	к.ф.	мас. %	к.ф.	мас. %	к.ф.
Na <sub>2</sub> O	1.36	0.090	0.49	0.032	10.42	0.825	9.82	0.800
MgO					0.46	0.028	0.10	0.006
CaO	26.87	0.981	28.64	1.030	1.34	0.075	0.83	0.044
ZnO							1.69	0.052
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>			0.12	0.005	0.10	0.005	0.11	0.005
SiO <sub>2</sub>	22.58	0.769	23.46	0.787	42.46	1.718	42.21	1.765
TiO <sub>2</sub>	42.88	1.099	46.11	1.164	3.98	0.122	0.51	0.016
ZrO <sub>2</sub>					3.62	0.072		
Nb <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	5.90	0.091	0.56	0.008	1.86	0.034		
SO <sub>3</sub>			0.13	0.003	0.06	0.002	0.24	0.008
MnO	0.17	0.005	0.06	0.002	5.99	0.207	1.05	0.037
FeO**	0.24	0.007	0.43	0.012				
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>					29.71	0.897	43.46	1.265
Сумма	100.00		100.00		100.00		100.00	

Примечание: \* – формульные коэффициенты (к.ф.) рассчитаны: для титанита на 5 кислорода (O=5), для эгирина – при O=6. \*\* – все железо дано: для титанита как FeO, для эгирина – Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>. Анализы выполнены на СЭМ LEO-1450.



*Силикаты цинка.* Под данным названием объединено несколько минеральных фаз, находящихся в тесном срастании друг с другом. Эти фазы отличаются друг от друга по физическим свойствам и составу. Общим для них является доминирование в составе Zn и Si, другие элементы могут отсутствовать, либо находиться в различных соотношениях. Силикаты цинка относятся к поздним гипергенным образованиям, образующимся при замещении рудных минералов, прежде всего сфалерита, реликты которого иногда сохраняются в центральных частях агрегатов (рис. 14, а). Реже силикаты цинка наблюдаются в ассоциации с кальцитом и оксидами марганца вокруг корродированных зерен пектолита и амфиболов (рис. 11, б; рис. 14, б).

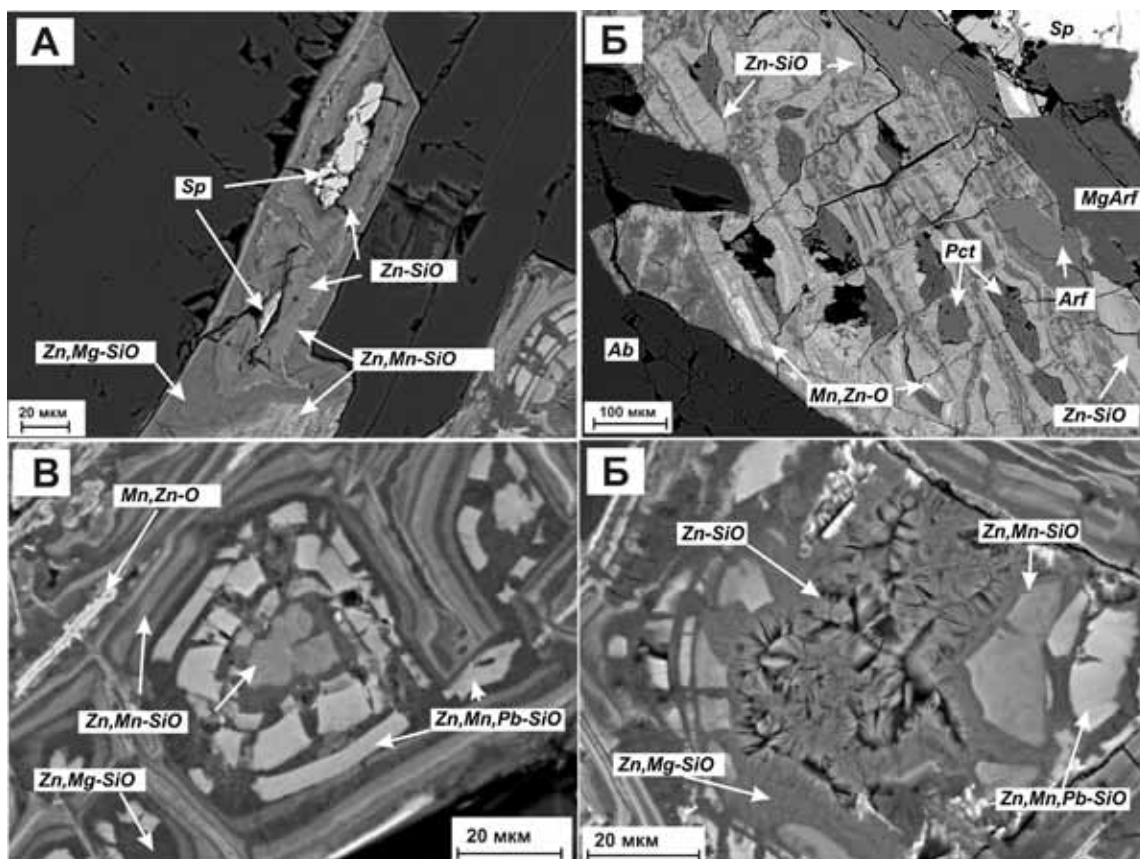


Рис. 14. Взаимоотношения и характерные структуры агрегатов минеральных фаз – силикатов цинка. Снимки BSE. А – реликты сфалерита (*Sp*) в центральной части вторичного агрегата. Б – полосчатый, полосчато-зональный агрегат силиката цинка (*Zn-SiO*) и оксида марганца (*Mn,Zn-O*) с корродированными зернами (реликтами) пектолита (*Pct*). В – концентрически-зональная структура агрегата с ритмичным распределением зон разного состава (*Zn-SiO*, *Zn,Mn-SiO*, *Zn,Mg-SiO* и *Zn,Mn,Pb-SiO*); Г – радиально-лучистая структура волокнистых индивидов в центре агрегата. *Ab* – альбит.

Макроскопически эти образования имеют темно-коричневый до черного цвет и представляют собой сложный агрегат, состоящий из тонких чередующихся пластин, пространство между которыми выполнено землистой массой. Внутреннее строение агрегатов отчетливо проявляется под электронным микроскопом. Строение агрегатов полосчатое, концентрически-зональное, с ритмичным распределением зон разного состава (рис. 14, в, г). Минеральные фазы схожи по набору элементов, а их отличие выражается в разном соотношении основных элементов: Zn, Mn, Mg, Pb и Si (табл. 7). На рис. 15 отображены составы проанализированных минеральных фаз и известных минеральных видов, имеющих в составе тот же набор элементов. На диаграммах вся совокупность точек наших образцов группируется в трех областях, две из которых близки по составу к цинксилиту и гемиморфиту, а третья по соотношению катионов – к годкинсониту и в меньшей степени к герстманниту. Рентгеновская диагностика желто-оранжевой оторочки вокруг сфалерита показала ее соответствие структуре минерала гемиморфита. Диагностировать темно-коричневые агрегаты, состоящие из разных по составу силикатных фаз, не удалось.

Таблица 7. Химический состав (мас. %) минеральных фаз – силикатов цинка.

Компонент*	1	2	3	4	5	6	7	8	9
K <sub>2</sub> O			0.39	0.34					
MgO	0.92	2.53	11.89	9.68	2.83	1.67	1.56	1.30	9.27
CaO	0.84	1.71	1.10	1.01	1.08	0.92	1.33	1.31	1.23
ZnO	59.38	55.14	35.51	37.55	44.02	41.75	31.83	29.86	26.07
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2.02		0.33	0.35					
SiO <sub>2</sub>	35.79	37.56	46.24	48.70	25.19	25.45	19.47	15.48	32.89
PbO			2.12	0.58	7.72	9.77	20.62	23.76	15.91
MnO	0.36	1.52	1.05	0.96	17.21	18.28	23.71	26.73	14.13
FeO**	0.68	1.54	1.19	0.72	1.57	1.62	1.08	1.18	0.50
CoO					0.39	0.53	0.41	0.37	
Cl			0.18	0.10					
Сумма	100	100	100	100	100		100	100	100

Примечание: \* – Анализы выполнены на СЭМ LEO-1450, спектрометр Bruker X Flash-5010.

\*\* – железо дано как FeO. Минеральные фазы: 1, 2 – Zn-SiO; 3, 4 – Zn,Mg-SiO; 5, 6 – Zn,Mn-SiO; 7, 8 – Zn,Mn,Pb-SiO; 9 – Zn,Mg,Mn,Pb-SiO.

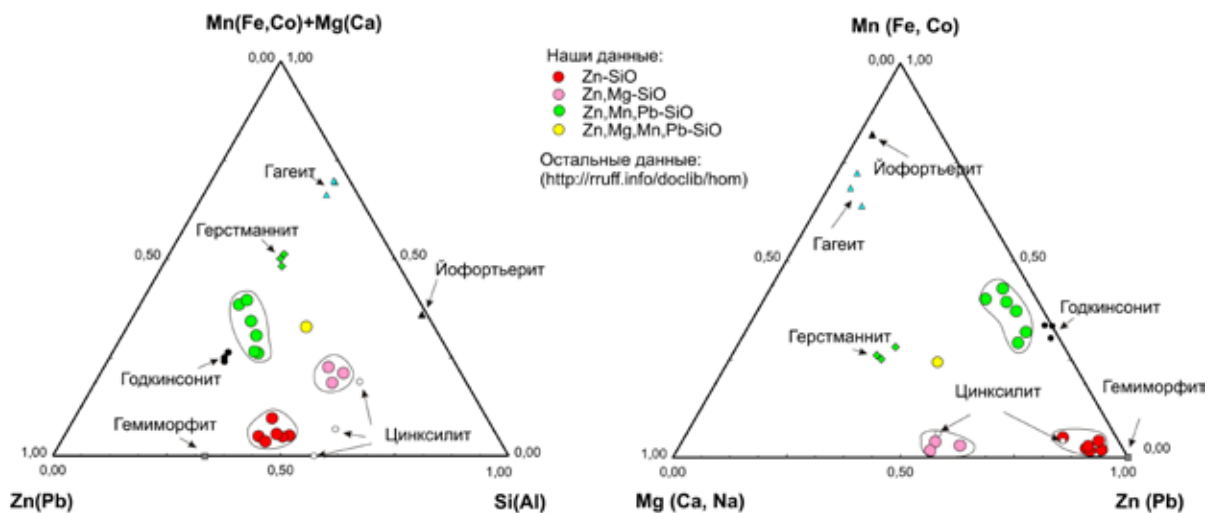


Рис. 15. Соотношения основных элементов состава минеральных фаз, слагающих различные зоны концентрически-зональных агрегатов, (в ат. %).

Резюмируя вышеизложенный материал можно выделить следующие моменты:

1. Гидротермальные постмагматические производные Хибинского щелочного интрузива встречаются в вулканогенно-осадочных породах ИВСЗ в виде жильных тел на значительном (более 2 км) удалении от видимого контакта.

2. Минеральный состав этих жил в породах ИВСЗ мало отличается от состава жил, расположенных в пределах щелочного интрузивного комплекса.

3. Химический состав второстепенных «сквозных» минералов жил в породах ИВСЗ отличается повышенными содержаниями кальция и марганца.

4. Отчетливо выделяется несколько стадий минералообразования, которые можно наблюдать в пределах одного образца:

– Кристаллизация главных минералов жилы – альбита, арфведсонита и титанита.

– Кристаллизация из остаточных растворов в межзерновом пространстве манганозвидалита, пектолита, сфалерита, галенита, калиевого полевого шпата, магнезиоарфведсонита, эгирина, датолита, возможно флюорита и Са-граната.

– Образование псевдоморфоз по манганозвидалиту с формированием ассоциации: катаплеит, серандит, кальцит, оксиды марганца, тальк, кальциопироксид, карбонаты редких земель.

– Возможно с некоторым перерывом, в эту же стадию происходит замещение сульфидов силикатами Zn-Mn-Pb-Mg, кальцитом, оксидами Mn-Zn с формированием характерных колломорфных структур.

### Список литературы

1. Горстка В.Н. Контактная зона Хибинского щелочного массива (геолого-петрографические особенности, химизм и петрология). Л.: Наука, 1971. 99 с.
2. Зак С.И., Каменев Е.А., Минаков Ф.В. и др. Хибинский щелочной массив. Л.: Недра, 1972. 176 с.
3. Костылева-Лабунцова Е.Е., Боруцкий Б.Е., Соклова М.Н. и др. Минералогия Хибинского массива. Магматизм и постмагматические преобразования. Т. 1 М.: Наука, 1978. 228 с.
4. Номенклатура амфиболов: доклад подкомитета по амфиболам комиссии по новым минералам и названиям минералов между минерал. ассоциацией (КНМНМ ММА) // ЗРМО. № 6. 1997. С. 82-102.
5. Пеков И.В. Ловозерский массив: история исследования, пегматиты, минералы. М.: Изд-во «Земля», 2001. 464 с.
6. Чуканов Н.В., Пеков И.В., Расцветаева Р.К. Кристаллохимия, свойства и синтез микропористых силикатов, содержащих переходные элементы // Успехи химии. 2004. № 73(3). С. 227-246.
7. Шлюкова З.В. Минералогия контактовых образований Хибинского массива. М.: Наука, 1986. 96 с.
8. Яковенчук В.Н., Иванюк Г.Ю., Пахомовский Я.А., Меньшиков Ю.П. Минералы Хибинского массива. М.: Изд-во «Земля», 1999. 326 с.
9. Chakhmouradian A.R., Zaitsev A.N. Calcite – amphibole – clinopyroxene rock from Afrikanda complex, Kola peninsula, Russia: mineralogy and a possible link to carbonatites. III. Silicate minerals // Canad. Miner. 2002. V. 40. P. 1347-1374.

## РАМАНОВСКАЯ СПЕКТРОСКОПИЯ – МЕТОД ДИАГНОСТИКИ МИКРОВЫДЕЛЕНИЙ МИНЕРАЛОВ

Компанченко А.А., Сидоров М.Ю., Волошин А.В.

ГИ КНЦ РАН, Апатиты, komp-alena@yandex.ru

### Введение

При изучении микроскопических выделений минералов (размером не более 25-30  $\mu\text{m}$ ), исследователи сталкиваются с проблемой надежной диагностики минеральных видов. Применение традиционных методов – рентгенофазового и рентгеноспектрального анализа – часто затруднено или невозможно (например, при исследовании твердофазных включений, находящихся под поверхностью минерала-хозяина). Для диагностики микровыделений минералов в современной минералогии широко применяется метод рамановской спектроскопии [4]. Этот неразрушающий метод позволяет проводить диагностику выделений минералов размером до 1  $\mu\text{m}$  и различать полиморфные модификации. В нашем исследовании мы демонстрируем возможности рамановской спектроскопии для диагностики минеральных видов в различных системах полиморфных модификаций, а также для диагностики твердофазных включений размером не более 5-30  $\mu\text{m}$  на примере минералов Кольского региона. Исследования минералов проводились на рамановском спектрометре *Almega XR ThermoScientific*, микроскоп *Olympus BX51*, объективы 50x и 100x, лазер 532 нм в Институте геологии КарНЦ РАН, Петрозаводск.

### Муассанит и система алмаз-графит

Начиная с середины 1980-ых годов метод рамановской спектроскопии активно применяется для диагностики минералов-индикаторов в породах, испытавших сверхвысокие давления (> 28 кбар) в различных метаморфических комплексах. Это прежде всего минералы – полиморфные модификации кремнезема и углерода [1].

Наши исследования показали, что в эклогитовых породах Кох-озера (Ковдорский район, северо-западная часть Беломорской провинции) присутствует такой высокобарический минерал как муассанит, причем кристаллы муассанита найдены непосредственно в минералах-хозяевах – ортоклазе и клинопироксене. Размер включений муассанита не превышает 35-40  $\mu\text{m}$ .

Одним из достоинств рамановской спектроскопии является возможность диагностики включений под поверхностью минерала-хозяина. В данном случае это позволяет исключить вероятность того, что исследуемое включение было привнесено при обработке препарата различными абразивными порошками и пастами.

На рис. 1 показан изометричный кристалл муассанита (20  $\mu\text{m}$ ), находящийся под поверхностью ортоклаза, что хорошо видно при сравнении фотографий участка шлифа, сделанных в отраженном (верхний слева) и проходящем (верхний справа) свете. На рамановском спектре хорошо проявлены как характеристические полосы муассанита, так и вмещающего его ортоклаза (нижний).

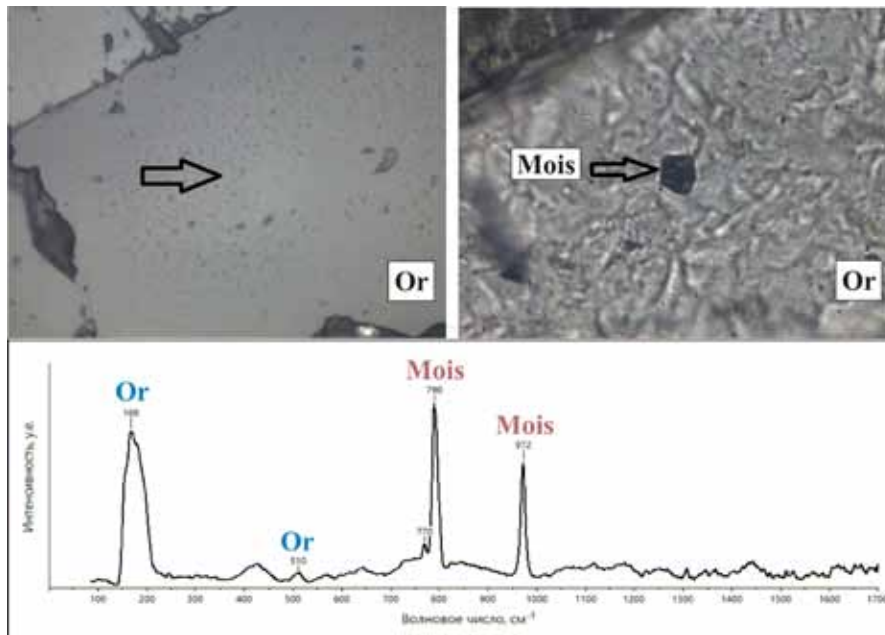


Рис. 1. Включение изометричного кристалла муассанита (Mois) в ортоклазе (Or) и рамановский спектр муассанита с пиками ортоклаза.

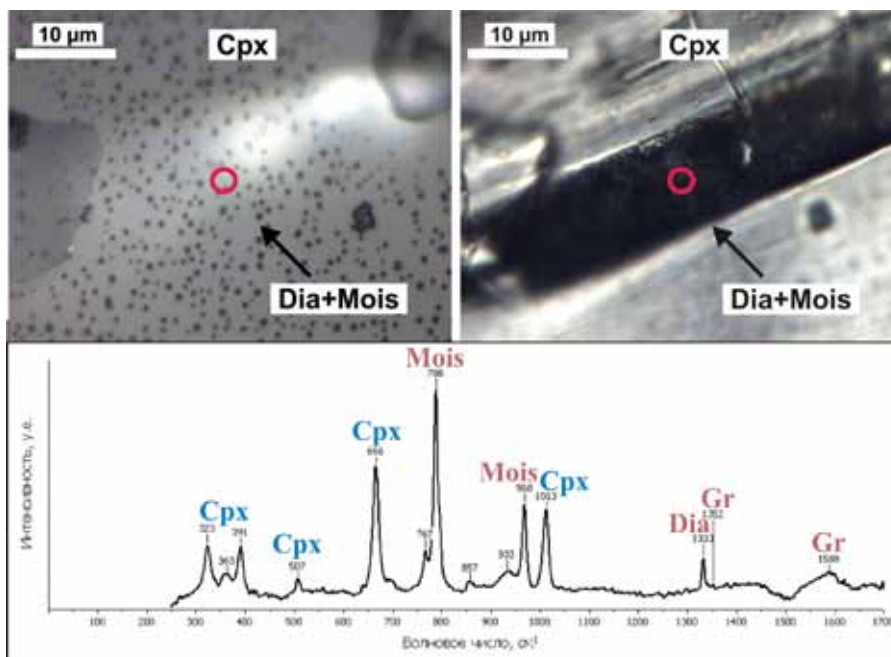


Рис. 2. Включение сростка муассанита (Mois) с алмазом (Dia) и графитом (Gr) в клинопироксене (Cpx) и рамановский спектр муассанита с пиками графита, алмаза и клинопироксена.

Включения муассанита в клинопироксене отличаются от включений муассанита в ортоклазе. Они представляют собой сростки муассанита с алмазом и графитом (рис. 2). Морфология включений остается невыясненной. Можно лишь говорить о приуроченности включений муассанита к кварцевым ламелям в клинопироксене. На рамановском спектре видны характеристические полосы муассанита, алмаза, графита и вмещающего их клинопироксена (рис. 2, нижний).

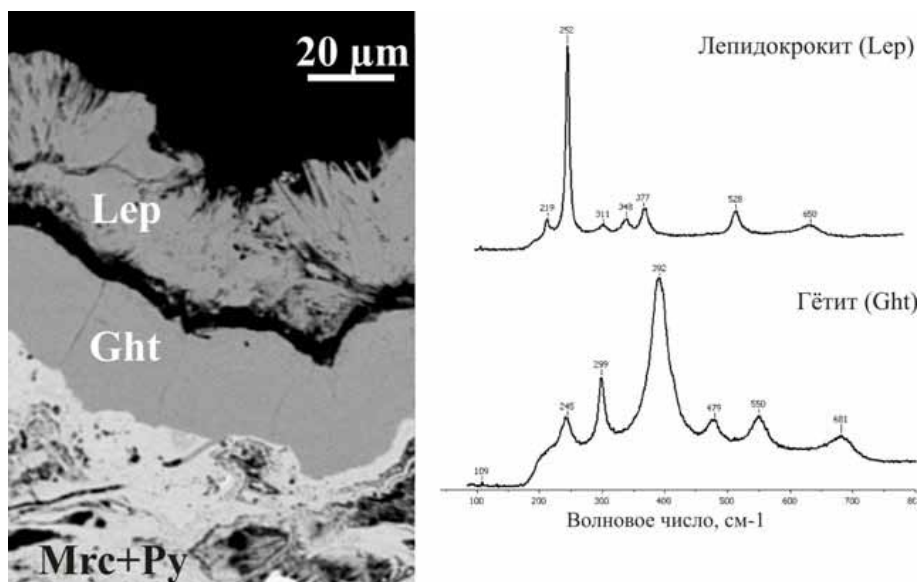


Рис. 3. Слева – формы выделения лепидокрокита (Lep) и гёгита (Ght), BSE изображение. Mrc - марказит, Py – пирит. Справа – соответствующие им рамановские спектры.

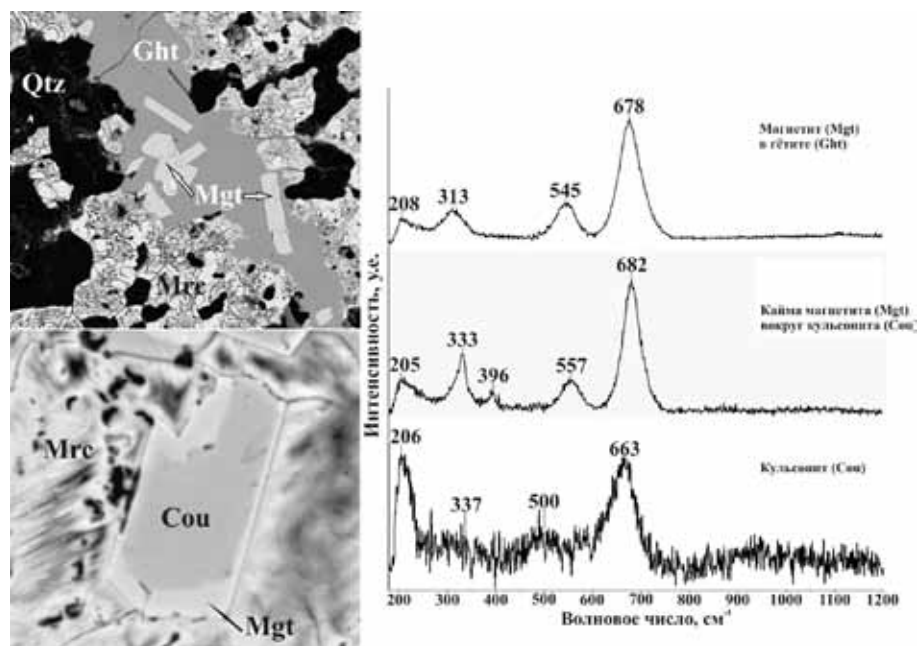


Рис. 4. Слева – формы выделения минералов группы шпинели, BSE изображение. Cou – касситерит, Mgt – магнетит, Mrc – марказит, Ght – гёгит, Qtz – кварц. Справа – соответствующие им рамановские спектры.

### Система гёгит-лепидокрокит

Гёгит и лепидокрокит являются главными вторичными минералами, образующимися по пириту, марказиту и пирротину в колчеданных рудах участка Брагино, (Южно-Печенгская структурная зона (ЮПСЗ)). Гёгит образует корки и почки в зоне окисления марказит-пирротинных агрегатов, а также заполняет трещинки и пустоты в колчеданной руде. Лепидокрокит образуется в виде таблитчатых кристаллов размером до 30 μm на поверхности гёгита (рис. 3). Данные минералы были подтверждены методами

рентгеноспектрального анализа (аналитик А.В. Базай), рентгенофазового анализа (аналитик Е.А. Селиванова) и рамановской спектроскопии (оператор М.Ю. Сидоров) (рис. 3). Рамановские спектры, полученные нами, сравнивались со спектрами из известных баз данных и предшествующих работ по исследованию данной системы минералов [3].

### Минералы группы шпинели

Данная группа в колчеданных рудах ЮПСЗ представлена тремя видами: кульсонит, высокованадиевый хромит (в данной работе не рассматривается) и магнетит. Кульсонит выделяется в виде кристаллов от 10 до 400  $\mu\text{m}$ , магнетит образует каймы вокруг кристаллов кульсонита размером до 50  $\mu\text{m}$ . Толщина таких кайм от нескольких микрон (рис.4, нижний левый) до образования псевдоморфозы по кульсониту, а так же встречается в виде микровключений размером до 40  $\mu\text{m}$  в гётите (рис.4, верхний левый). Магнетит был диагностирован именно методом рамановской спектроскопии.

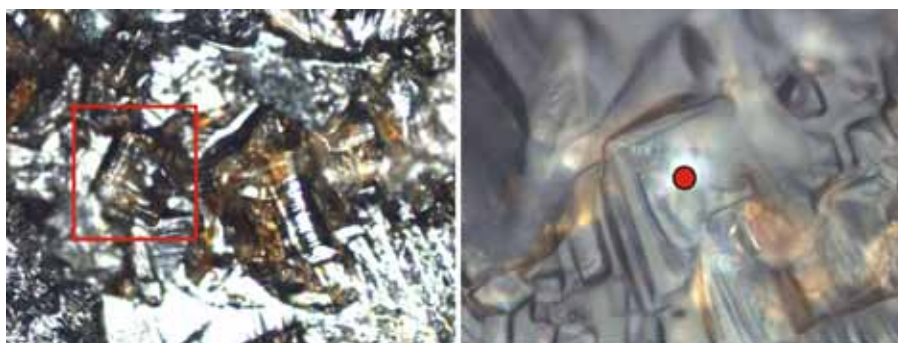


Рис. 5. Слева – прозрачные кристаллы мелантерита на поверхности пирротиновой руды, выделенная область на фото справа. Красной точкой обозначено место регистрации рамановского спектра.



Рис. 6. Кристаллы роценита, образовавшиеся по мелантериту, выделенная область на фото справа. Красной точкой обозначено место регистрации рамановского спектра.

### Система мелантерит-роценит

Мелантерит  $\text{Fe}(\text{SO}_4) \cdot 7\text{H}_2\text{O}$  образуется при комнатной температуре за несколько часов в виде прозрачных, иногда голубоватых, таблитчатых кристаллов на поверхности пирротиновой руды при её контакте с теплой водой (рис. 5). Размер кристаллов колеблется от 10 до 200  $\mu\text{m}$ . Через сутки после образования в процессе дегидратации практически полностью переходит в роценит  $\text{Fe}^{2+}(\text{SO}_4) \cdot 4\text{H}_2\text{O}$  (рис. 6). Данный переход минералов был зафиксирован методами рентгенофазового анализа (аналитик Торопова М.В.) и методом рамановской спектроскопии (оператор Компанченко А.А.) (рис. 7). Эта система минералов уже изучалась зарубежными исследователями [2] и наши данные полностью с ними совпадают.

### Благодарности

Авторы выражают искреннюю благодарность сотрудникам Института геологии КарНЦ РАН А.И. Слабунову, Л.В. Кулешевич, В.А. Колодею за помощь в проведении исследований на рамановском спектрометре *Almega XR ThermoScientific*.

Исследования частично финансировались по программе ОНЗ-6 (проект ГИ КНЦ РАН «Динамика раннедокембрийской континентальной литосферы Фенноскандинавского (Балтийского) щита») и по про-

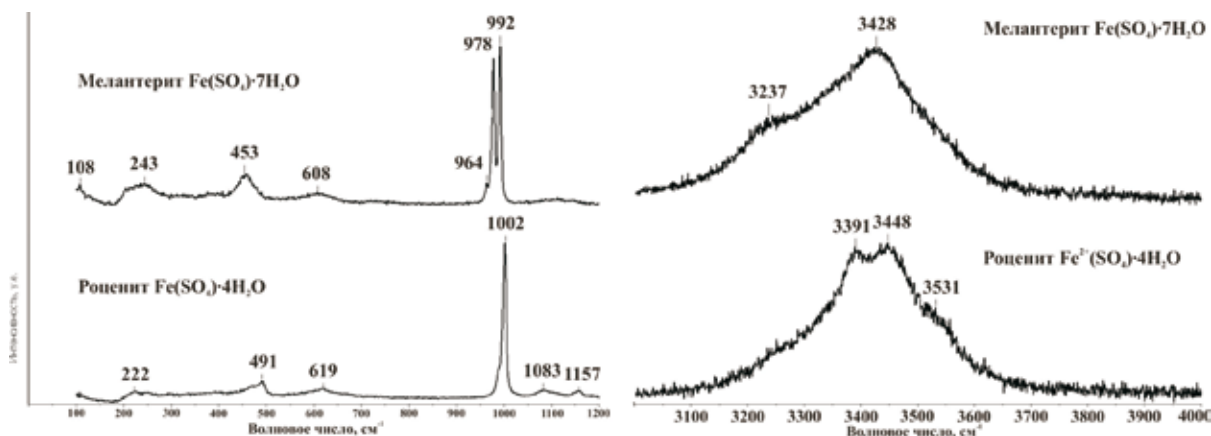


Рис. 7. Рамановские спектры мелантерита и роценита.

екту РФФИ 14-05-31137-мол\_а «Последовательность и кинематика деформаций в палео-протерозойском Лапландско-Кольском коллизиином орогене и взаимосвязь с ними беломорских эклогитов».

### Список литературы

1. Boyer H., Smith D.C., Chopin C., Lasnier B. Raman Microprobe (RMP) Determinations of Natural and Synthetic Coesite // *Physics and Chemistry of Minerals*. 1985. V. 12. P. 45-48.
2. Chio C.H., Sharma S.K., Muenow D.W. The hydrates and deuterates of ferrous sulfate ( $\text{FeSO}_4$ ): a Raman spectroscopic study // *Journal of Raman Spectroscopy*. 2006. V. 38. P. 87-99.
3. De Faria D.L.A., Silva S.V., Oliveira M.T. Raman microspectroscopy of some iron oxides and oxihydroxides // *Journal of Raman Spectroscopy*. 1997. V. 28. P. 873-878.
4. Frost R., Klopogge T., Schmidt J. Non-destructive identification of minerals by Raman microscopy // *Chemistry in Australia*. 1999. V. 66. P. 40-44.

## МИНЕРАЛЫ ГРУППЫ ШПИНЕЛИ В МЕТАМОРФИЗОВАННЫХ КОЛЧЕДАННЫХ РУДАХ ЮЖНО-ПЕЧЕНГСКОЙ СТРУКТУРНОЙ ЗОНЫ, КОЛЬСКИЙ РЕГИОН

Компанченко А.А., Волошин А.В., Базай А.В.

ГИ КНЦ РАН, Апатиты, komp-alena@yandex.ru

Южно-Печенгская структурная зона (ЮПСЗ) является частью Печенгско-Варзугской нижнепротерозойской рифтогенной структуры в северо-западной части Кольского региона. Колчеданные пирротиновые

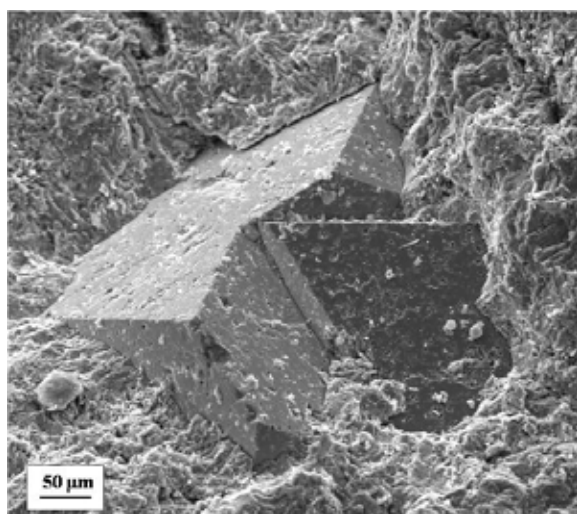


Рис. 1. Сrostок кристаллов культусонита в пирротине. SE – изображение.

руды развиты на участке Брагино, который расположен в восточной части ЮПСЗ. Центральная его часть представлена метапикробазальтами. На северном и южном флангах участка развиты вулканогенно-осадочные образования. В вулканитах, преимущественно за пределами участка, закартированы малые тела диоритов, гранит-порфиров, лампрофиров, сиенитов. По вулканогенно-осадочным толщам широко развиты метасоматические образования – кварциты, березиты, листовениты, основные метасоматиты, альбититы [1].

По текстурным признакам руды разделены на четыре типа: массивные, полосчатые, вкрапленные и брекчиевидные. Главные рудные минералы включают пирротин, марказит, пирит, халькопирит, сфалерит, ильменит. Второстепенные рудные минералы - галенит, молибденит, арсенопирит, пентландит, кобальтин, теллуриды золота, серебра и палладия.

Изучение минералов колчеданных руд проводилось на оптическом микроскопе Axioplan в отраженном поляризованном свете с блоком видеорегистрации. Исследование фазовой и внутрифазовой неоднородности минералов осуществлялась при помощи сканирующего электронного микроскопа LEO-1450 с оценкой состава минеральных фаз посредством энергодисперсионного спектрометра Quantax. Химический анализ однородных зёрен минералов размером более 20 мкм выполнен на электронно-зондовом микроанализаторе Cameca MS-46 в Геологическом институте КНЦ РАН. Для исследованных минералов автором выполнена регистрация рамановских спектров на спектрометре Almega XR ThermoScientific, микроскоп Olympus BX51, объектив 100x, лазер 532 nm в Институте геологии КарНЦ РАН.

Среди минералов группы шпинели в колчеданных рудах ЮПСЗ на данный момент установлены три вида: кульсонит, высокованадиевый V-хромит, магнетит [2]. Кульсонит  $FeV_2O_4$  – главный минерал группы шпинели в колчеданных рудах ЮПСЗ. Он выделяется в виде ограненных одиночных октаэдрических кристаллов и сростков (рис. 1), а также в виде округлых зерен. Встречается в массивных пирротиновых (наиболее крупные идиоморфные кристаллы, до 0.3 мм (рис. 1)) и брекчиевидных типах руд. Нередко кульсонит находится в тесном срастании с ильменитом, рутилом и минералами группы кричтонита. Индивиды кульсонита характеризуется фазовой неоднородностью, связанной с присутствием реликтов V-хромита и включений пирротина. Первичный V-хромит слагает центральную часть зерна, а краевая представлена кульсонитом (рис. 2). Так как атомные массы хрома и ванадия близки, на BSE снимках нормальной контрастности подобная неоднородность не выявляется и может быть установлена только при наблюдении

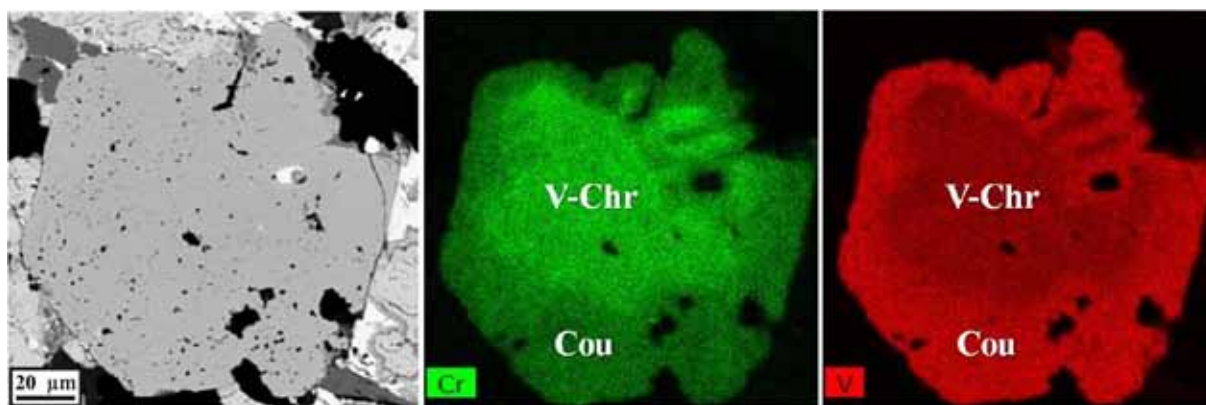


Рис. 2. Фазовая неоднородность в кульсоните. Слева – снимок в BSE, центральный – в характеристическом излучении Cr, справа – в характеристическом излучении V. Светлые включения в кульсоните – пирротин. Cou – кульсонит, V-Chr – высокованадиевый хромит, белый минерал – пирротин, серый – марказит, темно-серый – гетит, черный – кварц.

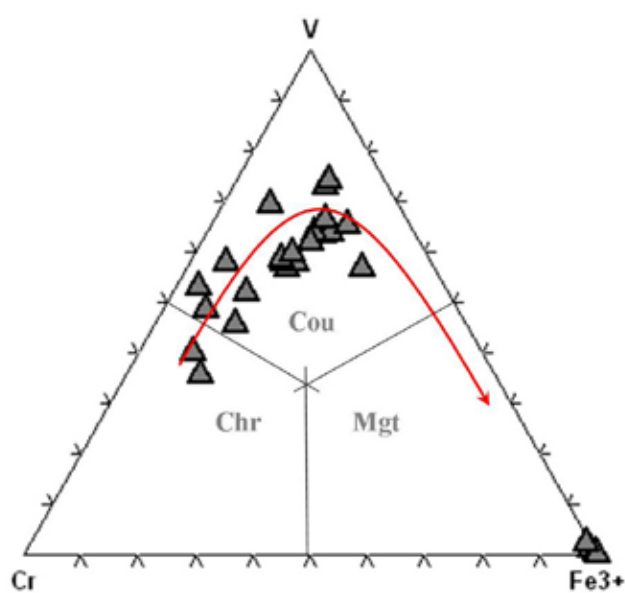


Рис. 3. Диаграмма распределения катионов в позиции В в соответствии с общей формулой минералов группы шпинели  $AV_2O_4$ . В координатах ФК катионов.

в характеристическом излучении хрома и ванадия. V-хромит также образует собственные кристаллы размером до 100 мкм. На диаграмме распределения видообразующих катионов V-Cr- $Fe^{3+}$  в позиции В фигуративные точки создают тренд V-хромит-кульсонит-магнетит, который показан красной линией (рис. 3).

Магнетит образуется в виде каймы, замещающей кульсонит размером менее 50 мкм. Толщина таких кайм изменяется от нескольких микрон вплоть до полного замещения кульсонита с формированием псевдоморфозы магнетита (рис. 4). В качестве примесей в магнетите присутствует  $V_2O_3$  до 1 %, а также следы Cr, Zn, Si, Mn (табл. 1). Магнетит также отмечается в виде включений микрокристаллов октаэдрической огранки в гетите, однако его генетическая позиция пока не ясна (рис. 5). Он однороден по составу, из приме-



сей отмечен SiO<sub>2</sub> до 2 %. Все минералы группы шпинели были подтверждены рамановскими спектрами, отвечающими эталонам соответствующих минеральных видов.

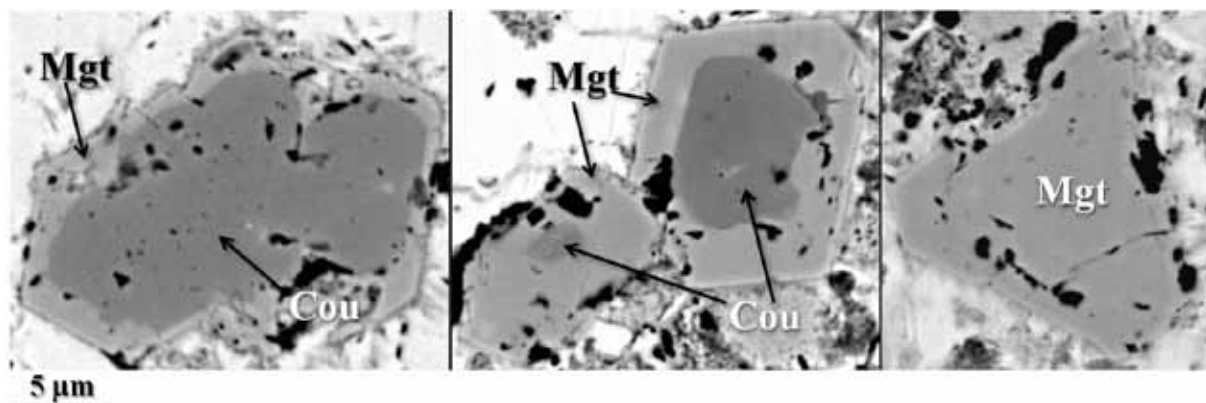


Рис. 4. Замещение кульсонита (Cou) магнетитом (Mgt) в марказит-пирротиновом агрегате от образования тонкой каймы (слева) до образования псевдоморфозы магнетита по кульсониту (справа), в центре – реликты кульсонита в магнетите. BSE – изображения.

Таблица 1. Химический состав минералов группы шпинели.

Оксиды	V-хромит	Кульсонит		Магнетит	
		1	2	1	2
FeO	37.97	47.61	44.64	97.52	97.5
ZnO	4.71	0.68	2.84	0.36	
MnO	0.52		0.21	0.28	
MgO	0.30	0.41			
V <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	21.70	37.59	39.66	0.65	1,06
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	31.85	6.40	10.98	0.35	0,34
TiO <sub>2</sub>	0.45	5.46	0.43	0.07	0,11
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3.04	0.95	1.11	0.08	
SiO <sub>2</sub>		0.90	0.13	0.69	0,99
Сумма	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00
Формульные коэффициенты					
<i>Структурная позиция А</i>					
Fe <sup>2+</sup>	0.961	1.057	1.091	0.982	1,000
Zn	0.132	0.019	0.081	0.010	
Mn	0.017	0.000	0.007	0.009	
Mg	0.017	0.023	0.000		
<i>Структурная позиция В</i>					
V <sup>3+</sup>	0.659	1.148	1.233	0.019	0.030
Fe <sup>3+</sup>	0.238	0.425	0.362	1.941	1.941
Cr	0.954	0.193	0.337	0.010	0.010
Ti	0.013	0.156	0.013	0.002	0.003
Al	0.136	0.043	0.051	0.003	
Si	0.000	0.034	0.005	0.025	0.035

Примечание: содержание оксидов приведено к 100 %. Формульные коэффициенты рассчитаны на O = 4. Разделение на структурные позиции произведено в соответствии с общей формулой минералов группы шпинели AB<sub>2</sub>O<sub>4</sub>. V-хромит – см. рис. 2, слева. Кульсонит: 1 – см. рис. 2, 2 – см. рис. 3, слева. Магнетит: 1 – кайма вокруг кульсонита (рис. 4, слева). 2 –рис. 4, справа.

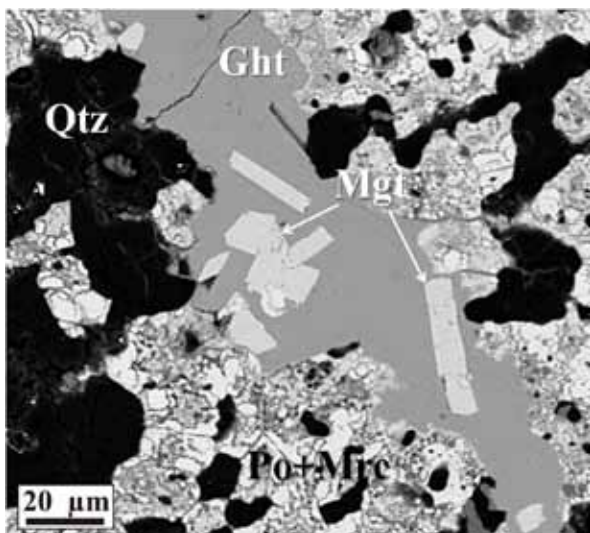


Рис. 5. Включения магнетита (Mgt) в гётите (Ght). Po – пирротин, Mgs – марказит, Qtz – кварц. BSE – изображение.

спективы выявления промышленных содержаний золота. // Региональная геология и металлогения. 2004. № 20. С. 143-165.

2. Компанченко А.А., Волошин А.В., Базай А.В. Cr-V минералы группы шпинели в колчеданных проявлениях Южно-Печенгской структурной зоны, Кольский регион // XII Съезд Российского минералогического общества. СПб. 2015а. С. 162-164.

## УЛЬВОШПИНЕЛЬ В ПОРОДАХ ХИБИНСКОГО МАССИВА

Коноплева Н.Г.<sup>1</sup>, Иванюк Г.Ю.<sup>1,2</sup>, Пахомовский Я.А.<sup>1,2</sup>, Михайлова Ю.А.<sup>1,2</sup>, Яковенчук В.Н.<sup>1,2</sup>, Базай А.В.<sup>1,2</sup>

<sup>1</sup> ЦНМ КНЦ РАН; <sup>2</sup> ГИ КНЦ РАН, Апатиты, konoplyova55@mail.ru

Вплоть до недавнего времени прямых свидетельств присутствия ульвошпинели в виде самостоятельной минеральной фазы в породах Хибинского массива не было. В литературных источниках приводились косвенные доказательства, основанные на морфологии структур распада «титаномагнетита», на результатах пересчёта его химического состава на минералы и форме термомагнитных кривых [2,3]. Минералы ряда ульвошпинель  $Fe^{2+}_{tet}(Fe^{2+}Ti)_{oct}O_4$  – магнетит  $Fe^{3+}_{tet}(Fe^{2+}Fe^{3+})_{oct}O_4$  обычно описывались под обобщающим названием «титаномагнетит».

Проведённое в последние годы детальное изучение минерального состава пород Хибинского массива методом микрозондового анализа позволило установить наличие ульвошпинели в качестве акцессорного минерала сначала в ксенолитах фенитизированных вулканогенно-осадочных пород ловозёрской свиты [1], а затем и в фойяитах, фойдолитах и оливиновых меланефелинитах, расположенных вблизи и в пределах Малого и Главного фойдолитовых колец (рис. 1).

### Морфология выделений ульвошпинели

В контактово-изменённых базальтах, базальтовых туфах и туффитах из ксенолитов, залегающих в нефелиновых сиенитах гор Юмьечорр, Эвеслогчорр и Кукисвумчорр, ульвошпинель образует округлые зёрна (до 0.1 мм в диаметре), часто собранные в линзовидные агрегаты (до 1 мм в длину). Для неё характерны сростания с ильменитом, магнетитом и аннитом, кроме которых в ассоциации обычно присутствуют фаялит, пирротин и фторapatит. В апобазальтовых фаялито-флогопито-анортоклазовых роговиках горы Юмьечорр встречены зональные сегрегации, ядра которых сложены скелетными кристаллами ульвошпинели, а внешняя зона – скелетными кристаллами фаялита (в анортоклазе). Зёрна ульвошпинели в роговиках обычно совершенно гомогенные, хотя изредка в них присутствуют экссолюционные ламели ильменита (рис. 2а), параллельные плоскостям (111) минерала-хозяина. Сама ульвошпинель также изредка формирует сеточки распада в зёрнах магнетита, ориентированные по плоскостям (100) последнего (рис. 2б).

## Выводы

Получены новые данные о минералах группы шпинели в колчеданных пирротиновых проявлениях Южно-Печенгской структуры. Установлен эволюционный ряд V-хромит – кульсонит – магнетит. Хромит отмечается как в виде реликтов в центральных участках кристаллов кульсонита, а также и в виде мелких октаэдрических кристаллов. Завершает эволюционный ряд минералов группы шпинели магнетит, который замещает кульсонит вплоть до образования псевдоморфозы. Также магнетит отмечается в виде включений в гётите, однако его генетическая позиция пока не ясна.

## Список литературы

1. Ахмедов А.М., Вороняева Л.В., Павлов В.А. и др. Золотоносность Южно-Печенгской структурной зоны (Кольский п-ов): типы проявлений и пер-

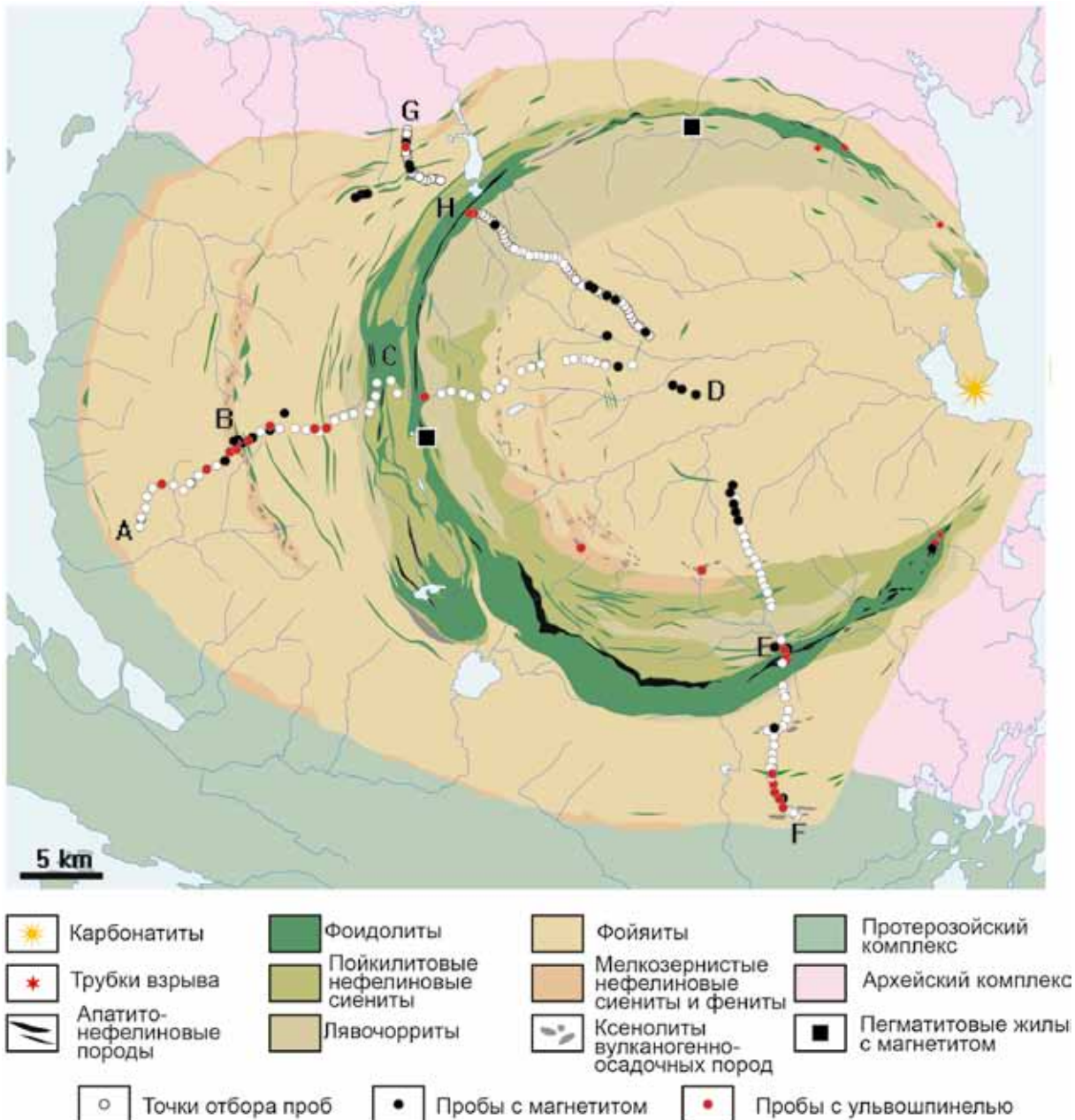


Рис. 1. Геологическая схема Хибинского массива.

Содержание ульвошпинели в таких зёрнах может достигать 40 % об. В некоторых зёрнах магнетита тончайшие (с размером ячеек менее 0.5 мкм) сеточки ульвошпинели окружают более крупные выделения ильменита на расстоянии до 15 мкм от них (рис. 2 б).

В фойяитах и фойдолитах ульвошпинель образует круглые или неправильной формы зёрна размером от 50 мкм до 2.5 мм в диаметре, ассоциирующие с нефелином, клинопироксенами, амфиболами, энigmatитом (в фойяитах) и фторapatитом. В нефелинизированных фойяитах, расположенных на контакте с фойдолитами, изредка встречаются её полностью или частично огранённые кубические кристаллы. Иногда выделения ульвошпинели окружены каймами титанита, аннита и пирита (рис. 2 б, 3). Помимо гомогенных выделений ульвошпинели, встречаются зёрна с неоднородным внутренним строением, обусловленным наличием структур её распада на магнетит и ильменит (рис. 2 г, д, з, и, к; 3 а).

#### Химический состав ульвошпинели

Химический состав ульвошпинели определён на микроанализаторе MS-46 Cameca в стандартном режиме [1]. В табл. 1 приведены данные о среднем составе ульвошпинели в породах Хибинского массива.

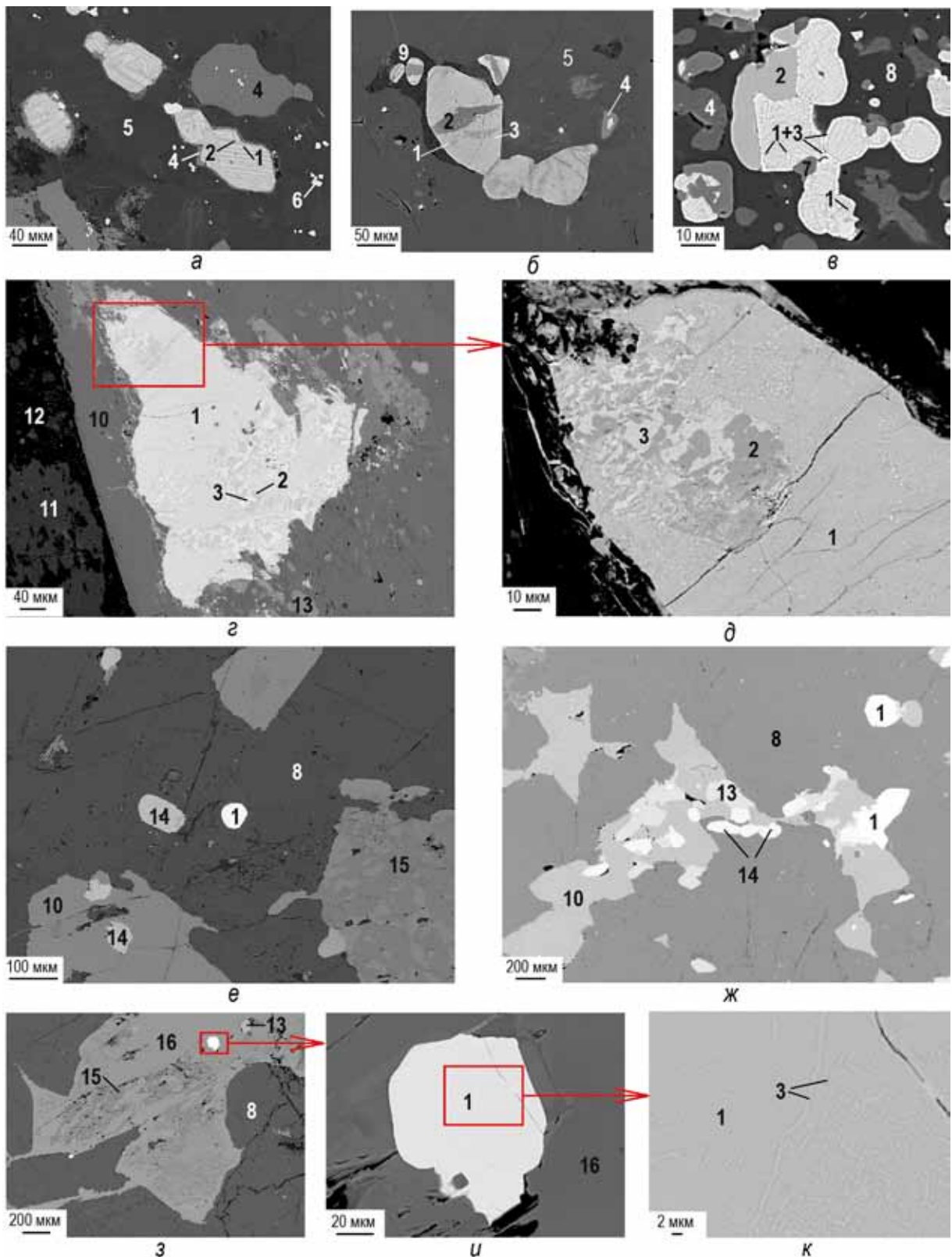


Рис. 2. Морфология выделений улвöшпинели. а, б, в – в ксенолитах фенизированных вулканогенно-осадочных пород; а, б – в аннито-нефелино-амфиболо-анортоклазовой породе в фойяитах г. Кукисвумчорр; в – в герцинино-аннито-нефелино-анортоклазовой породе в фойяитах г. Эвеслогчорр; г, д – в фойяитах г. Юмьечорр; е – в ийолите г. Партомчорр; ж – в уртите г. Коашва; з, и, к – в ийолите г. Партомчорр. Изображение в обратнорассеянных электронах. 1 – улвöшпинель, 2 – ильменит, 3 – магнетит, 4 – аннит, 5 – анортоклаз, 6 – циркон, 7 – герцинит, 8 – нефелин, 9 – натролит, 10 – эгирин-авгит, 11 – ортоклаз, 12 – альбит, 13 – титанит, 14 – фторапатит, 15 – рихтерит, 16 – диопсид.

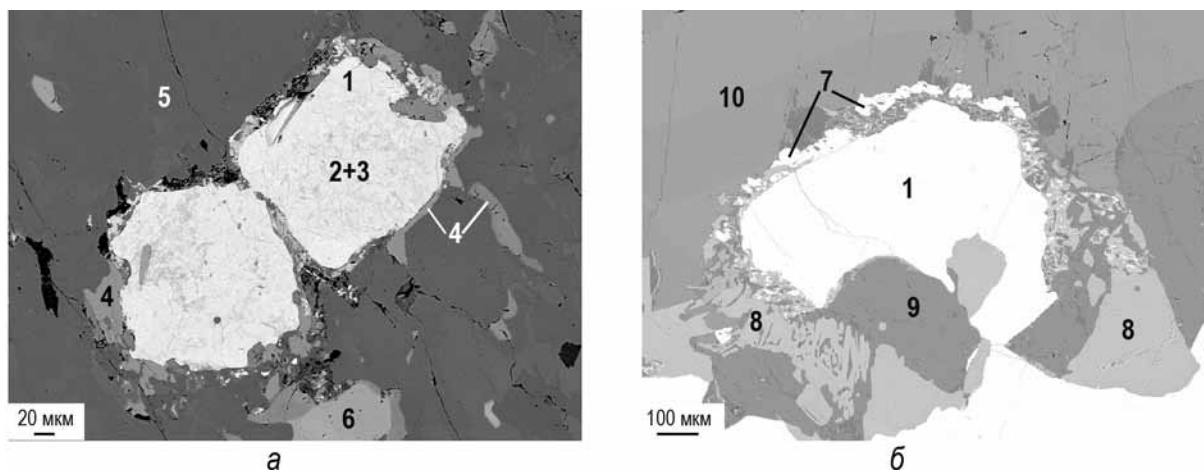


Рис. 3. Оторочки титанита (а), пирита и аннита (б) вокруг выделений ульвошпинели в фойяйте г. Юмьечорр (а) и уртите г. Коашва (б). Изображение в обратнорассеянных электронах.

1 – ульвошпинель, 2 – ильменит, 3 – магнетит, 4 – титанит, 5 – эгирин-авгит, 6 – фторапатит, 7 – пирит, 8 – аннит, 9 – нефелин, 10 – ортоклаз.

Таблица 1. Средний состав ульвошпинели в породах Хибинского массива (среднеарифметическое  $\pm$  стандартное отклонение, мас. %)

Компонент	Фениты (n = 15)	Фойяиты (n = 16)	Фоидолиты (n = 9)
SiO <sub>2</sub>	0.4 $\pm$ 0.3	0.4 $\pm$ 0.6	0.1 $\pm$ 0.2
TiO <sub>2</sub>	26 $\pm$ 5	22 $\pm$ 3	20 $\pm$ 2
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2 $\pm$ 1	0.1 $\pm$ 0.1	0.05 $\pm$ 0.09
FeO	64 $\pm$ 5	70 $\pm$ 5	73 $\pm$ 3
MnO	5 $\pm$ 2	3.2 $\pm$ 0.9	2.1 $\pm$ 0.3
MgO	0.2 $\pm$ 0.4	0.03 $\pm$ 0.08	0.2 $\pm$ 0.2
CaO	0.02 $\pm$ 0.04	0.1 $\pm$ 0.1	0.1 $\pm$ 0.1
ZnO	0.4 $\pm$ 0.4	0.3 $\pm$ 0.5	0.07 $\pm$ 0.08
V <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.2 $\pm$ 0.1	0.3 $\pm$ 0.1	0.3 $\pm$ 0.1
SrO	–	–	0.1 $\pm$ 0.4
ZrO <sub>2</sub>	0.02 $\pm$ 0.06	0.02 $\pm$ 0.08	–
Nb <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.1 $\pm$ 0.1	0.01 $\pm$ 0.04	–
Коэффициенты в формуле (O = 4)			
Fe <sup>2+</sup>	1.6 $\pm$ 0.1	1.53 $\pm$ 0.09	1.49 $\pm$ 0.06
Mn <sup>2+</sup>	0.15 $\pm$ 0.07	0.11 $\pm$ 0.03	0.07 $\pm$ 0.01
Mg <sup>2+</sup>	0.01 $\pm$ 0.02	0.00 $\pm$ 0.01	0.01 $\pm$ 0.01
Ca <sup>2+</sup>	0.001 $\pm$ 0.001	0.00 $\pm$ 0.01	0.004 $\pm$ 0.004
Zn <sup>2+</sup>	0.01 $\pm$ 0.01	0.01 $\pm$ 0.01	0.002 $\pm$ 0.002
Sr <sup>2+</sup>	–	–	0.003 $\pm$ 0.009
Si <sup>4+</sup>	0.02 $\pm$ 0.01	0.02 $\pm$ 0.02	0.005 $\pm$ 0.006
Ti <sup>4+</sup>	0.7 $\pm$ 0.1	0.63 $\pm$ 0.08	0.57 $\pm$ 0.05
Al <sup>3+</sup>	0.07 $\pm$ 0.06	0.006 $\pm$ 0.006	0.002 $\pm$ 0.004
Fe <sup>3+</sup>	0.4 $\pm$ 0.3	0.6 $\pm$ 0.3	0.8 $\pm$ 0.1
V <sup>3+</sup>	0.006 $\pm$ 0.004	0.009 $\pm$ 0.004	0.009 $\pm$ 0.003
Zr <sup>4+</sup>	0.000 $\pm$ 0.001	0.000 $\pm$ 0.001	–
Nb <sup>5+</sup>	0.002 $\pm$ 0.002	0.000 $\pm$ 0.001	–

Как и повсюду, ульвошпинель образует непрерывный ряд твёрдых растворов с магнетитом (рис. 4) вследствие изоморфизма по схеме  $2\text{Fe}^{3+} \leftrightarrow \text{Fe}^{2+} + \text{Ti}^{4+}$ .

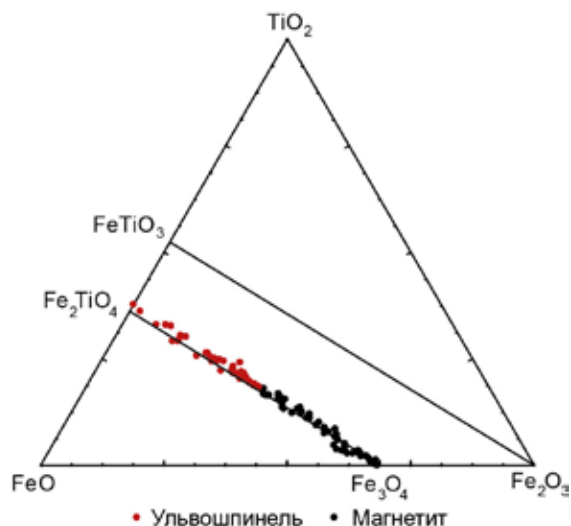


Рис. 4. Тройная диаграмма FeO–Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>–TiO<sub>2</sub> с точками состава минералов серии ульвошпинель-магнетит в породах Хибинского массива.

Наиболее титанистая ульвошпинель характерна для ксенолитов фенитизированных вулканогенно-осадочных пород, наиболее железистая – для фойдолитов, а в фойяитах она имеет промежуточный состав. В составе ульвошпинели практически постоянно присутствуют примеси марганца (до 10.3 мас. % MnO), алюминия (до 4.5 мас. % Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>), цинка (до 1.6 мас. % ZnO), кремния (до 1.4 мас. % SiO<sub>2</sub>) и магния (до 1.2 мас. % MgO). Наибольшее количество этих примесных элементов характерно для ульвошпинели из фенитизированных вулканогенно-осадочных пород, а наименьшее – из фойдолитов, где этот минерал относительно обогащён ванадием.

#### Список литературы

1. Иванюк Г.Ю., Корчак Ю.А., Пахомовский Я.А. и др. Ульвошпинель из ксенолитов контактово-изменённых вулканогенно-осадочных пород в нефелиновых сиенитах Хибинского и Ловозёрского массивов (Кольский п-ов) // Записки РМО. № 6. 2010. С. 93-100.
2. Костылева-Лабунцова Е.Е., Боруцкий Б.Е., Соколова М.Н. и др. Минералогия Хибинского массива. Т. 2. М.: Изд-во Наука. 1978. 588 с.
3. Yakovenchuk V.N., Ivanyuk G.Yu., Pakhomovsky Ya.A., Men'shikov Yu.P. (Ed. F. Wall). Khibiny. Laplandia Minerals. Apatity. 2005. 467 p.

#### РЕЛАКСАЦИЯ СТРУКТУРЫ КАТИОН-УПОРЯДОЧЕННОГО P4/n ВЕЗУВИАНА ИЗ СКАРНА СТАРА КАМЕНИЦА (СУДЕТЫ, ПОЛЬША)

Паникоровский Т.Л.<sup>1</sup>, Шиловских В.В.<sup>2</sup>, Золотарев А.А. мл.<sup>1</sup>

<sup>1</sup> Кафедра кристаллографии, Институт наук о Земле, СПбГУ; <sup>2</sup> Кафедра коллоидной химии, Институт химии, СПбГУ

Кристаллохимия везувиана [11, 12], одного из наиболее структурно сложных кальциевых силикатов [7], представляет интерес с точки зрения термодинамического картирования. Симметрия везувиана в значительной степени определяется температурой кристаллизации, кроме тех случаев, когда в составе везувиана присутствуют такие галогены как F и Cl [5]. Высокотемпературные (500-800 °С) разновидности везувиана кристаллизуются в пространственной группе *P4/nnc*, тогда как для низкотемпературных (< 500 °С) разновидностей характерны пространственные группы *P4/n* или *P4nc* [1, 6]. Наиболее низкотемпературными (около 300 °С) являются везувианы с пространственной группой *P4nc*. Таким образом, пространственная группа везувиана [*P4/nnc*, *P4/n*, *P4nc*] вместе с параметрами элементарной ячейки и информацией о количестве и интенсивности нарушающих правила погасания для пространственной группы *P4/nnc* рефлексов, являются главными типоморфными признаками.

Понижение симметрии в везувиане  $P4/nnc \rightarrow P4/n$  или  $P4/nnc \rightarrow P4nc$  связано с упорядочением катионов в позициях тетрагональной антипризмы  $X4$  и тетрагональной пирамиды  $Y1$ . Эти позиции располагаются в каналах структуры, в следующей последовательности:  $Y1-X4-X4-Y1$ , при этом из-за коротких расстояний между соседними  $X4$  и  $Y1$  позициями, составляющих порядка  $1.3 \text{ \AA}$ , заселенность каждой из позиций составляет 0.5. В тоже время в низкосимметричных везувианах эта последовательность выглядит следующим образом:  $Y1A-X4A-X4B-Y1B$ , заселенности позиций  $Y1A$  и  $X4B$  равны, как и равны заселенности для  $X4A$  и  $Y1B$  позиций. Сумма заселенностей  $Y1A$  и  $Y1B$  позиций, как и  $X4A$  и  $X4B$  позиций, равняется единице.

Таблица 1. Химический состав структурно исследованного кристалла везувиана из месторождения Стара Каменица.

масс. %	1	2	Формульные единицы	1	2
SiO <sub>2</sub>	36.62	36.64	Si	17.99	17.99
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16.52	16.52	Al	9.56	9.57
CaO	36.09	36.12	Ca	19.00	19.00
MgO	2.63	2.71	Mg	1.98	1.93
Mn <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.35	0.30	Mn	0.11	0.13
TiO <sub>2</sub>	2.2	2.31	Ti	0.85	0.81
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2.78	2.68	Fe	0.99	1.03
H <sub>2</sub> O <sub>calc</sub>	2.75	2.74	H	9.00	9.00
Сумма	99.94	99.93			

В этом контексте целесообразно рассмотреть влияние адаптации структуры к катионному упорядочению в каналах структуры на примере крайнего члена  $P4/n$  политипа везувиана. Рассматриваемый образец был отобран из стенок штольни скарна Стара Каменица, (Судеты, Польша), расположенному в одноименной деревне (рис. 1 а, б, в), из которой в 18-19 веках добывались поделочный мрамор, а также пирротин, халькопирит и арсенопирит. Скарн приурочен к эндоконтакту сложных по составу докембрий-

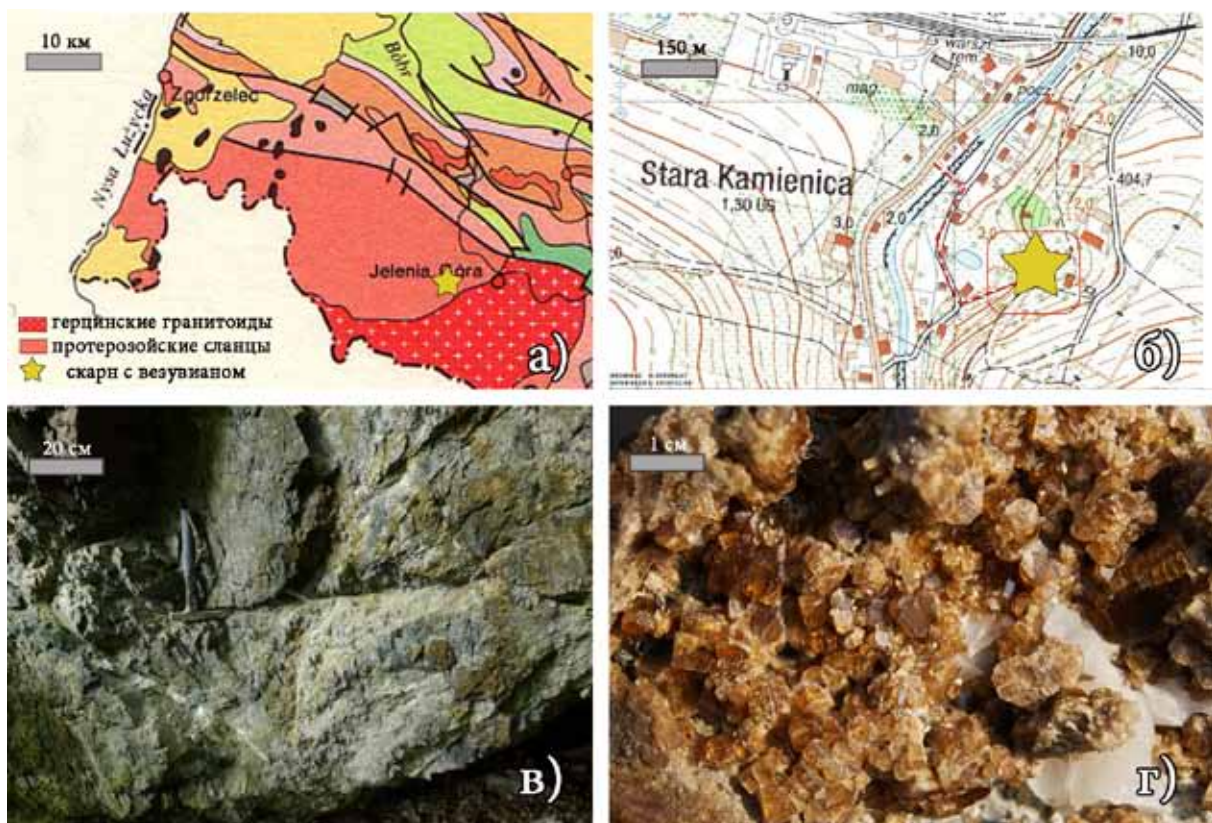


Рис. 1. а) геологическая схема района северо-запада Судет с упрощениями по [8]; б) топографическая схема Старой Каменицы, в) контактовая зона измененных сланцев и мраморизованных доломитов; г) образец изученного везувиана с кальцитом (в,г, фото Krzysztof Karoń).

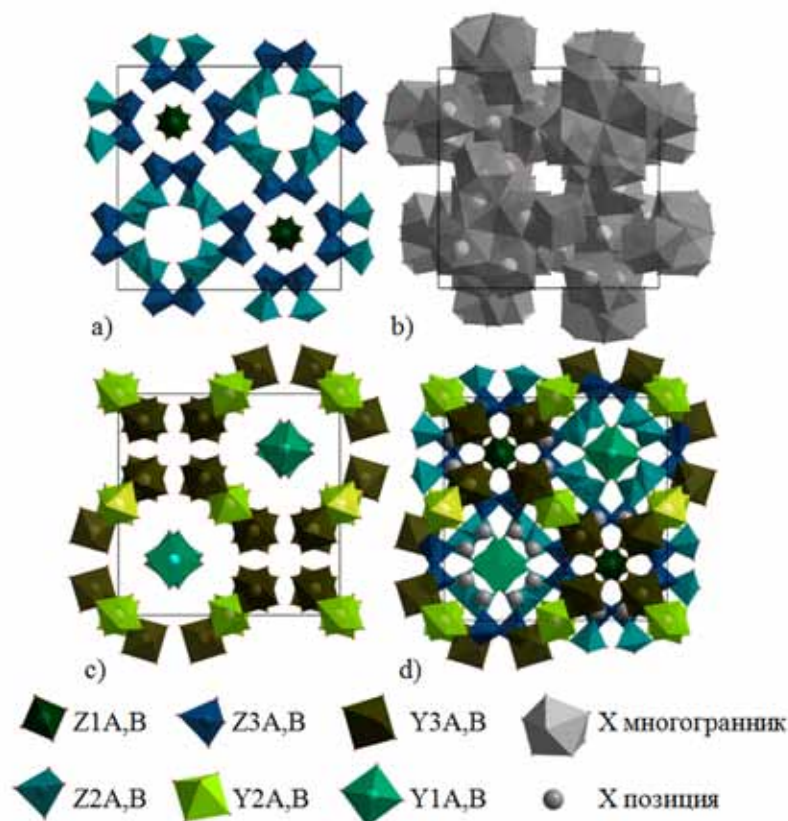


Рис 2. Проекция кристаллической структуры везувиана на ось  $c$  а) проекция полиэдров кремния б) проекция полиэдров кальция в) проекция октаэдрических позиций г) общая проекция структуры везувиана.

ских сланцев и гнейсов с Герцинскими гранитоидами. В нем, в пустотах мраморизованных доломитов наряду с желтовато-бурыми сростками везувиана размером до 2-3 см (рис. 1 г) встречаются также хорошо ограниченные кристаллы флогопита, алмадина и эпидота.

Образец был изучен с помощью монокристалльного дифрактометра Excalibur Eos (полный массив дифракционных данных,  $MoK_{\alpha}$ -излучение, шаг сканирования –  $1^{\circ}$ , время экспозиции – 30 с на снимок) в диапазоне углов  $2(\theta)$   $6.0-60.0^{\circ}$ . Сила тока и напряжение 50 кВ и 40 мА соответственно. Поправка на поглощение введена с учетом формы кристалла при помощи программы CrysAlisPro [4]. Химический состав был изучен на микроскопе Hitachi S-3400N на анализаторе AzTec Energy 350 (Условия съемки: 20 кВ, 1.5 нА, диаметр пучка 5  $\mu$ м). Уточнение структуры проводилось при помощи программы SHELXL-97 [10].

Химический состав изученного везувиана оказался близок к типичным «родингитовым» уральским везувианам (табл. 1). Эмпирическую формулу в расчете на 19 атомов Са по данным микрозондового анализа можно представить как:  $Ca_{19}(Al_{9.56}Mg_{1.80}Fe_{1.02}^{3+}Ti_{0.82}Mn_{0.12}^{2+})_{13.32}Si_{17.99}O_{69}(OH_{7.16}O_{1.84})_9$ .

Кристаллическая структура (рис. 2) изученного образца была уточнена до фактора сходимости  $R_1 = 9.34\%$  в пространственной группе  $P4/n$  при достаточно большом количестве атомов с отрицательными анизотропными тензорами тепловых колебаний. При введении матрицы двойникования (ось 2-го порядка вдоль [110]) фактор сходимости улучшился до 2.15%. При этом соотношение компонентов двойников составило 0.313/0.687, а тензоры тепловых колебаний атомов стали реалистичными.

Заселенность позиции X4A составила  $Ca_{0.97}$ , тогда как заселенность позиции X4B составила  $Ca_{0.03}$ . Такая разница в заселенности позиций ведет к тому, что объем практически полностью заселенной X4A антипризмы становится больше, нежели объем практически незаселенной X4B антипризмы. Увеличение объема кальциевого полиэдра ведет к уменьшению объема Y3B-октаэдра (средняя длина  $\langle Y3B - O \rangle$  составляет 1.927 Å), находящегося на том же уровне  $z$ , как и в работе [2]. И наоборот, находящийся на одной высоте с X4B антипризмой, Y3A октаэдр увеличивается в размерах (средняя длина  $\langle Y3A - O \rangle$  составляет 1.997 Å). Поскольку длины связей для октаэдрических позиций (Y2A,B) как и факторы рассеяния соответствуют полной заселенности этих позиций аллюминием (средняя длина связи  $\langle Al-O \rangle$  по [9] составляет 1.935), то расчет заселенности позиции для Y3A с учетом рассеивающей способности дает следующий результат:  $(Mg_{1.80}Al_{1.38}Ti_{0.82})_{4.00}$ .



Таким образом, упорядочение катионов в канальных позициях в структуре низкосимметричного  $P4/n$  везувиана из Старой Каменицы и соответствующее изменение объема полиэдров ведет к адаптации структуры путём упорядочения разных катионов в октаэдрических позициях. Высокая степень упорядоченности структуры, возможность локализации позиций водорода говорят о том, что данный везувиан кристаллизовался при температурах не выше  $400\text{ }^\circ\text{C}$  в стабильной среде, согласно работе [13] (об этом говорит отсутствие доменов в структуре с симметрией  $P4nc$ ). Необходимо отметить, что описанный в данной работе является первым описанным случаем двойникования в везувиане (ранее двойникование отмечалось только для манганвезувиана, в работе [3]).

Работа выполнена при финансовой поддержке Гранта Президента РФ для молодых кандидатов наук, МК-3296.2015.5.

### Список литературы

1. Allen F.M., Burnham C.W. A comprehensive structure-model for vesuvianite: symmetry variations and crystal growth // Can. Mineral. 1992. V. 30. P. 1-18.
2. Armbruster T., Gnos E. Tetrahedral vacancies and cation ordering in low-temperature Mn-bearing vesuvianites: indication of a hydrogarnet-like substitution // Amer. Mineral. 2000. V. 85. P. 570-577.
3. Armbruster T., Gnos E., Dixon R., Gutzmer J., Hejny C., Döbelin N., Medenbach O // Manganvesuvianite and tweddillite, two new  $\text{Mn}^{3+}$ -silicate minerals from the Kalahari manganese fields, South Africa // 2002. Mineralogical Magazine. V. 66. P. 137-150.
4. CrysAlisPro, Agilent Technologies, Version 1.171.36.20 release 27-06-2012.
5. Galuskin, E.V. Minerals of Vesuvianite Group from Achtarandite Rocks (Wiluy River, Yakutia). 2005. University of Silesia, Katowice, Poland. 191 p. (in Polish).
6. Groat L.A., Hawthorne F.C., Eric T.S. The chemistry of vesuvianite // Can. Mineral. 1992. V. 33. P. 19-48.
7. Krivovichev S.V. Structural complexity of minerals: information storage and processing in the mineral world. Min. Mag. 2013. V. 77(3). P. 275-326.
8. Sawicki L., Teisseyre H., 1966– Карта геологическая Долнего Śląska 1:200 000.
9. Shannon R.D. Revised effective ionic radii and systematic studies of interatomic distances in halides and chalcogenides // Acta Cryst. 1976. A 32. P. 751-767.
10. Sheldrick, G.M. A short history of SHELX. Acta Cryst. 2008. A64. 112.
11. Warren, B.E. and Modell D.I. The structure of vesuvianite  $\text{Ca}_{10}\text{Al}_4(\text{Mg, Fe})_2\text{Si}_9\text{O}_{34}(\text{OH})_4$  // Z. Krist. 1931. V. 7-8. P. 422-432.
12. Werner, A.G. Über Vesuvian. 1795.
13. Кривовичев С.В., Золотарев А.А., Паниковровский Т.Л. и др. // Кристаллохимия низкосимметричного везувиана из месторождений Монетной дачи (Средний Урал, Россия). Вестник СПбГУ. Геология, география. 2013. Сер. 7. С. 1-13.

## МИНЕРАЛЫ ГРУПП РИНКИТА И РОЗЕНБУШИТА НА КОЛЬСКОМ ПОЛУОСТРОВЕ

Селиванова Е.А.<sup>1,2</sup>, Лялина Л.М.<sup>1</sup>

<sup>1</sup>ГИ КНЦ РАН, Апатиты, selivanova@geoksc.apatity.ru; <sup>2</sup>ЦНМ КНЦ РАН

В рамках классификации модулярных структур Феррариса [9] минералы групп ринкита и розенбушита относятся к гетерофиллосиликатам с бафертиситоподобным строением. Общими элементами структур этих минералов являются трёхслойные *НОН*-пакеты, состоящие из внутреннего *О*-слоя, образованного октаэдрически (как правило) координированными катионами Ti, Mn, Na, Ca, ..., и двух внешних гетерополиэдрических *Н*-слоёв, состоящих из диортогрупп  $\text{Si}_2\text{O}_7$  и 6- (7-) координированных катионов Zr, Ca, REE, Y, Mn, в отличие от минералов серии бафертисита, в которых катионы *Н*-слоя представлены Ti, Nb, Fe.

Группы ринкита и розенбушита объединены в работе [14] в общую группу I (табл.) из-за наличия одного и того же типа связи между *Н*- и *О*-слоями (топологии) и близкой стереохимии. Таблица составлена согласно [15], обозначения позиций по Кристиансену и др. [7].

Рассмотрим генетические и кристаллохимические аспекты отношений членов группы I на примере РЗЭ- и иттрий-содержащих минералов, обнаруженных на Кольском п-ове.

**Гетценит** – достаточно распространенный акцессорный минерал щелочно-ультраосновных пород, нефелинитов. Так, на Кольском п-ове гетценит широко распространен в щелочных породах Турьего

мыса, встречается в жильных телах и дайках, причем является концентратором редкоземельных элементов  $REE_2O_3$  до 2 мас. % [1]. Там же ранее был описан «турит» – гетценит с содержанием  $REE_2O_3$  до 6.6 мас. %. Гетценит из апатито-нефелиновых пород Хибинского массива также имеет высокое содержание  $REE_2O_3$  до 8.67 мас. % [10]. В Ковдорском массиве гетценит обнаружен в фенитах [2]; Е.И. Семенов упоминает о находке гетценита в контактовой зоне г. Пункаруайв в Ловозерском массиве [3], однако полное описание минерала отсутствует.

Таблица. Диортосиликаты I группы по Соколовой [15].

Минерал	Идеальная структурная формула					
	M3 M1	M4 M2	M5	(Si <sub>2</sub> O <sub>7</sub> ) <sub>n</sub>	X8	X9
Мозандрит	(Ca <sub>3</sub> REE)	[(H <sub>2</sub> O) <sub>2</sub> Ca <sub>0.5</sub> □ <sub>0.5</sub> ]	Ti	(Si <sub>2</sub> O <sub>7</sub> ) <sub>2</sub>	(OH) <sub>2</sub>	(H <sub>2</sub> O) <sub>2</sub>
Ринкит	(Ca <sub>3</sub> REE)	Na(NaCa)	Ti	(Si <sub>2</sub> O <sub>7</sub> ) <sub>2</sub>	(OF)	F <sub>2</sub>
Накарениобсит-(Ce)	(Ca <sub>3</sub> REE)	Na <sub>3</sub>	Nb	(Si <sub>2</sub> O <sub>7</sub> ) <sub>2</sub>	(OF)	F <sub>2</sub>
Сейдозерит	Na <sub>2</sub> Zr <sub>2</sub>	Na <sub>2</sub> Mn	Ti	(Si <sub>2</sub> O <sub>7</sub> ) <sub>2</sub>	O <sub>2</sub>	F <sub>2</sub>
Гренмарит	Na <sub>2</sub> Zr <sub>2</sub>	Na <sub>2</sub> Mn	Zr	(Si <sub>2</sub> O <sub>7</sub> ) <sub>2</sub>	O <sub>2</sub>	F <sub>2</sub>
Розенбушит	Ca <sub>4</sub> Ca <sub>2</sub> Zr <sub>2</sub>	Na <sub>2</sub> Na <sub>4</sub>	TiZr	(Si <sub>2</sub> O <sub>7</sub> ) <sub>4</sub>	O <sub>2</sub> F <sub>2</sub>	F <sub>4</sub>
Кохит	Ca <sub>2</sub> MnZr	Na <sub>3</sub>	Ti	(Si <sub>2</sub> O <sub>7</sub> ) <sub>2</sub>	OF	F <sub>2</sub>
Гетценит	Ca <sub>2</sub> Ca <sub>2</sub>	NaCa <sub>2</sub>	Ti	(Si <sub>2</sub> O <sub>7</sub> ) <sub>2</sub>	(OF)	F <sub>2</sub>
Гайнит	[Ca <sub>3</sub> (Y,REE)]	Na(NaCa)	Ti	(Si <sub>2</sub> O <sub>7</sub> ) <sub>2</sub>	(OF)	F <sub>2</sub>
Фогоит-(Y)	Ca <sub>2</sub> Y <sub>2</sub>	Na <sub>3</sub>	Ti	(Si <sub>2</sub> O <sub>7</sub> ) <sub>2</sub>	(OF)	F <sub>2</sub>
Батиеваит-(Y)	Ca <sub>2</sub> Y <sub>2</sub>	[□ <sub>1.0</sub> (H <sub>2</sub> O) <sub>2</sub> ]	Ti	(Si <sub>2</sub> O <sub>7</sub> ) <sub>2</sub>	(OH) <sub>2</sub>	(H <sub>2</sub> O) <sub>2</sub>

**Ринкит**, представлен в Хибинах широко, он присутствует в качестве характерного акцессорного минерала практически во всех типах пород и пегматитах комплекса и образует значительные скопления. Содержание  $REE_2O_3$  варьирует в широких пределах от 11.9 до 19.0 мас. % [10]. В Ловозере ринкит («ринколит») также отмечен в большинстве пород массива [3]. Упоминаются также находки ринкита в породах Турьего мыса, совместно с гетценитом.

**Мозандрит** в качестве продукта гидратации ринкита описан в Хибинском массиве [4]. Эти продукты, как правило, крайне неоднородные по составу, характеризуются низким содержанием кальция и всегда рентгеноаморфны [4]. Поэтому хибинские образцы не могут быть приняты во внимание в качестве мозандрита. И напротив, крупные кристаллы мозандрита («гидро-ринколит») из пегматитов на г. Вавнбед и долины Сулауй Ловозера кристаллические [3], хотя и не изучены структурно.

**Гайнит** лишь недавно был обнаружен в пегматитах нефелиновых сиенитов массива Сахарйок [11]. Минерал характеризуется повышенным содержанием, до 10.5 мас. %  $Y_2O_3$  и небольшой недозаселенностью катионных позиций в структуре, которая маркирует гайнит не только в качестве члена ряда гетценит-гайнит, но и в качестве члена ряда гайнит-батиеваит.

**Батиеваит-(Y)** – новый катиондефицитный минерал, утвержденный IMA в 2015 г. (IMA 2015-016), находится в тесной пространственной и генетической ассоциации с гайнитом Сахарйока и является его структурным аналогом [12].

Ряд авторов, изучавших отношения катионов в этих структурах, обнаружили линейную отрицательную зависимость между Na и Ca, и пришли к выводу о существовании основной схемы изоморфизма в группе розенбушита типа:  $2Ca^{2+} \leftrightarrow Y^{3+} + Na^+$  (вертикальный ряд на рис. 1) и малой значимости схемы типа  $Ca^{2+} + F^- \leftrightarrow Y^{3+} + O^{2-}$ . Так, Кристиансен и др. [7] проверили предположение Канилло [6] о существовании изоморфной серии гетценит - сейдозерит. Они обнаружили две серии: гетценит - кохит и кохит – розенбушит. Ронсбо и др. [13] установили в Илимауссакке серию ринкит - накарениобсит-(Ce), а также описали обнаруженный ими гайнит как член ряда гетценит - гайнит.

Учитывая генетическую близость Кольских образцов гетценита и ринкита, а также небольшие различия в их химическом составе можно предположить существование изоморфного ряда между гетценитом и ринкитом по схеме, аналогичной схеме замещений для гайнита:  $2Ca^{2+} \leftrightarrow REE^{3+} + Na^+$ . При этом, именно такое небольшое изменение содержания РЗЭ играет ключевую роль в отношениях гетценит - ринкит [8], вызывая различие в способе укладки пакетов структуры из-за изменения координации H-полиэдра.

На рисунке 2а показаны расчетные содержания Ca и Na из опубликованных анализов гетценита, ринкита и гайнита, а также идеальные составы минералов согласно данным из таблицы. Анализы минералов имеют тренд, совпадающий в целом с трендом идеальных составов, однако поле фигуративных точек довольно широкое. Кольский гетценит весьма близок к линии идеальных составов, но далек от идеального гетценита из-за значительного содержания редких земель. Кольский гайнит находится вблизи общего

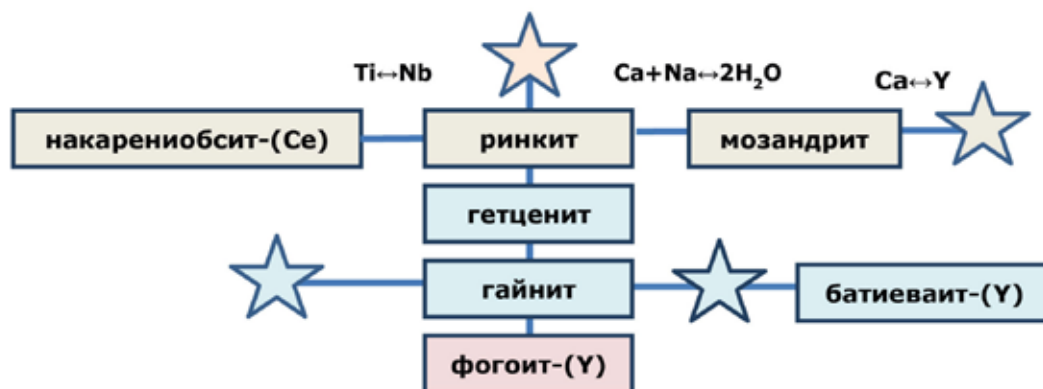


Рис. 1. Схема отношений Y- и REE-минералов групп ринкита и розенбушита. Звезды – потенциальные минеральные виды.

тренда, что подтверждает тезис Ронсбо о существовании ряда гетценит – гайнит, однако, его собственный тренд другой.

Четыре самые левые точки – два ринкита и два гайнита соответствуют составам с суммой катионов ниже 7.5, т.е. движутся в сторону катионодефицитных мозандрита и батиеваита-(Y). Это образцы, в которых наряду с катионными замещениями начинаются замещения в анионной части.

Вынос Ca и Na иллюстрирует диаграмма заселенности катионных позиций (рис. 2 б). Точки ринкита выстраиваются вдоль линии ринкит-мозандрит, но опять с большим разбросом. Таким образом, кольский ринкит является промежуточным звеном в цепи двух различных схем замещения: гетценит – ринкит и ринкит-мозандрит. К этим схемам можно добавить серию ринкит-накарениобсит-(Ce) (рис. 2 а), с замещением в позиции M5  $Ti \leftrightarrow Nb$ , из-за наличия отрицательной корреляции титана и ниобия в кольском ринките. Однако, содержание ниобия невелико, следовательно, доля этой схемы замещения тоже небольшая. Из идеальных формул в таблице 1 запишем эти три схемы для ринкита (для краткости и наглядности только катионную часть):

1. гетценит – ринкит  $2Ca^{2+} \leftrightarrow REE^{3+} + Na^{+}$
2. ринкит – мозандрит  $0.5Ca^{2+} + 2Na^{+} \leftrightarrow 2H_2O + 0.5\Box$
3. ринкит – накарениобсит-(Ce)  $Ca^{2+} + Ti^{4+} \leftrightarrow Na^{+} + Nb^{5+}$

Основная сложность интерпретации изоморфизма в ринките заключается в противонаправленном поведении натрия: в схемах 1 и 3 наблюдается отрицательная корреляция натрия с кальцием, в схеме 2 – корреляция положительная. Поэтому, статистически обработав составы ринкита, можно получить сильно упрощенную схему  $Ca^{2+} + Na^{+} \leftrightarrow REE^{3+} + \Box$  [10]. На самом деле работают все три схемы замещения в большей или меньшей степени для каждого образца, вызывая индивидуальное отклонение состава от идеального.

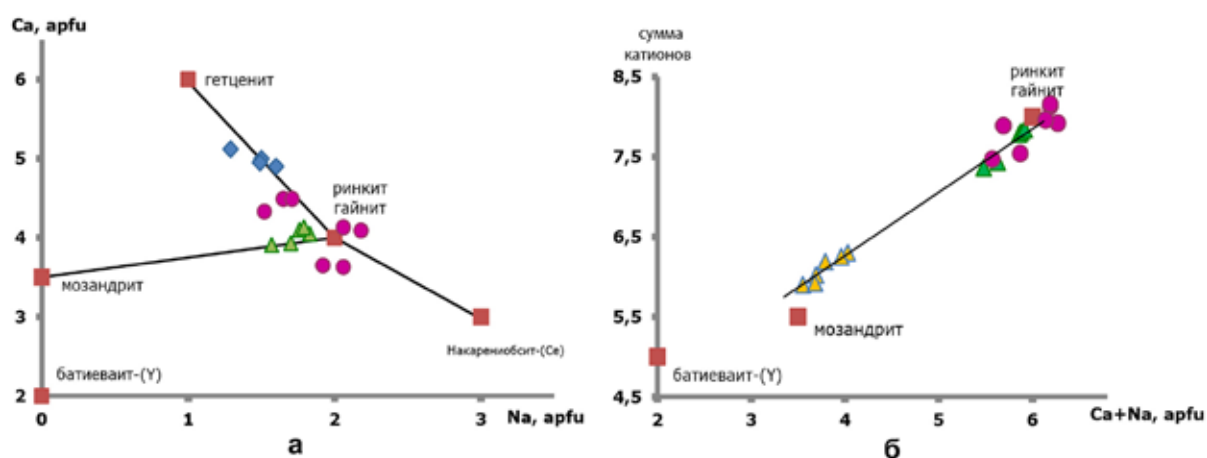
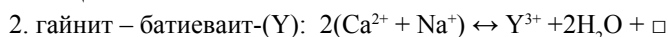


Рис. 2. а). Содержание Ca и Na б). Заселенность катионных позиций в РЗЭ- и иттрий-содержащих минералах. Красные фигуры соответствуют идеальным составам, синие ромбы – гетценит, розовые круги – ринкит, зеленые треугольники – гайнит, желтые треугольники – батиеваит-(Y) из Сахарьока. Ссылки даны в тексте.

Схемы замещений для гайнита очень похожи на схемы для ринкита с противонаправленным поведением натрия. Гайнит – элемент как минимум двух различных рядов, причем для образцов из Сахарйока очевидно преобладает схема 2 (рис. 2 а и 2 б).



Отношение батиевайт-(Y) – гайнит очень похоже на отношение ринкит - мозандрит [15], однако в случае батиеваита-(Y) различия более глубокие, поскольку затрагивают М1 позицию. Можно представить схему для гайнита - батиеваита-(Y) как суперпозицию двух схем:  $0.5\text{Ca}^{2+} + 2\text{Na}^+ \leftrightarrow 2\text{H}_2\text{O} + 0.5 \square$  (ринкит - мозандрит) и дополнительной схемы  $1.5\text{Ca}^{2+} \leftrightarrow \text{Y}^{3+} + 0.5 \square$ . Последняя схема показывает, что при недостатке натрия в минералообразующей среде повышение заряда в позиции М1 компенсируется дальнейшим увеличением числа вакансий в О-слое. Такое увеличение, дестабилизирующее структуру в целом, является ограниченным. Принимая во внимание также тот факт, что в отличие от структуры мозандрита в структуре батиеваита-(Y) иттрий и РЗЭ находятся только в позиции М1, легко объяснить наблюдаемую конкуренцию между иттрием и РЗЭ в составе батиеваита-(Y) [12].

Можно предположить существование каждой из этих схем, ринкит-мозандритовой и дополнительной, по отдельности для иттриевой серии минералов с обнаружением соответствующих минеральных видов, так же как и допустить существование РЗЭ-аналога батиеваита-(Y) при подходящих условиях (звезды в правой части рис. 1).

Схематическое изображение отношений между минералами на рисунке 1 позволяет увидеть также места и для других предполагаемых минеральных видов, например, Nb-аналога гайнита (он же иттриевый аналог накарениобсита-(Ce)), поскольку подтверждается конкуренция  $\text{Ti} \leftrightarrow \text{Nb}$  в позиции М5 гайнита. Недавно установленный фогоит-(Y) (IMA 2014-098) вписывается в данную схему с образованием серии гайнит - фогоит-(Y), в которой замещения идут по основной схеме замещений (см. выше) и ограничены катионными позициями М1 и М2. По аналогии с фогоитом-(Y) нельзя исключать роста содержания РЗЭ и существования РЗЭ – аналога фогоита-(Y).

**Выводы:** анализ состава РЗЭ- и иттрий-содержащих минералов показал, что ринкит является точкой пересечения трех рядов с различными схемами изоморфизма, гайнит – как минимум двух рядов.

Работа поддержана грантом РФФИ № 16-05-00427.

## Список литературы

1. Булах А.Г., Капустин Ю.Л. Гётценит из щелочных пород Турьего п-ова (Кольский п-ов) // ЗВМО. 1973. 102(4). С. 464-466.
2. Иванюк Г.Ю., Яковенчук В.Н., Пахомовский Я.А. Ковдор. Апатиты: Минералы Лапландии, 2002. 326 с.
3. Семенов Е.И. Минералогия Ловозерского щелочного массива. М.: Наука, 1972. 307 с.
4. Слепнев Ю.С. О минералах группы ринкита // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1957. № 3. С. 63-75.
5. Samara F., Sokolova E., Hawthorne C. From structure topology to chemical composition. XII. Titanium silicates: the crystal chemistry of rinkite,  $\text{Na}_2\text{Ca}_4\text{REETi}(\text{Si}_2\text{O}_7)_2\text{O}_3\text{F}_3$  // Miner. Mag. 2011. V. 75(6). P. 2755-2774.
6. Cannillo E., Mazzi F. and Rossi G. Crystal structure of götzenite // Soviet Physics, Crystallography. 1972. V. 16. P. 1026-1030.
7. Christiansen C.C., Johnsen O., Makovicky E. Crystal chemistry of the rosenbuschite group // Canadian Mineralogist. 2003. V. 41. P. 1203-1224.
8. Christiansen C.C., Rønso J.G. On the structural relationship between gotzenite and rinkite / Neues Jahrbuch für Mineralogie Monatshefte // 2000. P. 496-506.
9. Ferraris G., Makovicky E., Merlino S. Crystallography of Modular Materials. Oxford University Press, 2008. 370 p.
10. Konopleva N.G., Ivanyuk G.Yu., Pakhomovsky Ya.A., Yakovenchuk V.N., Mikhailova Yu.A. and Selivanova E.A. Typochemistry of Rinkite and Products of Its Alteration in the Khibiny Alkaline Pluton, Kola Peninsula // Geology of Ore Deposits. 2015. V. 57. N. 7. P. 614-625.
11. Lyalina LM, Zolotarev AA (Jr), Selivanova EA, Savchenko YeE, Zozulya DR, Krivovichev SV, Mikhailova YuA. Structural characterization and composition of Y-rich hainite from Sakharjok nepheline syenite pegmatite (Kola Peninsula, Russia) // Mineralogy and Petrology. 2015. V. 109. P. 443-451.
12. Lyalina LM, Zolotarev AA (Jr), Selivanova EA, Savchenko YeE, Krivovichev SV, Mikhailova YuA, Kadyrova GI, Zozulya DR. Batievaite-(Y)  $\text{Y}_2\text{Ca}_2\text{Ti}[\text{Si}_2\text{O}_7]_2(\text{OH})_2(\text{H}_2\text{O})_4$ , a new mineral from nepheline syenite pegmatite in the Sakharjok massif, Kola Peninsula, Russia // Mineralogy and Petrology. 2016. In press.

13. Rønso JG, Sørensen H, Roda-Robles E, Fontan F, Monchoux P. Rinkite-nacareniobsite-(Ce) solid solution series and hainite from the Ilímaussaq alkaline complex: occurrence and compositional variation // *Bull Geol Soc Den.* 2014. V. 62. P. 1-15.
14. Sokolova E. From structure topology to chemical composition. I. Structural hierarchy and stereochemistry in titanium disilicate minerals // *Canadian Mineralogist.* 2006. V. 44. P. 1273-1330.
15. Sokolova E., Hawthorne FC. From structure topology to chemical composition. XIV. Titanium silicates: refinement of the crystal structure and revision of the chemical formula of mosandrite,  $(Ca_3REE)[(H_2O)_2Ca_{0.5}\square_{0.5}]Ti(Si_2O_7)_2(OH)_2(H_2O)_2$ , a Group-I mineral from the Saga mine, Morje, Porsgrunn, Norway // *Mineralogical Magazine.* 2013. V. 77(6). P. 2753-2771.

## БЁМИТ В БОКСИТАХ УРАЛА

Сорока Е.И., Леонова Л.В., Анфимов А.Л.

Институт геологии и геохимии УрО РАН, Екатеринбург

Бёмит – один из типичных минералов свободного глинозема уральских бокситов. Он присутствует и в высокосортных красных немарких бокситах Североуральского бокситового рудника (рис. 1, а), и в низкосортных черных и серых бокситах (рис. 1, б) Серпеевского проявления Южного Урала, которые рассматриваются в данной работе.

Североуральский бокситовый рудник (СУБР) расположен на восточном склоне Северного Урала северо-восточнее г. Североуральск. В составе рудника выделяют ряд месторождений: Красная Шапочка, Калининское, Новокальинское, Черемуховское, отличающиеся глубиной залегания, мощностями рудных залежей и рядом других характеристик. Субровские бокситы относят к, так называемым, «карстовым» бокситам [2]. Добыча руды ведется шахтным способом. Материал для исследования был отобран на месторождении Красная Шапочка.

Залежи Серпеевского рудопроявления, расположенные в юго-западном окончании Южноуральского бокситового бассейна, сложены черными и серыми бобово-оолитовыми шамозит-бёмитовыми бокситами (рис. 1, б). Пятнистые бобово-оолитовые бокситы месторождений Южного Урала являются морскими осадочными хемогенно-обломочными образованиями [4]. В настоящее время бокситовые месторождения Южного Урала не обрабатываются.

В изученных образцах бокситов бёмит представляет собой тонкоагрегатное вещество, и, по мнению некоторых исследователей [3], является продуктом раскристаллизации смеси алюмо-кремнетитановых гелей с формулой  $Al_2O_3 \times 1.2-1.4H_2O$ . Бёмит имеет более низкие, чем диаспор, и более высокие, чем гиббсит, показатели преломления, а двупреломление ниже, чем диаспора. По данным [3], он всегда встречается совместно с аморфным веществом (алюмогелем) с такой же оптической характеристикой, как и у самого бёмита.

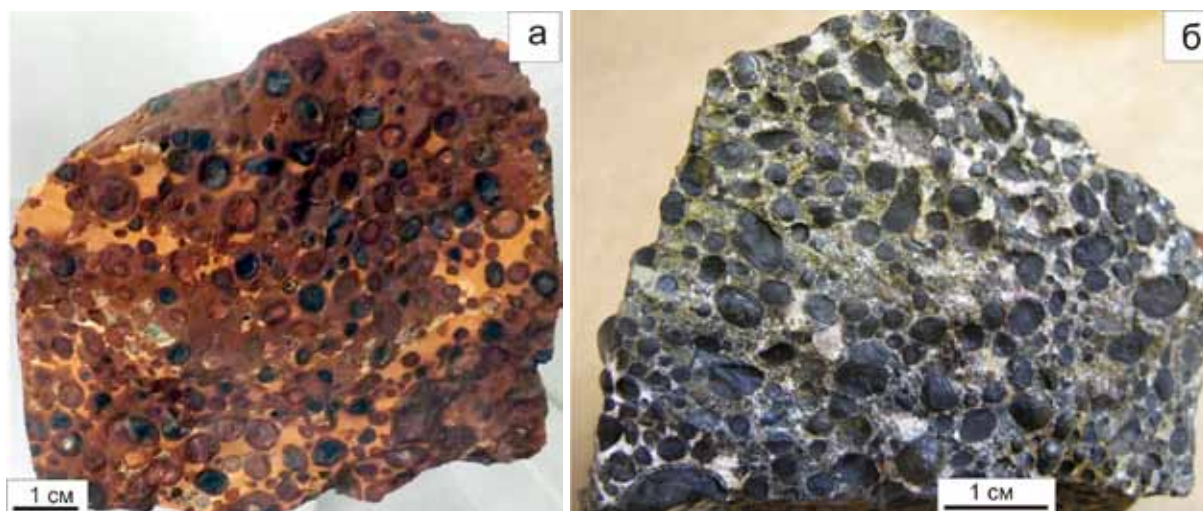


Рис. 1. Образцы бокситов Урала: а – красный оолитовый немаркий боксит, месторождение Красная Шапочка, СУБР, Северный Урал; б – серый оолитовый боксит, Серпеевское проявление, Южный Урал.

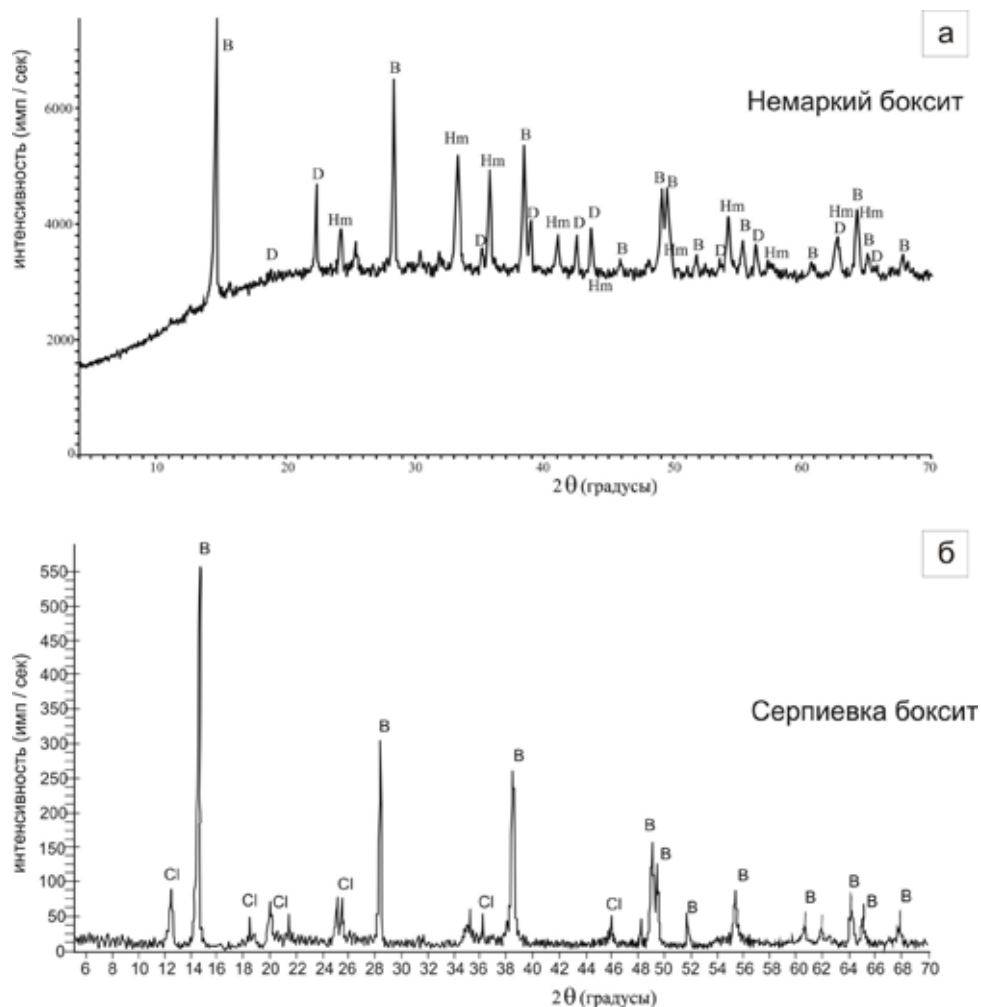


Рис. 2. Дифрактограммы образцов бокситов: а) немарского бемитового боксита (месторождение Красная Шапочка, Северный Урал). Обозначения на рисунке: В – бёмит; D – диаспор; Hm – гематит; б) бёмит-шамозитового боксита (Серпеевское проявление, Южный Урал): В – бёмит; Cl – хлорит (шамозит).

Бёмит кристаллизуется в ромбической сингонии и относится к пространственной группе *Amam* [5]. Основу структуры бёмита составляют кислородные слои с кубической плотнейшей упаковкой. Она состоит из двойных слоев кислородных октаэдров, в центре которых расположены атомы алюминия. Слои представлены цепями октаэдров, период повторяемости которых определяет параметр *a* элементарной ячейки. В структуре бёмита присутствуют атомы кислорода двух типов: 1) располагающиеся в середине слоев, разделяемых четырьмя октаэдрами; 2) наружные атомы, разделяемые двумя октаэдрами. Наружные атомы кислорода связаны водородной связью с двумя аналогичными атомами в соседнем слое. Спайность бёмита по (010) вызвана слабостью водородных связей, соединяющих слои октаэдров. Бёмит при прокаливании переходит в  $\gamma$ -глинозем, имеющий структуру шпинели.

В изучаемых образцах бёмит был определен при помощи рентгенодифрактометрического анализа на рентгеновском дифрактометре XRD-7000 (Shimadzu) в лаборатории ФХМИ Института геологии и геохимии УрО РАН. На дифрактограммах образцов бёмитовых бокситов СУБРа явно выражены характерные для бёмита пики базального отражения: 6,11; 3,16; 2,35; 1,86 Å (оператор Т.Я. Гуляева) (рис. 2 а). В образцах также содержится и некоторое количество скрытокристаллического диаспора, пики которого хорошо проявлены на дифрактограмме, а также гематита (рис. 2 а). Формула диаспора такая же, как и у бёмита  $\text{AlO}(\text{OH})$  [5], поэтому отличить его от бёмита можно только при помощи рентгеноструктурных исследований. Для него характерны пики отражения: 3,97; 2,57; 2,33; 2,08 Å. В образцах южноуральского бёмит-хлоритового боксита кроме бёмита хорошо выражены пики хлорита (шамозита), а также кальцита (оператор О.Л. Галахова) (рис. 2 б). Вторичный кальцит заполняет полости в породе и хорошо раскристаллизован.

Электронномикроскопические исследования образцов были выполнены на сканирующем электронном микроскопе JSM-6390LV (JEOL) в лаборатории физико-химических методов ИГГ УрО РАН (опера-

тор С.П. Главатских). На электронномикроскопических снимках сколовой поверхности образца немаркого бёмитового боксита при увеличении  $\times 4000$  видна масса хлопьевидных образований, местами просматриваются таблитчатые кристаллы, скорее всего, бёмита, размером менее  $1 \mu\text{м}$  (рис. 3 б). При съемке полированной поверхности этого же образца с увеличением  $\times 110$  хорошо заметна ее неоднородность. Поверхность представлена основной массой и разными по размеру и цвету бобовинами, а также пятнами черного углеродистого вещества (рис. 3 а). Светло-серые бобовины более железистые по составу. Состав определялся с помощью ЭДС-спектрометра Inca Energy 450. В составе преимущественно Al, в меньших количествах Fe, Si, Ti, C. При съемке одной из бобовин при увеличении  $\times 10000$  видна поверхность, похожая на поверхность усыхания, которая, вероятно, является поверхностью раскристаллизации алюмогеля

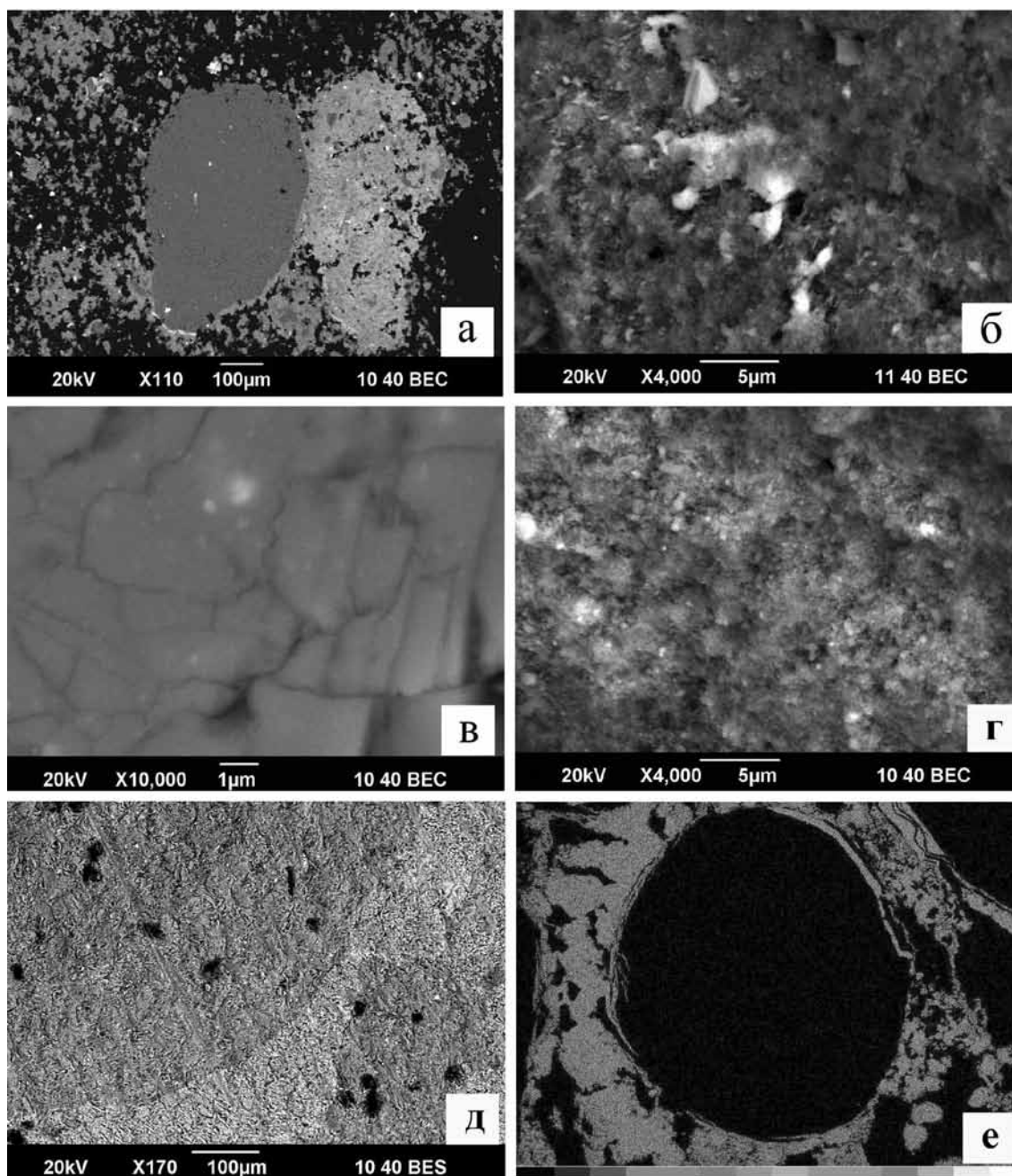


Рис. 3. Микрофотографии поверхности немаркового боксита (м-е Красная Шапочка, СУБР) и оолитового боксита (Серпеевское проявление, Южный Урал): а – поверхность бёмитового боксита с бобовинами в серой основной массе, бобовины темно-серого (более железистые), и светло-серого цвета, а также рассеянное черное углеродистое вещество; б – поверхность образца бёмитового боксита с хлопьевидными образованиями; в – поверхность раскристаллизации алюмогеля в бёмитовом боксите; г – шаровидные образования на поверхности боксита; д – поверхность бёмит-шамозитового боксита (Серпеевское проявление, Южный Урал); е – элементное сканирование оолита бёмит-шамозитового боксита (белое) по Са. Стрелкой показаны микрофоссилии, сложенные кальцитом.

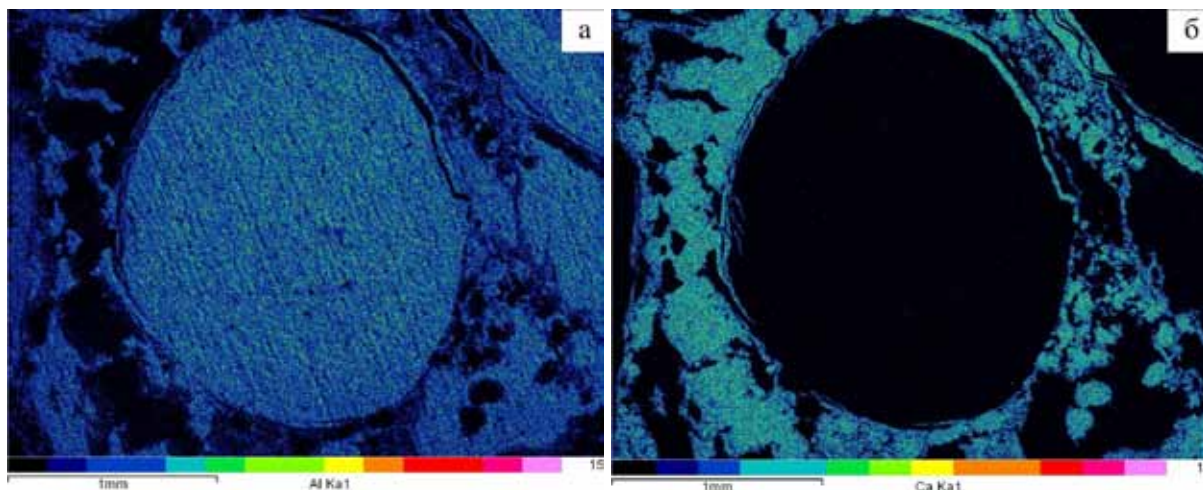


Рис. 4. Микротографии элементного сканирования оолита бёмит-шамозитового боксита (Серпеевское проявление, Южный Урал): а) по Al, который сосредоточен внутри оолита; б) по Ca, который образует цветную кайму и заполняет пространство между оолитами; Al в центре – черное.

(рис. 3 в). При съемке с большим увеличением ( $\times 10000$ ,  $\times 20000$ ) на сколовой поверхности образца немаркого бёмитового боксита видны шарообразные неровности, которые, вероятно, являются агрегатами пластинчатых кристаллов бёмита (рис. 3, г). В их составе преобладает Al.

По данным экспериментальных исследований [10], розетковидные агрегаты размером до 10 мкм, состоящие из отдельных пластинок бёмита, могут быть получены из раствора с высокой концентрацией алюминия (0.8 М  $AlCl_3$ ). В настоящее время в области нанотехнологий большое распространение получило выращивание поверхностных наноагрегатов бёмита и  $\gamma$ -глинозема, который образуется после прокаливания гидротермально выращенных кристаллов бёмита и сохраняет такие его свойства как высокую анизотропию и адсорбционную способность.

Бобовины и оолиты шамозит-бёмитовых бокситов сложены хлоритом (шамозитом) и бёмитом (рис. 2 б). Цемент представлен хлоритом, бёмитом и кальцитом. Для вещества обломков, бобовин и оолитов характерна колломорфная структура. На электронномикроскопическом снимке поверхности оолитового боксита (Серпеевское рудопроявление) видна масса тонких пластинок (рис. 3 д). Они равномерно распределены по всему оолиту, и представлены бёмитом и шамозитом, различить которые не удалось. При цветном сканировании поверхности оолита и определении состава видно, что Al преимущественно находится внутри оолита (рис. 4 а). Между отдельными оолитами пространство, очевидно, заполнено кальцитом (рис. 4 б). Оолиты окружены тонким слоем (пленкой) кальцита (рис. 4 б), в котором обнаружены микрофоссилии. Отсутствие фоссилий макрофлоры в исследуемых толщах пород может свидетельствовать о высокой продуктивности водорослей-обрастателей во время формирования специфического глиноземистого осадка в прибрежно-морской зоне.

В изученных образцах немарких бёмитовых бокситов присутствует скрытокристаллический диаспор. Структуру диаспора составляют слои кислородных атомов, расположенных по закону плотнейшей гексагональной упаковки. Каждый атом кислорода соединен с другим атомом водородной связью. В бёмите только половина атомов кислорода вовлечена в водородные связи [5]. По данным [3], в бокситах уральских месторождений наиболее распространен мелкочешуйчатый диаспор, но встречаются и порфириформные вкрапленники одиночных кристаллов. Реже наблюдаются столбчатые кристаллы, в частности, в бокситах группы Ивдельских месторождений Северного Урала. Столбчатые и игольчатые кристаллы диаспора слагают многочисленные жилки. Сферолитоподобные агрегаты диаспора описаны во фрагментах известняка из бокситовой брекчии [2].

Вероятно, происхождение диаспора в бокситах является результатом гидротермально-метаморфических преобразований [3, 8]. В уральских бокситах, как правило, присутствует рассеянное органическое вещество (ОВ), в том числе и углеродистое (УВ). Судя по наличию в УВ бокситов СУБРа конденсированной ароматики, не исключено гидротермальное воздействие на бокситы с температурами 300–400 °С в стадии литогенеза [7]. В оолитовых хлорит-бёмитовых бокситах вторичные изменения проявились в заполнении полостей вторичным кальцитом. Данные исследования ОВ оолитовых бокситов методом ЭПР также показали, что в минеральных матрицах оолитовых бокситов были захоронены остатки



ископаемых растительных веществ низкой степени метаморфизма (сигнал углеродного радикала проявляется после отжига 350 °С) и уже углефицированного (метаморфизованного) ОВ [8, 9].

По данным [1], исследования вещественного состава пород надрудной карбонатной толщи на Черемуховском, Новокальинском и Кальинском месторождениях показали значительные содержания нерастворимого остатка, в том числе бёмита, каолинита, слюды, хлорита, пирита, кварца, полевых шпатов, ОВ. Вероятно, бёмит образовался при попадании в карбонатные породы в период седиментогенеза в прибрежно-морской обстановке вместе с обломками терригенных пород и тонкодисперсных коллоидных частиц алюминия с размерами от 0.1 до 1-2 мкм, которые являются одной из главных форм миграции алюминия в растворах [6].

### Список литературы

1. Анфимов А.Л. Литолого-фациальные особенности мергелей и известняков кровли залежей бокситов Североуральского района // Ежегодник-2009: Тр. ИГГ УрО РАН. Вып. 157. 2010 б. С. 62-66.
2. Бардоши Д. Карстовые бокситы. М: МИР, 1981. 450 с.
3. Бенеславский С.И. Минералогия осадочных бокситов // Бокситы и их минералогия и генезис. М.: Изд. АН СССР, 1958. С. 7-52.
4. Вялухин Г.И., Огородников О.Н., Колмогорова Г.С. Бокситы Южноуральского бассейна. М: Наука, 1992. 62 с.
5. Дир У.А., Хауи Р.А., Зусман Дж. Породообразующие минералы. Т. 5. М: Мир, 1966. 405 с.
6. Матвеева Л.А., Неклюдова Е.А., Рождественская З.С. Высокодисперсные и коллоидные соединения  $Al(OH)_3$  и значение их в миграции алюминия // Бокситы и другие руды алюминиевой промышленности. М.: Наука, 1988. С. 130-143.
7. Одинцова Т.А., Бачурин Б.А. Органическое вещество бокситоносных формаций Сев. Урала // Проблемы минералогии, петрографии и металлогении. Научные чтения памяти П.Н. Чирвинского: Сб. науч. ст. Пермь: Перм. ун-т, 2007. С. 349-356.
8. Сорока Е.И., Леонова Л.В., Галеев А.А., Гуляева Т.Я. Высокоглиноземистые минеральные ассоциации с диаспором в рудных районах Урала // Проблемы минералогии, петрографии и металлогении. Научные чтения памяти П.Н. Чирвинского: Сб. науч. ст. Пермь: Перм. ун-т, 2011. С. 41-49.
9. Сорока Е.И., Анфимов А.Л., Леонова Л.В. и др. Бёмит в некоторых бокситах Урала // Матер. Поляковских чтений. Миасс, 2011. С. 23-25.
10. Mahyar Mazloumi *et al.* Boehmite nanopetals self assembled to form rosette-like nanostructures // Materials Letters. 2008. V. 62. P. 4184-4186.

## ЭВОЛЮЦИЯ МИНЕРАЛОВ ГРУППЫ ПИРОХЛОРА ИЗ КАРБОНАТИТОВ ЩЕЛОЧНО-УЛЬТРАОСНОВНОГО МАССИВА СЕБЛЬЯВР, КОЛЬСКИЙ П-ОВ

Сорохтина Н.В., Кононкова Н.Н.

ГЕОХИ РАН, Москва, nat\_sor@rambler.ru

Палеозойский щелочно-ультраосновной массив Себлявр сформировался последовательно в течение гипербазитового, щелочного и карбонатитового этапов. Установлена следующая последовательность выделения пород: оливиниты, пироксениты, ийолиты, флогопит-пироксеновые, нефелин-пироксеновые и апатит-пироксеновые породы с амфиболом, нефелиновые сиениты. В карбонатитовый этап формировались – эгирин-кальцитовые карбонатиты с титанитом, флогопит-диопсидовые фоскориты с кальциртитом и перовскитом, форстерит-магнетитовые фоскориты с бадделеитом, диопсид-кальцитовые карбонатиты с форстеритом и перовскитом, форстерит-кальцитовые карбонатиты с бадделеитом, редкометалльные магнетитовые фоскориты с минералами гр. пирохлора, редкометалльные кальцитовые карбонатиты с минералами гр. пирохлора, доломитовые карбонатиты, редкоземельные анкерит-доломитовые карбонатиты. В экзоконтактовом ореоле массива широко развиты фениты по вмещающим массив гнейсам [1].

Для всех типов пород характерно широкое развитие контактовых метасоматических реакционных зон, которые образуются при внедрении карбонатитового расплава. Фоскориты, карбонатиты и контактирующие с ними щелочно-ультраосновные породы практически повсеместно подвергались вторичным гидротермальным изменениям с формированием рудной REE-Ba-Sr карбонатной минерализации. Благодаря этим двум факторам, в породах карбонатитовой серии широко развиты процессы перекристаллизации

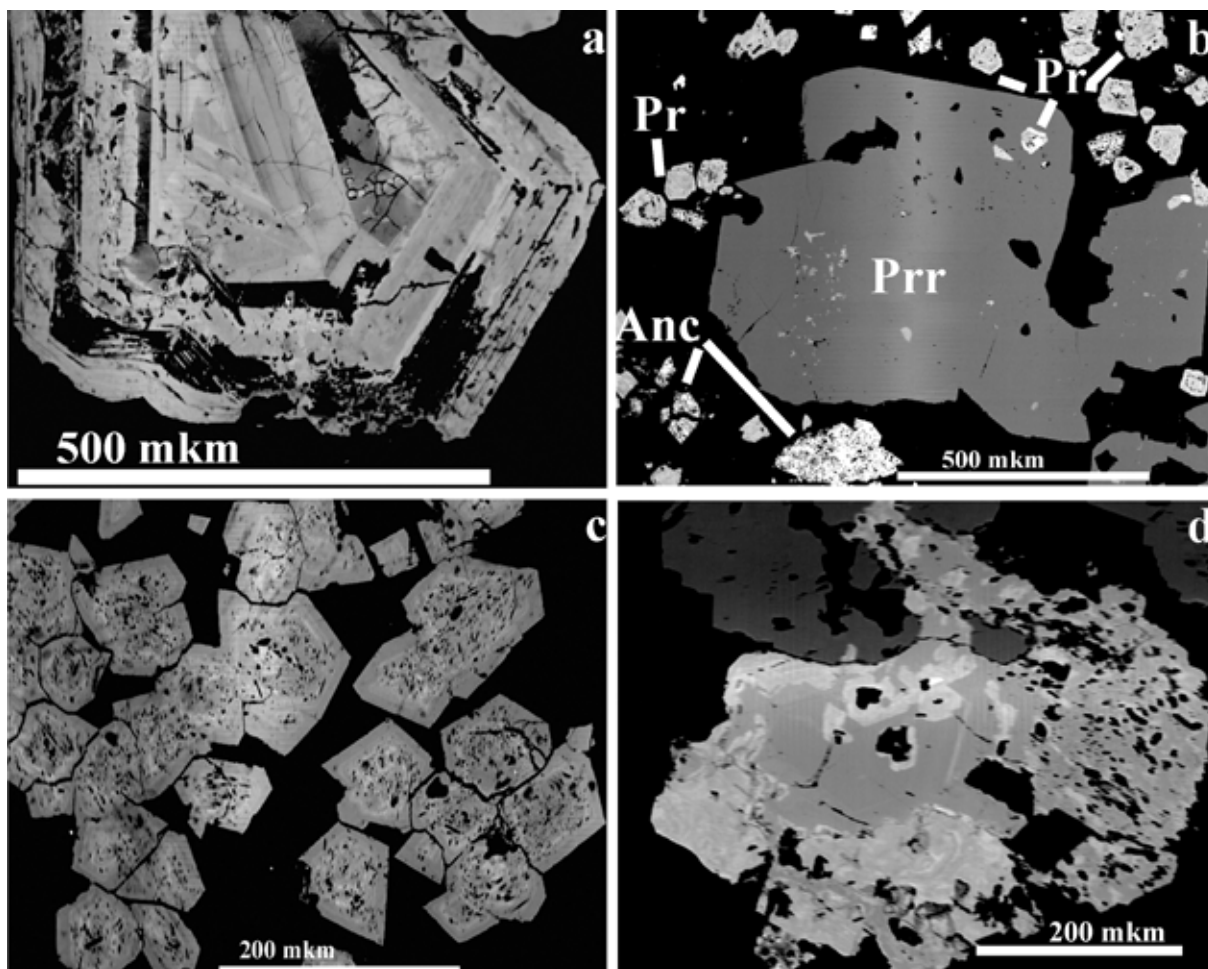


Рис. 1. Морфология и внутреннее строение минералов группы пирохлора из пород карбонатитовой серии Себлявурского массива: а – концентрически-зональный кристалл с участками вторичного замещения (кальцит-апатит-диопсидовый карбонатит, 95-265), б – кристаллы пирохлора (Pr) ранней генерации во включениях в пирротине (Prr) и поздней – в ассоциации с анкеритом-(Се) (гидротермально изменённый сульфидсодержащий кальцитовый карбонатит, 95-194), в – перекристаллизация пирохлора (доломитизированный флогопит-диопсидовый фоскорит, 96-1), d – процессы растворения и замещения кристаллов пирохлора (флогопит-магнетит-кальцитовый карбонатит, 96-25). Изображения в отраженных электронах.

первичных редкометалльных минералов, замещение их вторичными фазами, наблюдается переотложение продуктов растворения редкометалльных фаз в пустотах изменяемой породы. Типичным примером являются минералы гр. пирохлора, которые кристаллизуются в течение длительного времени - от средних магматических до поздних гидротермальных стадий минералообразования. Нами исследованы минералы из кальцитовых карбонатитов, флогопит-магнетитовых фоскоритов и редкоземельных анкерит-доломитовых карбонатитов (рис. 1, табл.).

Несмотря на морфологическое разнообразие, по составу исследованные образцы минералов, согласно классификации [4], относятся к группе пирохлора ( $Nb > Ta > Ti$ ), а по содержанию катионов, занимающих позицию А, в большинстве случаев – к их кальциевым разновидностям.

Наблюдается два эволюционных тренда изменения состава пирохлора: смена обогащенных U, Ti и Ta минералов группы пирохлора кальциевыми высоко-ниобиевыми разновидностями и смена ранних кальциевых разновидностей бариево-стронциевыми членами.

Высоко урановый ( $U > Th$ ) пирохлор встречается в редкометалльных фоскоритах и ранних сульфидсодержащих кальцитовых карбонатитах, минерал отличается высоким содержанием Ta и Ti (табл.). В зональных по этим компонентам кристаллах пирохлора механизмы замещения описываются следующими известными реакциями [5]:  $2Ti^{4+} + U^{4+} \leftrightarrow 2Nb^{5+} + Ca^{2+}$ ;  $Ta^{5+} \leftrightarrow Nb^{5+}$ ;  $U^{4+} + v(\text{вакансия}) \leftrightarrow 2Ca^{2+}$ .

Барий-, реже стронций- доминантные разновидности образуют или отдельные зоны в кристаллах или участки замещения первичного «кальциевого» пирохлора (табл.). Вариации содержания кальция объясняются изоморфизмом в катионной позиции А по отношению к Ba, Sr и REE (рис. 2 а, г, з). Концентра-



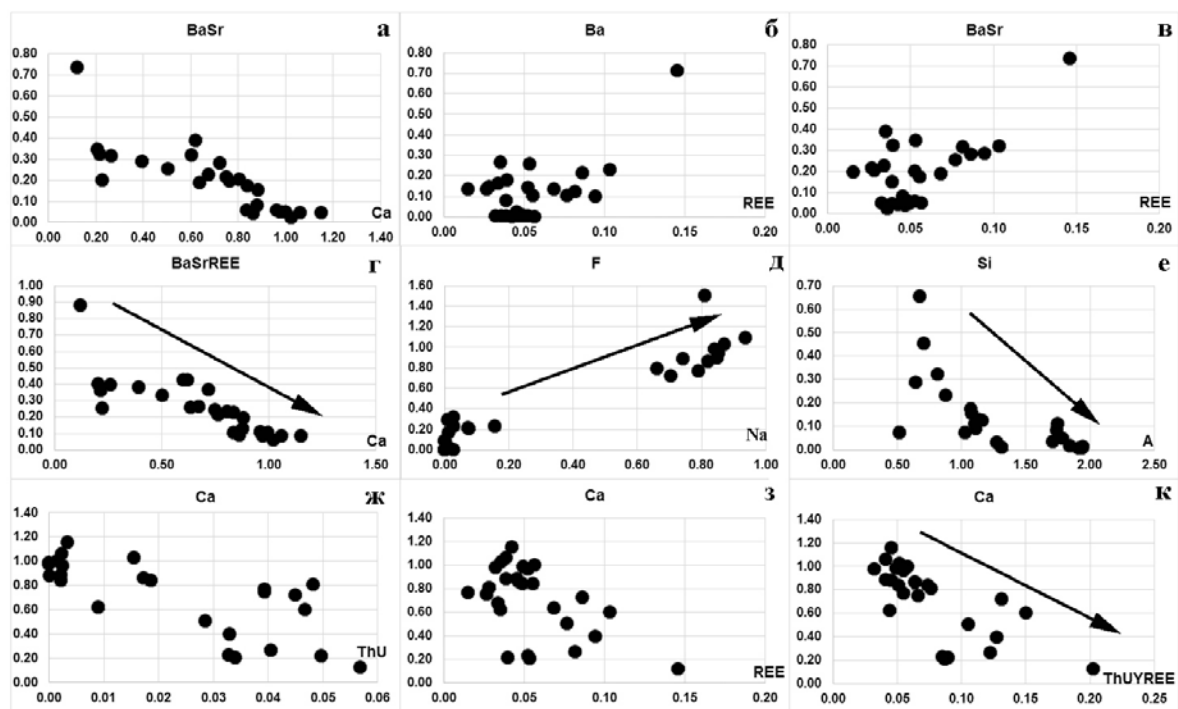


Рис. 2. Вариации состава (формульные единицы) компонентов в минералах группы пирохлора из пород карбонатитовой серии Себляевского массива.

Впервые для минералов гр. пирохлора из карбонатитов Себляевского массива определен состав максимального числа редких земель и фтора. В минерале из всех изученных образцов выявлены значимые концентрации легких редких земель: La, Ce, Pr, Nd, Sm, суммарное содержание редких земель с иттрием может достигать 5 мас. %.

Содержание фтора в минералах гр. пирохлора варьирует в широких пределах, высокая концентрация элемента обнаруживается в центральных и краевых зонах минерала из кальцитовых карбонатитов средних стадий формирования, а также в наиболее поздних генерациях минерала из анкерит-доломитовых карбонатитов, сформировавшихся благодаря воздействию на первичный пирохлор гидротермальных растворов, обогащенных этим компонентом (табл. 1). Отмечается положительная корреляция фтора с натрием (рис. 2 д).

Краевые и трещинные зоны кристаллов пирохлора из всех типов пород представлены фазами с дефицитом катионов в позиции А и повышенным содержанием кремния (рис. 2 е).

Выявленные нами закономерности изменения состава минералов гр. пирохлора из пород карбонатитовой серии Себляевского массива от высоко урановых разновидностей в сторону обогащения Ca, Ba (Sr, REE) и Na показывают, что эволюция состава минерала зависит от процесса кристаллизационной дифференциации карбонатитового расплава, его обогащения на поздних стадиях щелочными и щелочноземельными металлами при высокой активности фтора.

Работа выполнена при поддержке гранта РФФИ – 14-05-00375 – а.

### Список литературы

1. Афанасьев Б.В. Минеральные ресурсы щелочно-ультраосновных массивов Кольского п-ова / СПб: Изд-во «Роза ветров». 2011. 224 с.
2. Лапин А.В. Минеральные парагенезисы апатитовых руд и карбонатитов Себляевра // Геология рудных месторождений. 1977. № 4. С. 21-33.
3. Субботин В.В., Субботина Г.Ф. Минералы группы пирохлора в фоскоритах и карбонатитах Кольского п-ова // Вестник МГТУ. 2000. Т. 3. № 2. С. 273-284
4. Hogarth D.D. Classification and nomenclature of the pyrochlore group // Am. Min. 1977. V. 62. P. 403-410.
5. Hogarth D.D., Williams C.T., Jones P. Primary zoning in pyrochlore group minerals from carbonatites // Mineral. Mag. 2000. V. 64. P. 683-697.

## МОРФОЛОГИЯ ПЛОСКИХ ГИГАНТСКИХ ФУЛЛЕРЕНОВ

Степенщиков Д.Г., Войтеховский Ю.Л.

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

### Введение

Гигантские фуллерены, как показано в [5], можно разделить на три группы: вытянутые линейные формы – нанотрубки, уплощенные фуллерены и квазисферические фуллерены. Нанотрубки широко рассматриваются в научной печати, как перспективный материал для полупроводниковой электроники и сверхпрочных композитов. Трехмерным гигантским фуллеренам также уделено немало работ (например, [2, 3]), в том числе и авторских [4–6]. Что касается исследований плоских гигантских фуллеренов, то к настоящему времени авторам такие работы неизвестны, что может объясняться потенциально низкой устойчивостью подобных молекул вследствие высокой концентрации стерических напряжений на границе плоских участков их поверхности. Между тем, расположение пятичленных углеродных колец (пентагонов) исключительно на боковой поверхности позволяет четко определить морфологию уплощенных многоугольных гигантских фуллеренов.

### Теоретическая часть

При увеличении числа атомов фуллерены стремятся к многогранной форме. В двухмерном случае уплощенные участки графеноподобной поверхности образуют две противоположные грани, а все пентагоны находятся на границе между ними. В результате весь фуллерен можно рассматривать как многоугольник, вершины которого образованы пентагонами или их группами. Как и для всех гигантских фуллеренов, число пентагонов, образующих вершину в плоском многоугольном фуллерене варьирует от 1 до 5. Если их число равно 6, то получим двухугольник – одномерный фуллерен, представляющий собой замкнутую нанотрубку, на противоположных концах которой группируется по 6 пентагонов. Группирование пентагонов позволяет варьировать число вершин от 3 до 12. На рис. 1 показан пример уплощенного гигантского фуллерена прямоугольной формы с четырьмя вершинами, каждая из которых образована группой из трех пентагонов.

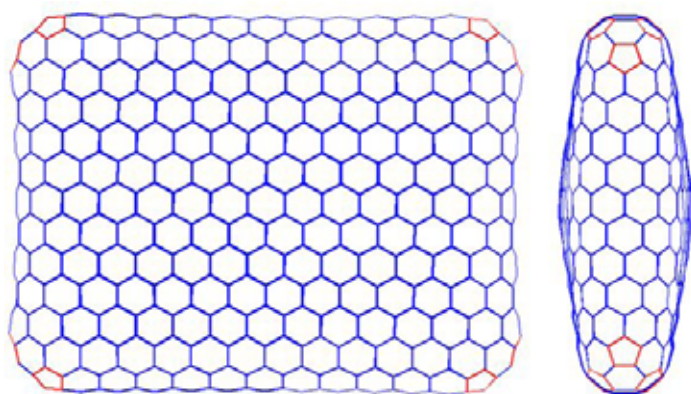


Рис. 1. Гигантский уплощенный фуллерен  $C_{816}$ , вид в плане и сбоку.

Вершины эквивалентны и, следовательно, углы при них одинаковы. Сумма углов  $m$ -угольника может быть вычислена по формуле:

$$\sum_{i=1}^m \alpha_i = 180^\circ(m - 2) \quad (*)$$

По ней получим, что сумма углов 12-угольника равна  $180^\circ(12-2)=1800^\circ$ . Соответственно, на каждый угол приходится  $1800^\circ/12=150^\circ$ . Таким образом, угол при вершине гигантского плоского фуллерена, образованной одиночным пентагоном, равен  $150^\circ$ .

Теперь рассмотрим многоугольный плоский гигантский фуллерен, у которого одна вершина образована группой из  $n$  пентагонов, а оставшиеся пентагоны образуют  $(12-n)$  вершин из одиночных пентагонов. Суммарное количество вершин такого многоугольника равно  $(12-n+1)$ , а сумма углов –  $150^\circ(12-n) + \theta_n$ , где  $\theta_n$  – угол при вершине образованной группой из  $n$  пентагонов. Используя формулу (\*), получим, что

$$150^\circ(12-n) + \theta_n = 180^\circ[(12-n+1)-2],$$

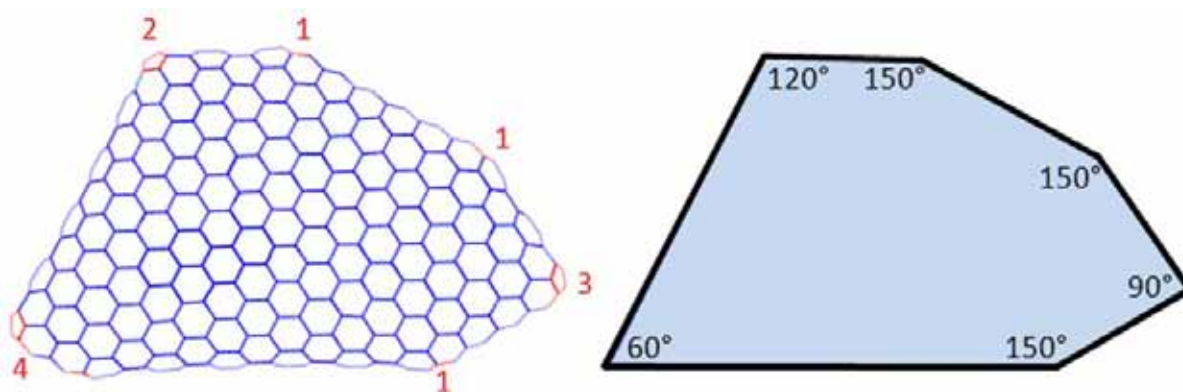


Рис. 2. Пример плоского гигантского фуллера  $C_{566}$  с обозначениями числа пентагонов в каждой вершине (слева) и соответствующими углами (справа).

откуда  $\theta_n = 30^\circ(6-n)$ . Для вершин, образованных 2, 3, 4 и 5 пентагонами получаем значения углов  $120^\circ$ ,  $90^\circ$ ,  $60^\circ$  и  $30^\circ$  соответственно. Очевидно, что углы изменяются кратно  $30^\circ$ .

На рис. 2 показан пример плоского гигантского фуллера с различными углами. По графеноподобной поверхности фуллера также можно легко проследить, значения углов.

Примечательно, что указанные выше рассуждения постулируют независимость значения угла от способа группирования пентагонов в вершине. Иными словами, группа пентагонов в любом гигантском плоском фуллере порождает вершину с одним и тем же углом между соответствующими сторонами образуемого многоугольника, и значение этого угла определяется только числом пентагонов в данной вершине.

В работе [1] рассматриваются конические фуллереноподобные структуры (рис. 3) и показано, что углы раствора конусов, принимают строго определенные фиксированные значения, также в зависимости от числа находящихся в вершине конуса пентагонов. Можно показать взаимосвязь между значением угла раствора конуса  $\alpha$ , и значением угла  $\beta$  при вершине плоского фуллера, образованной тем же количеством пентагонов. Рассмотрим конус с образующей длины  $x$  (рис. 4, слева). Радиус основания конуса

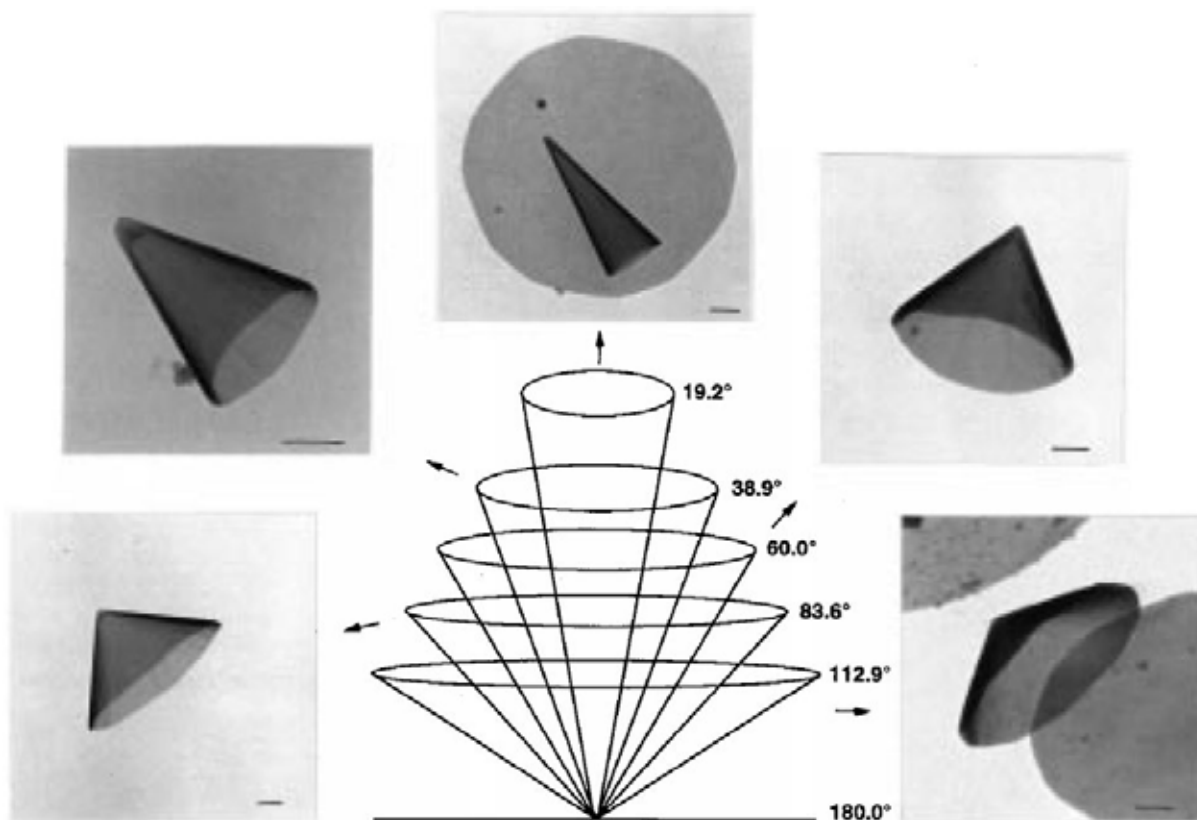


Рис. 3. Графитовые конусы (из [1]). Размер шкалы – 200 нм.

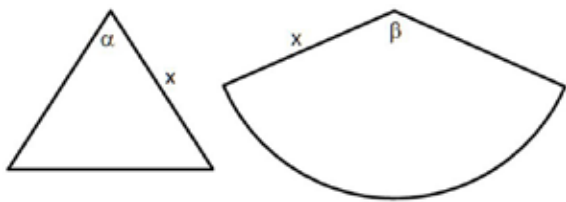


Рис. 4. Конус с обозначенными углом раствора  $\alpha$  и образующей  $x$  (слева) и полученный из него фрагмент плоского фуллерена с углом  $\beta$  при вершине (справа).

равен  $x \sin(\alpha/2)$ , а длина окружности основания конуса –  $2\pi x \sin(\alpha/2)$ . Сгибание конуса в плоскую фигуру по двум противоположным образующим приводит к двойному сектору радиусом  $x$  (рис. 4, справа). Длина дуги сектора равна половине длины окружности основания конуса, т.е.  $\pi x \sin(\alpha/2)$ . Угол при вершине сектора находится из пропорции:

$$\frac{\beta}{360^\circ} = \frac{\pi x \sin\left(\frac{\alpha}{2}\right)}{2\pi x},$$

откуда  $\beta = 180^\circ \sin(\alpha/2)$ . Подставляя в качестве  $\alpha$  значения  $19.2^\circ$ ,  $38.9^\circ$ ,  $60.0^\circ$ ,  $83.6^\circ$  и  $112.9^\circ$  из [1], получим все те же плоские углы  $30^\circ$ ,  $60^\circ$ ,  $90^\circ$ ,  $120^\circ$  и  $150^\circ$ , соответственно.

### Заключение

Морфология плоских гигантских фуллеренов определяется разнообразием 3-... 12-угольников, углы которых принимают строго определённые значения, а именно –  $30^\circ$ ,  $60^\circ$ ,  $90^\circ$ ,  $120^\circ$  и  $150^\circ$  с числом пентагонов в вершинах углов равным 5, 4, 3, 2 и 1 соответственно. Расположение пентагонов в вершинах при этом может быть произвольным, ограничиваясь только топологией замкнутой поверхности фуллерена.

### Список литературы

1. Ebbesen T.W. Cones and Tubes: Geometry in the Chemistry of Carbon // Acc. Chem. Res. 1998. V. 31. P. 558-566.
2. Huang J.Y. Real time microscopy, kinetics and mechanism of giant fullerene evaporation // Phys. Review Letters. 2007. V. 99. P. 1-4.
3. Šiber A. Shapes and energies of giant icosahedral fullerenes. Onset of ridge sharpening transition // The European Phys. J.B. 2006. 53(3). P. 395-400.
4. Voytekhovskii Y. and Stepenshchikov D. Transformations of Graphenes and Fullerenes with Some Nanophysical and Microbiological Applications // BIT's 4<sup>th</sup> Annual World Congress of Nano Science & Technology-2014, Qingdao, China. P. 185.
5. Степенщиков Д.Г. О гигантских фуллеренах: симметрия, трансформация, визуализация // Тр. VI Всерос. (с межд. уч.) научн. школы «Математ. исслед. в естеств. науках». Апатиты, 24–27 октября 2010. / Ред. Ю.Л. Войтеховский. Апатиты: Изд-во К & М, 2010. С. 64-74.
6. Степенщиков Д.Г., Войтеховский Ю.Л. Трансформация гигантских фуллеренов // Геология и полезные ископаемые Кольского региона. Тр. X Всерос. (с межд. уч.) Ферсмановской научной сессии, посвящ. 150-летию со дня рождения акад. В.И. Вернадского. Апатиты, 7-10 апреля 2013 / Ред. Ю.Л. Войтеховский. Апатиты: Изд-во К & М, 2013. С. 220-222.

## МОРФОМЕТРИЧЕСКИЙ АНАЛИЗ ПРОСТЫХ И КВАЗИПРОСТЫХ ФОРМ КРИСТАЛЛОВ ТРИГОНАЛЬНОЙ И ГЕКСАГОНАЛЬНОЙ СИНГОНИЙ

Страшненко Г.И.

Екатеринбург, strashnenko\_gi@mail.ru.

В сравнении с ранее рассмотренными формами кубической сингонии [6] формы кристаллов средней категории симметрии обладают рядом принципиальных отличий, определенных снижением симметрии их пространственной группы. Основными особенностями форм средней категории симметрии являются:

- Отсутствие постоянных форм. Следовательно, приведенная к единичному объему полная поверхность кристаллов этой категории,  $F$  – функция [6] их формы, всегда является величиной переменной.
- Появление открытых форм (моноэдр, пинакоид, разного рода пирамиды и призмы).

Основы морфометрического анализа формы кристаллов разработаны автором и апробированы на минералах кубической сингонии [7, 8]. Кратко они сводятся к выводу формулы  $F$  – функции и построению морфометрических графиков для каждой закрытой простой и квазипростой формы, а также для их комбинаций, теоретически возможных в каждом классе симметрии. Под квазипростыми формами понимаются

комбинации двух открытых форм, когда они образуют закрытый многогранник. Для кристаллов средней категории симметрии это комбинации призмы и пинакоида, а также пирамиды и моноэдра в гемиморфных классах. Упрощенная формула  $F$  – функции формы кристаллов имеет вид:

$$F = (V)^{\frac{2}{3}} S_{\Sigma}^* \quad (1)$$

где  $V$  – объем, а  $S_{\Sigma}$  – площадь полной поверхности кристалла

\* теоретический вывод формулы  $F$ -функции опубликован в Трудах XI Всероссийской школы «Математические исследования в естественных науках» г. Апатиты, 2014 г.

К средней категории симметрии относятся формы тригональной, гексагональной и тетрагональной сингоний. Морфометрический анализ начнем с совместного рассмотрения форм тригональной и гексагональной сингонии, обладающих большим кристаллографическим подобием, выражающимся в общности большинства простых кристаллографических форм (табл. 1 и 2).

Для описания форм кристаллов тригональной и гексагональной сингоний обычно применяется четырехосная система координат. Рентгеновская метрика кристаллов в этой системе имеет вид:  $a_h = b_h \neq c_h$ ;  $\alpha = \beta = 90^\circ$ ,  $\gamma = 120^\circ$ .

В рассматриваемых сингониях к закрытым простым кристаллографическим формам (ПКФ) относятся дигексагональная бипирамида, гексагональная бипирамида, дитригональная бипирамида, тригональная бипирамида, ромбоэдр, тригональный скаленоэдр, а также тригональный и гексагональный трапецоэдры (табл. 1 и 2). Поскольку верхняя и нижняя «пирамиды» трапецоэдров повернуты относительно друг друга на некоторый угол, не фиксируемый операциями симметрии кристалла [9], вывод  $F$  – функции этих форм математически затруднителен. Трапецоэдры в качестве габитусных форм не представлены в мире минералов и поэтому они исключаются из дальнейшего рассмотрения.

Вывод  $F$  – функции начнем с дипирамидальных форм

Таблица 1. Распределение простых и квазипростых форм по классам симметрии тригональной сингонии.

Символ	Классы симметрии простых и квазипростых форм				
	3	$\bar{3}$	3m	32	$\bar{3}m$
<i>Простые формы</i>					
$hk.l$	Тригональная пирамида	Ромбоэдр	Дитригональная пирамида	Тригональный трапецоэдр	Тригональный трапецоэдр
$h0.l$			Тригональная пирамида	Ромбоэдр	
$hh.l$			Гексагональная пирамида	Тригональная бипирамида	Гексагональная бипирамида
$hk.0$	Тригональная призма	Гексагональная призма	Дитригональная призма		Дигексагональная призма
$10.0$			Тригональная призма	Гексагональная призма	
$11.0$			Гексагональная призма	Тригональная призма	Гексагональная призма
$00.l$	Моноэдр	Пинакоид	Моноэдр	Пинакоид	Пинакоид
<i>Квазипростые формы</i>					
	Закрытые тригональные пирамиды	Закрытые тригональные призмы	Закрытые тригональные пирамиды	Закрытые призмы	Закрытые призмы

### 1. Дитригональная бипирамида и её производные

Дитригональная бипирамида встречается только в одном классе ( $\bar{3}m2$ ) гексагональной сингонии. В соответствии с выражением (1) вывод  $F$  – функции этой ПКФ начнем с определения объема и полной поверхности кристалла, выразив их через линейный параметр (параметр приведения  $c$ ) и сферические координаты грани.



Таблица 2. Распределение простых и квазипростых форм по классам симметрии гексагональной сингонии.

Символ	Классы симметрии простых и квазипростых форм						
	6	6/m	6mm	622	6/mmm	$\bar{6}$	$\bar{6} m2$
hk.l	Гексагональная пирамида	Гексагональная бипирамида	Дигексагональная пирамида	Гексагональный трапецедр	Дигексагональная бипирамида	Тригональная бипирамида	Дитригональная бипирамида
h0.l			Гексагональная пирамида	Гексагональная бипирамида			Тригональная бипирамида
hh.l							Гексагональная бипирамида
hk.0	Гексагональная призма		Дигексагональная призма			Тригональная призма	Дитригональная призма
10.0			Гексагональная призма				Гексагональная призма
11.0							Тригональная призма
00.1	Моноэдр	Пинакоид	Моноэдр	Пинакоид			
<i>Квазипростые формы</i>							
	Закрытые гексагональные пирамиды	Закрытые призмы	Закрытые гексагональные пирамиды	Закрытые гексагональные призмы			

Обратимся к рисунку 1, представляющему проекцию верхней половины бипирамиды на плоскость (00.1). Здесь и далее при индцировании кристаллов тригональной и гексагональной сингоний вместо третьего индекса ставим точку.

За параметр приведения примем длину ребра (10.0  $\wedge$  (h0.l) (базовой тригональной бипирамиды:  $be = c$ ). Выразим элементы треугольника  $\Delta aob$ , представляющего проекцию одной из двенадцати граней бипирамиды, через параметр приведения и угол  $\alpha$  между сторонами базальных сечений тригональной и дитригональных бипирамид.

$$ob = \frac{c}{\sqrt{3}}; \beta = 30^\circ + \alpha; \gamma = 60^\circ; \delta = 90^\circ - \alpha; ab = \frac{(ob) \cdot \sin \gamma}{\sin \delta} = \frac{c}{2 \cos \alpha}; \quad (2)$$

С учетом (2) площадь проекции дитригональной пирамиды равна:

$$S_{(00.1)} = \frac{6}{2} (ob) \cdot (ab) \sin \beta = c^2 \frac{\sqrt{3} \sin(30^\circ + \alpha)}{2 \cos \alpha} \quad (3)$$

Тогда полная поверхность дитригональной пирамиды равна:

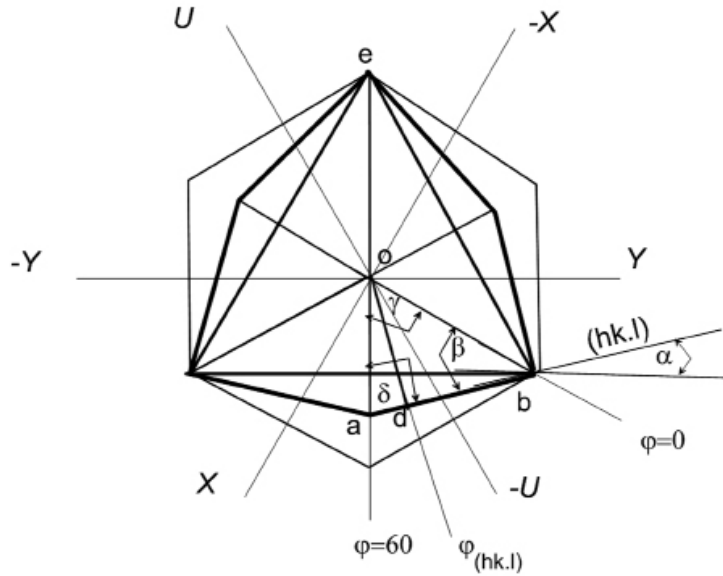


Рис. 1. Проекция дитригональной пирамиды на плоскость (00.1).

$$S_{\{hk.l\}} = 2 \frac{S_{(00.1)}}{\cos \rho} = c^2 \frac{\sqrt{3} \sin(30^\circ + \alpha)}{\cos \alpha \cos \rho_{(hk.l)}} \quad (4)$$

Высота пирамиды определится выражением:

$$H = (od) \operatorname{tg} \rho_{(hk.l)} = (ob) \sin \beta \operatorname{tg} \rho_{(hk.l)} = \frac{c}{\sqrt{3}} \sin(30^\circ + \alpha) \operatorname{tg} \rho_{(hk.l)} \quad (5)$$

Подставив (3) и (5) в удвоенную формулу объема пирамиды, получим выражение объема дитригональной пирамиды.

$$V_{\{hk.l\}} = \frac{2}{3} S_{(00.1)} H = c^3 \frac{\sin^2(30^\circ + \alpha) \operatorname{tg} \rho_{(hk.l)}}{3 \cos \alpha} \quad (6)$$

Подставив (4) и (6) в (1) получим выражение  $F$ -функции дитригональной пирамиды.

$$F_{\{hk.l\}} = \left[ \frac{\sin^2(30^\circ + \alpha) \operatorname{tg} \rho_{(hk.l)}}{3 \cos \alpha} \right]^{\frac{2}{3}} \frac{\sqrt{3} \sin(30^\circ + \alpha)}{\cos \alpha \cos \rho_{(hk.l)}} \quad (8)$$

Приведем (8) полностью к сферическим координатам, произведя замену переменной по формуле

$$\alpha = 60^\circ - \varphi_{(hk.l)} \text{ для } 0 \leq \alpha \leq 30^\circ, \quad (9)$$

получаемой из геометрических отношений на рисунке 1. В итоге для дитригональной бипирамиды  $F$ -функция примет вид :

$$F_{\{hk.l\}} = \left[ \frac{\cos^2 \varphi_{(hk.l)} \operatorname{tg} \rho_{(hk.l)}}{3 \cos(60^\circ - \varphi_{(hk.l)})} \right]^{\frac{2}{3}} \frac{\sqrt{3} \cos \varphi_{(hk.l)}}{\cos(60^\circ - \varphi_{(hk.l)}) \cos \rho_{(hk.l)}} \quad (10)$$

Из (10) получаем два частных случая.

1. При  $\varphi_{(hk.l)} = 30^\circ$  дитригональная бипирамида вырождается в гексагональную бипирамиду  $\{hh.l\}$ , для которой выражение (10) примет вид:

$$F_{\{hh.l\}} = \left[ \frac{\operatorname{tg} \rho_{(hh.l)}}{2\sqrt{3}} \right]^{\frac{2}{3}} \frac{\sqrt{3}}{\cos \rho_{(hh.l)}} \quad (11)$$

2. При  $\varphi_{(hk.l)} = 60^\circ$  дитригональная бипирамида вырождается в тригональную бипирамиду  $\{h0.l\}$ , для которой выражение (10) преобразуется следующим образом:

$$F_{\{hk.l\}} = \left[ \frac{\operatorname{tg} \rho_{(hk.l)}}{12} \right]^{\frac{2}{3}} \frac{\sqrt{3}}{2 \operatorname{Cos} \rho_{(hk.l)}} \quad (12)$$

Заметим, что выражения (11) и (12) математически одинаково описывают изменение формы как бипирамид 1 рода, так и 2 рода, т.е. графики их совпадают.

Все три ПКФ, для которых выведены формулы  $F$ -функции, совместно теоретически могут встречаться только в одном классе симметрии  $\bar{6}m2$ , очень слабо представленном в мире минералов. Гексагональная бипирамида  $\{hh.l\}$  встречается также в классе  $\bar{3}m$ , наиболее широко представленном во множестве минералов тригональной сингонии. Графики  $F$ -функций (8), (9) и (10) представлены на рисунке 2.

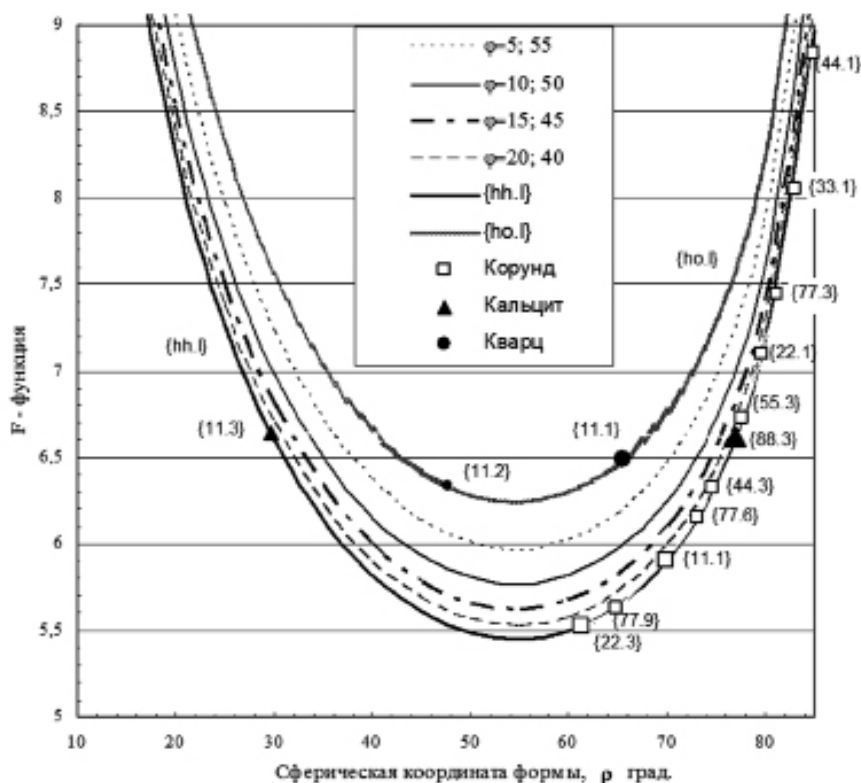


Рис. 2. Морфометрические графики тригональных, дитригональных и гексагональных  $\{hh.l\}$  бипирамид.

На графиках  $F = f(\rho)$  крупными маркерами показаны габитусные, а мелкими маркерами второстепенные и редкие гексагональные бипирамиды  $\{hh.l\}$  оптического кальцита ( $a_h = 4,983 \text{ \AA}$ ;  $c_h = 17,02 \text{ \AA}$ ) и корунда ( $a_h = 4,751 \text{ \AA}$ ;  $c_h = 12,97 \text{ \AA}$ ), а также тригональные бипирамиды  $\{11.1\}$  и  $\{11.2\}$  кварца ( $a_h = 4,913 \text{ \AA}$ ;  $c_h = 5,405 \text{ \AA}$ ), из которых относительно более распространенной формой является первая. Отмечается общая тенденция к огранению кристаллов бипирамидами с меньшим значением  $F$ -функции. Более четко эта тенденция проявлена в богатом этими формами корунде. В качестве габитусных форм на кристаллах этого минерала участвуют гексагональные бипирамиды:  $\{22.3\}$  (55.2);  $\{11.1\}$  [4].

Из (10), (11) и (12) путем деления подстепенной части первого множителя и второго множителя на 2, а также добавления ко второму множителю площади моноэдра (3) получим выражения для квазипростых пирамидальных гемиморфных форм:

1) закрытой дитригональной пирамиды  $\{hk.l\}$  (класс  $3m$ )

$$F_{\{hk.l\}} = \left[ \frac{\operatorname{Cos}^2 \varphi_{(hk.l)} \operatorname{tg} \rho_{(hk.l)}}{6 \operatorname{Cos} (60^\circ - \varphi_{(hk.l)})} \right]^{\frac{2}{3}} \frac{\sqrt{3} \operatorname{Cos} \varphi_{(hk.l)}}{2 \operatorname{Cos} (60^\circ - \varphi_{(hk.l)})} \left( \frac{1}{\operatorname{Cos} \rho_{(hk.l)}} + 1 \right); \quad (13)$$

2) закрытых гексагональных пирамид  $\{h0.l\}$  и  $\{hh.l\}$  (классы  $3m$ ,  $6$  и  $6mm$ )

$$F_{\{hh.l\}} = \left[ \frac{\operatorname{tg} \rho_{(hh.l)}}{4\sqrt{3}} \right]^{\frac{2}{3}} \sqrt{3} \left( \frac{1}{\operatorname{Cos} \rho_{(hh.l)}} + 1 \right); \quad (14)$$

3) закрытой тригональной пирамиды (классы  $3$ , и  $3m$ )

$$F_{\{hk.l\}} = \left[ \frac{\operatorname{tg} \rho_{(hk.l)}}{24} \right]^{\frac{2}{3}} \sqrt{3} \left( \frac{1}{\operatorname{Cos} \rho_{(hk.l)}} + 1 \right) \quad (15)$$

На  $0$  графики функций (13), (14), (15) маркерами вынесены пирамидальные формы прустита ( $a_h = 10,76 A$ ;  $c_h = 8,66 A$ ) [3] и турмалина ( $a_h = 16,00 A$ ;  $c_h = 7,135 A$ ) /1/, минералов, относящихся к классу  $3m$ . Символы форм турмалина обозначены полужирным шрифтом (рис. 3). Как и для бипирамид для пирамидальных форм усматривается та же тенденция развития габитусных форм, характеризующихся относительно малыми значениями  $F$ -функции.

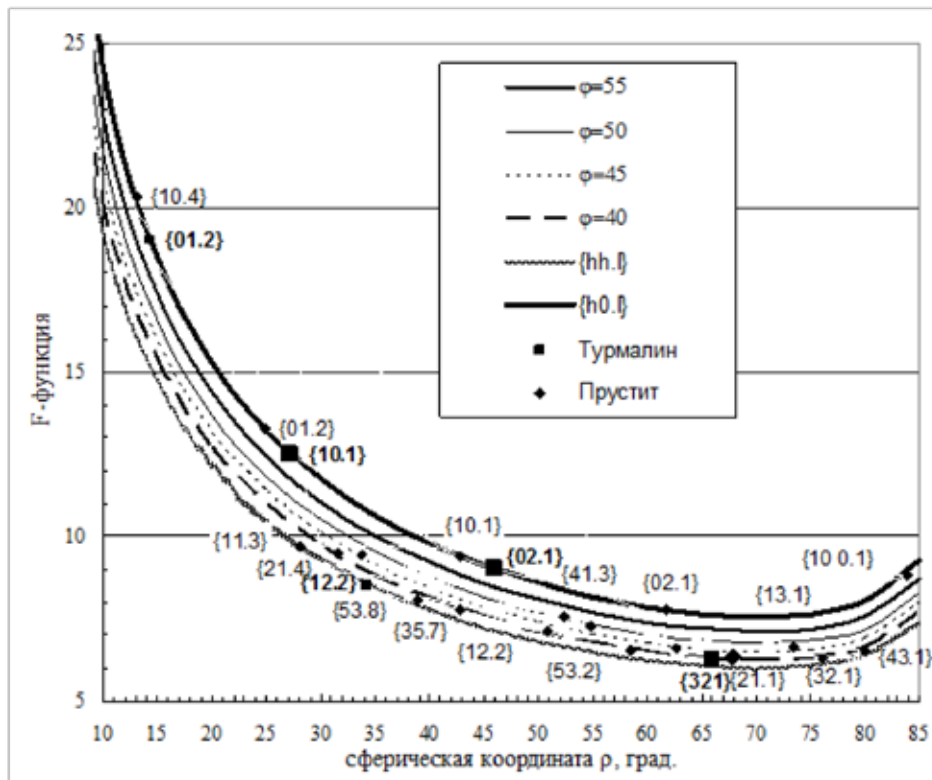


Рис. 3. Морфометрические графики тригональных, дитригональных и гексагональных пирамид (класс  $3m$ ).

## 2. Дигексагональная бипирамида и её производные

Дигексагональная бипирамида присутствует только в одном классе симметрии  $6/mmm$ , по числу минеральных видов являющимся основным классом гексагональной сингонии [9]. На рисунке 4 изображено базальное сечение дигексагональных пирамиды и призмы. Подобно тому, как это было сделано выше, определим основные элементы сечения и треугольника  $aob$ , представляющего  $1/12$  его площади.

$$fe = 2c; \quad ob = c; \quad \alpha = 60^\circ - \varphi_{(hk.l)}; \quad \beta = 60^\circ + \alpha = 120^\circ - \varphi_{(hk.l)}; \quad \delta = 30 + \varphi_{(hk.l)};$$

$$ab = c / 2 \operatorname{Sin}(30^\circ + \varphi_{(hk.l)}); \quad od = c \operatorname{Sin} \beta = c \operatorname{Sin}(60^\circ + \varphi_{(hk.l)}).$$

Площадь поперечного сечения при этом равна:

$$S_{(00.1)} = 12 S_{\Delta aob} = c^2 \frac{3 \operatorname{Sin}(60^\circ + \varphi_{(hk.l)})}{\operatorname{Sin}(30^\circ + \varphi_{(hk.l)})} \quad (16)$$

Площадь полной поверхности дигексагональной бипирамиды определится выражением:

$$S_{\{hk.l\}} = c^2 \frac{6 \sin(60^\circ + \varphi_{\{hk.l\}})}{\sin(30^\circ + \varphi_{\{hk.l\}}) \cos \rho_{\{hk.l\}}} \quad (17)$$

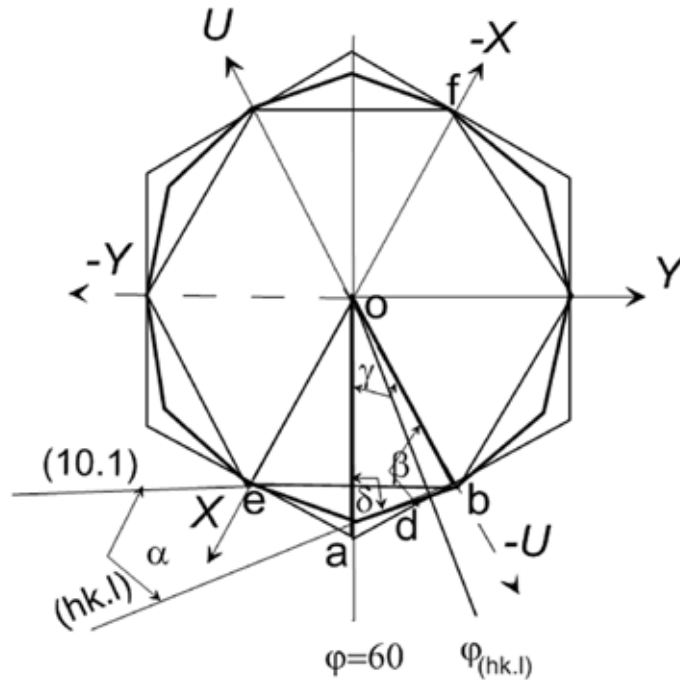


Рис. 4. Поперечный разрез гексагональных пирамид и призмы.

Высота пирамиды ( $H$ ) равна:

$$H = od \cdot \operatorname{tg} \rho_{\{hk.l\}} = c \sin(60^\circ + \varphi_{\{hk.l\}}) \operatorname{tg} \rho_{\{hk.l\}} \quad (18)$$

Объем дигексагональной бипирамиды при этом равен:

$$V_{\{hk.l\}} = \frac{2}{3} S_{\{00.1\}} H = c^3 \frac{2 \sin(60^\circ + \varphi_{\{hk.l\}}) \operatorname{tg} \rho_{\{hk.l\}}}{\sin(30^\circ + \varphi_{\{hk.l\}})} \quad (19)$$

Подставив (17) и (19) в (1) получим выражение  $F$ -функции дигексагональной бипирамиды.

$$F_{\{hk.l\}} = \left[ \frac{2 \sin(60^\circ + \varphi_{\{hk.l\}}) \operatorname{tg} \rho_{\{hk.l\}}}{\sin(30^\circ + \varphi_{\{hk.l\}})} \right]^{\frac{2}{3}} \frac{6 \sin(60^\circ + \varphi_{\{hk.l\}})}{\sin(30^\circ + \varphi_{\{hk.l\}}) \cos \rho_{\{hk.l\}}} \quad (20)$$

Как следствия из (20) получим выражения  $F$ -функции следующих форм:

1. При  $\varphi = 30^\circ$  гексагональных бипирамид  $\{hh.l\}$

$$F_{\{hh.l\}} = \left[ \frac{4 \operatorname{tg} \rho_{\{hk.l\}}}{\sqrt{3}} \right]^{\frac{2}{3}} \frac{4\sqrt{3}}{\cos \rho_{\{hk.l\}}} \quad (21)$$

2. При  $\varphi = 60^\circ$  гексагональных бипирамид  $\{hh.l\}$

$$F_{\{hh.l\}} = \left[ \frac{43 \operatorname{tg} \rho_{\{hk.l\}}}{2} \right]^{\frac{2}{3}} \frac{3\sqrt{3}}{\cos \rho_{\{hk.l\}}} \quad (22)$$

Разделив в (20), (21) и (22) подстепенную часть первого множителя и второй множитель на 2, а также добавив ко второму множителю площадь моноэдра (16) получим выражения для квазипростых пирамидальных гемиморфных форм:

1. закрытых дигексагональных пирамид  $\{hk.l\}$  (класс  $3m$ )

$$F_{\{hk.l\}} = \left[ \frac{\sin(60^\circ + \varphi_{\{hk.l\}}) \operatorname{tg} \rho_{\{hk.l\}}}{\sin(30^\circ + \varphi_{\{hk.l\}})} \right]^{\frac{2}{3}} \frac{3 \sin(60^\circ + \varphi_{\{hk.l\}})}{\sin(30^\circ + \varphi_{\{hk.l\}})} \left( \frac{2}{\cos \rho_{\{hk.l\}}} + 1 \right); \quad (23)$$

2. закрытых гексагональных пирамид  $\{hh.l\}$

$$F_{\{hh.l\}} = \left[ \frac{2tg \rho_{(hk.l)}}{\sqrt{3}} \right]^{\frac{2}{3}} \sqrt{3} \left( \frac{2}{\cos \rho_{(hk.l)}} + 1 \right) \quad (24)$$

3. закрытых гексагональных пирамид  $\{h0.l\}$

$$F_{\{hh.l\}} = \left[ \frac{3tg \rho_{(hk.l)}}{4} \right]^{\frac{2}{3}} \frac{3\sqrt{3}}{4} \left( \frac{2}{\cos \rho_{(hk.l)}} + 1 \right) \quad (25)$$

### 3. Квазипростые закрытые призмы

Для призм введем новую переменную  $x$ , представляющую отношение длины кристалла по оси  $L_3$  для тригональных или по оси  $L_6$  для гексагональных кристаллов к их толщине, измеряемой по оси  $L_2$ . Условимся толщину гексагональных и тетрагональных призм во всех случаях измерять по оси  $L_2$ , перпендикулярной к их противоположным граням. Если не соблюдать это условие, то рассчитанные значения  $F$ - функции названных выше призм I и II рода будут разными, что по определению  $F$ - функции [9] неверно. Дитригональная призма при  $\alpha = 30^\circ$  вырождается в гексагональную призму  $\{11.0\}$ . Выразим размеры кристалла по этим осям через принятый параметр приведения  $c$  (длина стороны поперечного сечения тригональной призмы), новую переменную  $x$  и угол  $\alpha$ :  $(10.0) \wedge (hk.0)$ . Исходные элементы грани  $\{hk.0\}$  при этом те же, что и на рисунке 1. С учетом принятого выше условия и того, что дитригональная призма при  $\alpha=30^\circ$  вырождается в гексагональную призму  $\{11.0\}$ , толщина призмы равна:

$$L_2 = \frac{\sqrt{3} c}{2 \cos \alpha} \quad (25)$$

Тогда

$$L_3 = \frac{\sqrt{3} c}{2 \cos \alpha} x \quad (26)$$

Площадь полной поверхности и объем закрытой пинакоидом призмы соответственно равны:

$$S_{\Sigma} = 6L_3(ab) + S_{\{00.1\}} = \frac{\sqrt{3}c^2}{\cos \alpha} \left[ \frac{3x}{2 \cos \alpha} + \sin(30 + \alpha) \right] \quad (27)$$

$$V = S_{\{00.1\}} L_3 = \frac{3c^3 x \sin(30^\circ + \alpha)}{4 \cos^2 \alpha} \quad (28)$$

Подставив (27) и (28) в (1) получим выражение  $F$ -функции закрытой дитригональной призмы.

$$F_{(hk.0)} = \left[ \frac{3x \sin(30^\circ + \alpha)}{4 \cos^2 \alpha} \right]^{\frac{2}{3}} \frac{\sqrt{3}}{\cos \alpha} \left[ \frac{3x}{2 \cos \alpha} + \sin(30^\circ + \alpha) \right] \quad (29)$$

Выразим (29) в сферических координатах, заменив переменную  $\alpha = 60 - \varphi_{(pлю0)}$ :

$$F_{(hk.0)} = \left[ \frac{3x \cos \varphi_{(hk.0)}}{4 \cos^2(60^\circ - \varphi_{(hk.0)})} \right]^{\frac{2}{3}} \frac{3\sqrt{3}x}{2 \cos^2(60^\circ - \varphi_{(hk.0)})} + \frac{\cos \varphi_{(hk.0)}}{\cos(60^\circ - \varphi_{(hk.0)})} \quad (30)$$

Подставив последовательно в (29) предельные значения угла  $\alpha 0^\circ$  и  $30^\circ$ , получим формулы  $F$ -функции закрытых тригональной  $\{10.0\}$  и гексагональной призм  $\{11.0\}$

$$F_{(10.0)} = \left\{ \frac{3x}{8} \right\}^{\frac{2}{3}} \frac{\sqrt{3}}{2} (3x + 1) \quad (31)$$

$$F_{\{11.0\}} = \left( \frac{\sqrt{3}x}{2} \right)^{\frac{2}{3}} \sqrt{3} (2x + 1) \quad (32)$$

Вычисленное по формуле (32) значение  $F$ - функции закрытой гексагональной призмы I рода  $\{11.0\}$  при удлинении кристалла  $x=1$  равно 5.72.

Затем найдем выражение  $F$ -функции дигексагональной призмы. Для начала определим площадь полной поверхности и объем закрытой призмы, воспользовавшись рисунком 4. Выразим размеры кри-

сталла по осям  $L_2$  и  $L_3$  через параметр приведения  $c$ , равный стороне гексагонального сечения призмы, и удлинению  $x$ :

$$L_2 = \frac{\sqrt{3}c}{\cos\alpha} \quad (33)$$

$$L_3 = \frac{\sqrt{3}c}{\cos\alpha} x \quad (34)$$

Площадь полной поверхности и объем закрытой пинакоидом призмы соответственно равны (промежуточные расчеты опускаем):

$$S_{\Sigma} = 12L_3(ab) + S_{\{00,1\}} = c^2 \frac{6}{\cos\alpha} \left[ \frac{\sqrt{3}x}{\cos\alpha} + \sin(60^\circ + \alpha) \right] \quad (35)$$

$$V = S_{\{00,1\}}L_3 = \frac{3\sqrt{3}c^3x \sin(60^\circ + \alpha)}{\cos^2\alpha} \quad (36)$$

Подставив (35) и (36) в (1), получим выражение  $F$ -функции закрытой дигексагональной призмы.

$$F_{(hk,0)} = \left[ \frac{3\sqrt{3}x \sin(60^\circ + \alpha)}{\cos^2\alpha} \right]^{-\frac{2}{3}} \frac{6}{\cos\alpha} \left[ \frac{6\sqrt{3}x}{\cos^2\alpha} + \frac{6\sin(60^\circ + \alpha)}{\cos\alpha} \right] \quad (37)$$

Выразим (37) в сферических координатах, заменив переменную  $\alpha = 60^\circ - \varphi_{(hk,0)}$ :

$$F_{(hk,0)} = \left[ \frac{3\sqrt{3}x \sin(60^\circ + \varphi_{(hk,0)})}{\cos^2(60^\circ - \varphi_{(hk,0)})} \right]^{-\frac{2}{3}} \left[ \frac{6\sqrt{3}x}{\cos^2(60^\circ - \varphi_{(hk,0)})} + \frac{6\sin(60^\circ + \varphi_{(hk,0)})}{\cos(60^\circ - \varphi_{(hk,0)})} \right] \quad (38)$$

Подставив последовательно в (30) предельные значения угла  $\varphi$   $30^\circ$  и  $60^\circ$ , получим формулы  $F$ -функции закрытых гексагональных призм II рода  $\{11,0\}$  и I рода  $\{10,0\}$ .

$$F_{(11,0)} = (4\sqrt{3}x)^{\frac{2}{3}} 4\sqrt{3}(2x+1) \quad (39)$$

$$F_{(10,0)} = \left[ \frac{9x}{2} \right]^{\frac{2}{3}} 3\sqrt{3}(2x+1) \quad (40)$$

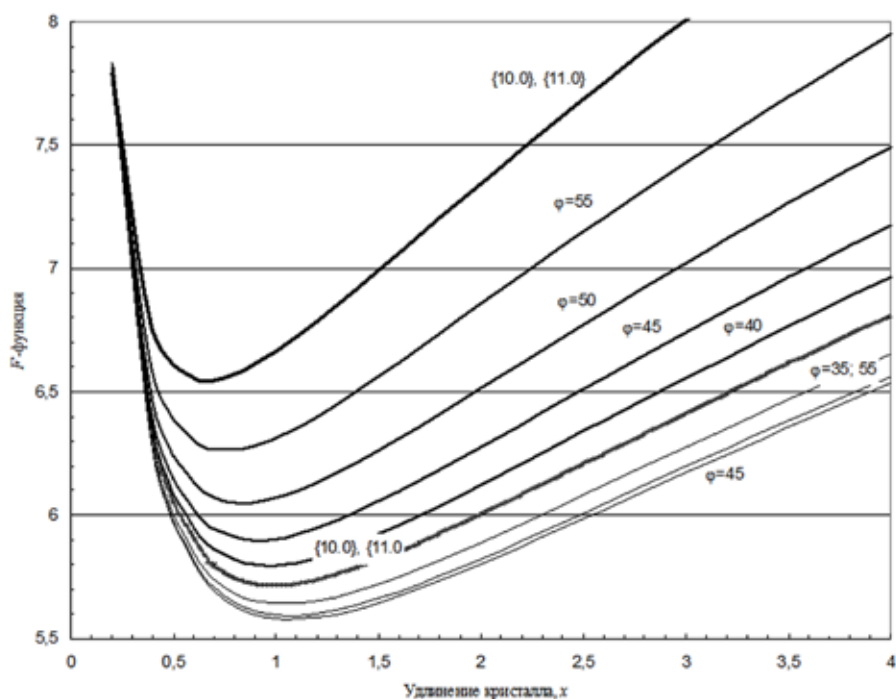


Рис. 5. Морфометрические графики квазипростых призм тригональной и гексагональной сингоний.

Вычислив по формулам (39) и (40) значения  $F$ -функции квазипростых призм II рода  $\{11.0\}$  и I рода  $\{10.0\}$  для удлинения кристалла  $x = 1$ , получим равные значения  $F = 5.72$ , что и должно быть по определению  $F$ -функции. На рисунке 5 кривые, описывающие изменение формы дитригональных призм, расположены выше кривой гексагональной призмы. По мере возрастания долготы их граней ( $\varphi$ ) кривые приближаются к кривой тригональной призмы.

Кривые дигексагональных призм располагаются ниже кривой гексагональной призмы. Поскольку гомологический ряд этих призм начинается и заканчивается гексагональной призмой ( $\{10.0\}$  и  $\{11.0\}$  или наоборот), кривые располагаются симметрично относительно кривой  $\varphi = 45^\circ$ . Все кривые гексагонального семейства имеют минимум при удлинении кристалла  $x \cong 1$ . Интересно что при удлинении  $x = 1$   $F$ -функция гексагональной призмы равна  $F$ -функции октаэдра (5.72). Положение минимума  $F$ -функции дитригональных призм смещается при уменьшении удлинения кристалла от  $x = 1$  до  $x = 0.7$ . Вправо от минимума все кривые умеренно возрастают с увеличением удлинения кристаллов. Влево от минимума они так резко возрастают, что уже при  $x \cong 0,5$  в принятом масштабе оси  $y$  сливаются в одну кривую. В действительности они сохраняют различия, что видно на рисунке 6, представляющем фрагмент рисунка 5, построенный для удлинений кристаллов  $x \leq 0.5$ .

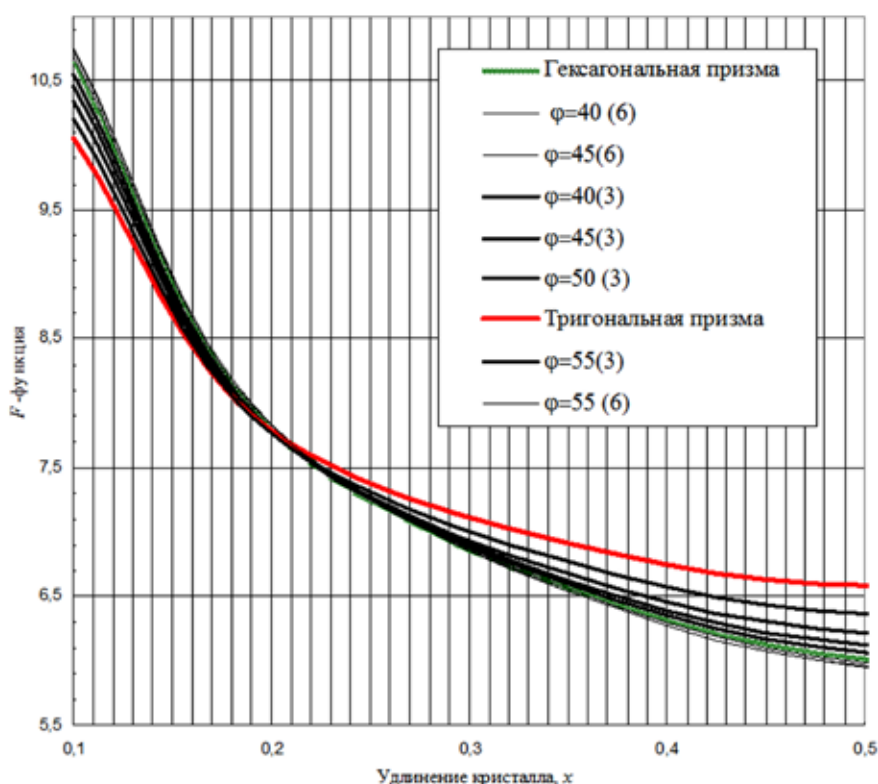


Рис. 6. Фрагмент рисунка 5 для удлинения кристаллов  $x < 5$ .

При  $x = 0.2$  происходит изменение отношения значений  $F$ -функции призм тригонального и гексагонального ряда на обратное. Геометрически эта инверсия понятна. Имеет ли она какие-либо кристаллографические следствия, предстоит еще выяснить.

### Тригональные скаленоэдры

Тригональный скаленоэдр является видообразующей формой, встречающейся только в одном классе  $(\bar{3}m)$  тригональной сингонии. Скаленоэдр представляет гексагональную бипирамиду, каждая из 12 граней которой неравносторонний косоугольный треугольник. На рисунке 7 изображена проекция скаленоэдра на плоскость  $XOY$ . Кроме неё показано базальное сечение гексагональной пирамиды и след пересечения грани скаленоэдра ( $hk.l$ ) с плоскостью  $XOY$ . Приведенную поверхность скаленоэдра ( $F$ -функцию) выразим как функцию сферических координат его грани. В качестве параметра приведения ( $c$ ) выберем длину стороны базального сечения гексагональной пирамиды. Определим площадь полной поверхности и объем скаленоэдра. Для этого обратимся к проекции его грани  $aob$  на рисунке 7 и определим её площадь.



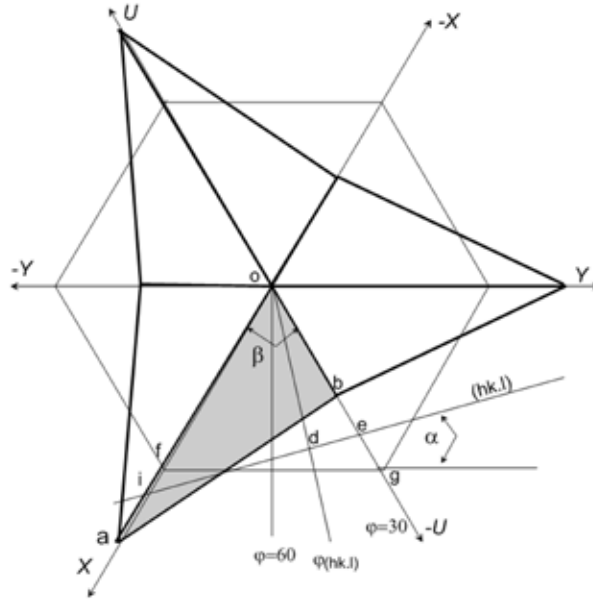


Рис. 7. Проекция верхней части скаленоэдра на плоскость XOY.

В силу симметрии скаленоэдра отрезки, на длину которых одно ребро пирамиды удлиняется ( $af$ ), а другое укорачивается ( $bg$ ) равны. Тогда

$$S_{aob} = \frac{1}{2}[c + (af)][c - (bg)]\sin\beta = \frac{\sqrt{3}[c^2 - (bg)^2]}{4} \quad (41)$$

Площадь полной поверхности скаленоэдра при этом равна:

$$S_{\{hk,l\}} = 12 \frac{S_{aob}}{\cos\rho_{(hk,l)}} = \frac{3\sqrt{3}[c^2 - (bg)^2]}{\cos\rho_{(hk,l)}} \quad (42)$$

Объем скаленоэдра равен:

$$V_{\{hk,l\}} = \frac{S_{\{hk,l\}}}{3} \vec{n} = \frac{\sqrt{3}[c^2 - (bg)^2]}{\cos\rho_{(hk,l)}} \left[ c + \frac{(bg)}{2} \right] \sin\varphi_{(hk,l)} \sin\rho_{(hk,l)}, \quad (43)$$

где  $\vec{n}$  – нормаль к грани скаленоэдра.

Сферическая координата грани  $\varphi$  изменяется в пределах  $30^\circ < \varphi < 60^\circ$  для положительных и  $0^\circ < \varphi < 30^\circ$  для отрицательных скаленоэдров. С учетом этого для рассматриваемого случая положительного скаленоэдра длину отрезка  $bg$  можно определить выражением:

$$bg = c \sin(60^\circ - \varphi_{(hk,l)}) \quad (44)$$

То же для отрицательного скаленоэдра:

$$bg = c \sin(30^\circ - \varphi_{(hk,l)}) \quad (45)$$

Подставив последовательно (44) и (45) в (42) и (43), а затем полученные выражения в (1), после простых математических преобразований получим искомые выражения  $F$ -функции:

для положительных скаленоэдров:

$$F_{(hk,l)} = \left\{ \sqrt{3} \left[ 1 + \frac{\sin\left(\frac{\pi}{3} - \varphi_{(hk,l)}\right)}{2} \right] \sin\varphi_{(hk,l)} \operatorname{tg}\rho_{(hk,l)} \left[ 1 - \sin^2\left(\frac{\pi}{3} - \varphi_{(hk,l)}\right) \right] \right\}^{\frac{-2}{3}} \rightarrow \quad (46)$$

$$\rightarrow \frac{\sqrt{3}}{\cos\rho_{(hk,l)}} \left[ 1 - \sin^2\left(\frac{\pi}{3} - \varphi_{(hk,l)}\right) \right]$$

для отрицательных скаленоэдров:

$$F_{(hk,l)} = \left\{ \sqrt{3} \left[ 1 + \frac{\sin\left(\frac{\pi}{6} - \varphi_{(hk,l)}\right)}{2} \right] \sin\left(\frac{\pi}{6} + \varphi_{(hk,l)}\right) \operatorname{tg} \rho_{(hk,l)} \left[ 1 - \sin^2\left(\frac{\pi}{6} - \varphi_{(hk,l)}\right) \right] \right\}^{-\frac{2}{3}} \rightarrow \quad (47)$$

$$\rightarrow \frac{\sqrt{3}}{\operatorname{Cos} \rho_{(hk,l)}} \left[ 1 - \sin^2\left(\frac{\pi}{6} - \varphi_{(hk,l)}\right) \right]$$

Морфометрические графики, построенные по формулам (46) и (47), представлены на рисунке 8. В левой половине рисунка ( $0 < \varphi < 30^\circ$ ) расположено поле отрицательных скаленоэдров, а в правой ( $30^\circ < \varphi < 60^\circ$ ) – положительных скаленоэдров. Для примера на графики вынесены скаленоэдры оптического исландского шпата из месторождений Сибирской платформы и других шпатоносных регионов мира, данные по которым заимствованы из [5]. Крупными маркерами показаны габитусные формы скаленоэдров.

В поле как положительного, так и отрицательного скаленоэдра маркеры расположились закономерно, потому что сферические координаты в выражениях (46) и (47) не являются независимыми переменными. Положение маркеров габитусных форм подтверждает правило, согласно которому в огранении кристалла доминируют формы с минимальной приведенной поверхностью.

При  $\varphi = 30^\circ$  отрицательные скаленоэдры вырождаются в гексагональные бипирамиды  $\{hh.l\}$ , а при  $\varphi = 60^\circ$  в гексагональные бипирамиды  $\{h0.l\}$ .

## 5. Ромбоэдры

Ромбоэдр возможен в двух наиболее распространенных в царстве минералов классах симметрии тригональной сингонии  $32$  и  $\bar{3}m$ . Ромбоэдр однозначно определяется длиной стороны ( $c$ ) ромба и одним из его углов ( $\alpha$ ). В этом случае площадь полной поверхности ромбоэдра равна:

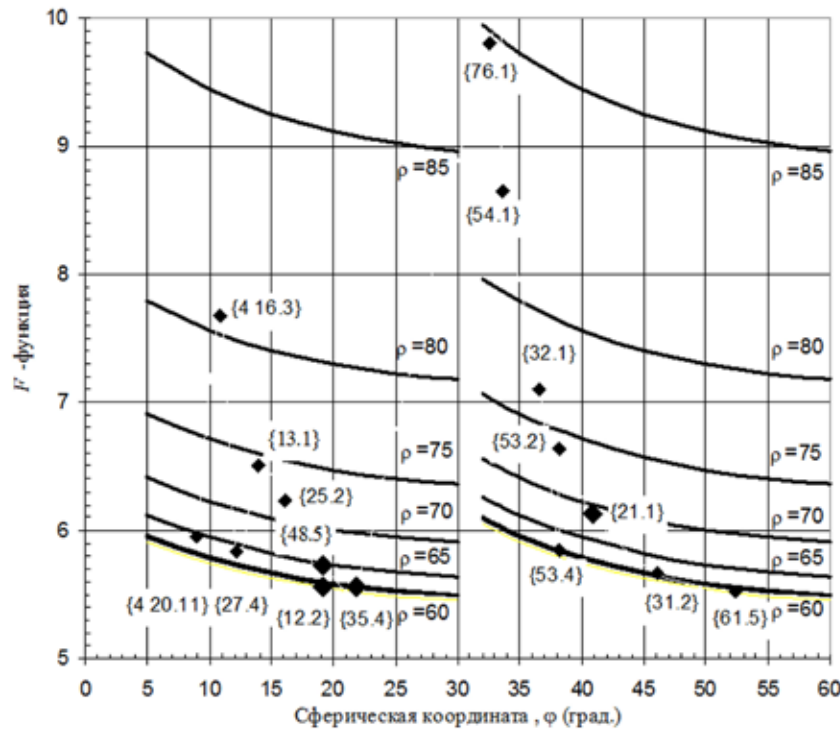


Рис. 8. Морфометрические графики тригональных скаленоэдров.

$$S_{\{h0,l\}} = 6c^2 \sin \alpha_{(h0,l)} \quad (48)$$

Объем ромбоэдра определяется выражением [9]:

$$V_{\{h0,l\}} = c^3 \sqrt{1 - 3\operatorname{Cos}^2 \alpha_{(h0,l)} + 2\operatorname{Cos}^3 \alpha_{(h0,l)}} \quad (49)$$

Подставив (48) и (49) в (1) получим выражение  $F$ -функции ромбоэдров.

$$F_{\{h0.l\}} = \left( \sqrt{1 - 3\cos^2 \alpha_{(h0.l)} + 2\cos^3 \alpha_{(h0.l)}} \right)^{-2} 6\sin \alpha_{(h0.l)} \quad (50)$$

Ромбический угол  $\alpha$  конкретного ромбоэдра определяется с помощью сетки Вульфа по сферическим координатам по методике, изложенной в [2]. При  $\alpha = 90^\circ$  ромбоэдр вырождается в куб.

Рассчитанный по формуле (50) морфометрический график для ромбоэдров изображен на рисунке 9. На график маркерами вынесены формы, наиболее часто встречающиеся на месторождениях оптического кальцита Сибирской платформы [5]. Крупными маркерами показаны габитусные формы, в качестве которых выступают ромбоэдры с малым значением  $F$ -функции.

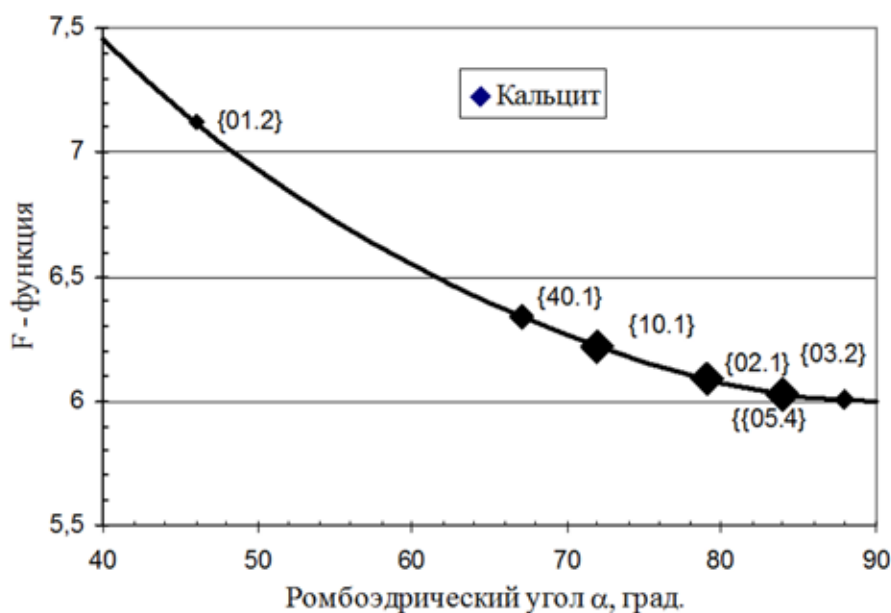


Рис. 9. Морфометрический график ромбоэдров.

По описанию А.В. Скропышева и А.Л. Кукуй [5] кристаллы кальцита зарождаются и некоторое время растут в форме положительного {10.1} или отрицательного {01.1} ромбоэдра, затем появляется ромбоэдр {02.1}. Ромбоэдр {05.4} обычно появляется в комбинации со скаленоэдром {16.5}. Ромбоэдр {03.2} представляет позднюю форму, появляющуюся на кристаллах ранних генераций. В целом можно выстроить обобщенную временную последовательность смены формы ромбоэдров на месторождениях Сибирской платформы:

$$\frac{\{10.1\} \pm \mp \{01.1\}}{6,22} \rightarrow \frac{\{02.1\}}{6,09} \rightarrow \frac{\{05.4\}}{6,03} \rightarrow \frac{\{03.2\}}{6,003} \quad (51)$$

В (51), в знаменателе показано значение  $F$ -функции ромбоэдра.

В ряду сменяющихся форм ромбоэдра отчетливо проявляется тренд снижения значений  $F$ -функции, что в соответствии с феноменологической теорией морфогенеза кристаллов [6, 7] свидетельствует о кристаллизации оптического кальцита в условиях снижающегося пересыщения гидротермальных растворов.

Мы рассмотрели все закрытые простые и квазипростые формы тригональной и гексагональной сингоний, за исключением тригонального и гексагонального трапецоэдров, практически не встречающихся в виде габитусных форм в огранении реальных кристаллов минералов. В огранении кристаллов средней категории симметрии очень редко участвует только одна закрытая форма. Обычно они ограняются комбинацией нескольких простых форм, но этому будет посвящена следующая наша статья.

### Список литературы

1. Костов И. Минералогия. «Мир», М., 1971
2. Лейтвейн Ф., Зоммер-Кулачевски Ш. Кристаллография. М.: «Высшая школа», 1968.

3. Минералы. Спр. Т. 1. Самородные элементы, интерметаллические соединения, карбиды, нитриды, фосфиды, арсениды, антимониды, висмутиды, сульфиды, селениды, теллуриды. М.: Изд-во АН СССР, 1960.
4. Минералы. Спр. Т. 2. Вып. 2. Простые окислы. М.: Изд. АН СССР, 1965.
5. Скропышев А.В., Кукуй А.П. Исландский шпат. Л.: Изд-во «НЕДРА», 1972.
6. Страшненко Г.И. Теоретическое обоснование интегрального количественного интегрального показателя формы кристалла. Тр. XI Всерос. (с межд. уч.) науч. школы «Математ. исслед. в естеств. науках» Апатиты, 2014.
7. Страшненко Г.И. Феноменологическая теория морфогенеза кристаллов. «Тр. XII Всероссийской Ферсман. науч. сессии». Апатиты, 2015. С. 312-323.
8. Страшненко Г.И. Построение морфометрических и морфогенетических диаграмм кристаллов кубической сингонии. «Тр. XII Всерос. Ферсмановской науч. сессии». Апатиты. 2015. С. 323-334.
9. Шаскольская М.П. Кристаллография. М.: «Высшая школа», 1976. 302 с.

### **ВЛИЯНИЕ МЕТАМОРФИЗМА НА КАЧЕСТВО ХРОМШПИНЕЛИДОВ КАЛНИНСКОГО УЛЬТРАМАФИТОВОГО МАССИВА (ЗАПАДНЫЙ САЯН)**

Юричев А.Н.

Томский государственный университет, Томск, juratur@sibmail.com

Проявления хромовых руд в пределах Красноярского края известны на Енисейском кряже и Западном Саяне. Наиболее перспективным из этих проявлений признан Амыльский хромитоносный район, в пределах которого располагается один из потенциально перспективных на хромиты Калнинский ультрамафитовый массив [2, 6-7].

Калнинский массив находится в северо-восточной части Западного Саяна в междуречье нижнего течения рр. Кална и Бесь, левых притоков р. Амыл; в геологическом отношении – расположен в зоне сочленения Куртушибинского и Северо-Саянского офиолитовых поясов, сложенных осадочно-вулканогенными образованиями венда и нерасчлененного венд-кембрия [1]. В плане он имеет удлиненную форму, в виде овала размером 8×6 км, который ориентирован в широтном направлении и является тектоническим блоком, окруженным тектоническим серпентинитовым меланжем. Массив сложен преимущественно метаморфическими ультрамафитами, которые представлены реститовыми породами дунит-гарцбургитового полосчатого комплекса Куртушибинского офиолитового пояса.

Дуниты и гарцбургиты обычно имеют средне-, крупнозернистые структуры, нередко – грубозернистые. Они в различной степени были подвержены пластическим деформациям, что выражается в появлении неоднородного погасания минералов, полос пластического излома и порфирикластезе, обусловленном синтетектонической рекристаллизацией. Среди дунитов Калнинского массива выявляются линейные тела полосчатых хромитов. Ограниченным распространением в массиве пользуются ортопироксениты и мелкие секущие дайкообразные тела габброидов.

Выявленные рудопроявления хромшпинелидов Калнинского массива приурочены в большинстве случаев к трещинам в дунитах, в связи с чем данные породы представляют наибольший металлогенетический интерес. На желтых корочках выветривания в дунитах постоянно отмечается заметная акцессорная вкрапленность хромшпинелидов (до 5 %, в рудных зонах их содержание возрастает), которые обычно представлены субизометричными и эвгедральными, а также часто удлиненными эллипсоидальными зернами размером около 0.5 мм, редко до 1.5-2 мм. Зерна окрашены в темно-бурый, красно-бурый цвет. Нередко зерна хромшпинелидов обнаруживают цепочечное и струйчатое расположение в северо-западном направлении согласно внутренней полосчатой структуре массива.

Мелкие жилки хромшпинелидов в дунитах имеют вкрапленную структуру. Содержание зерен хромшпинелидов в них составляет до 60-70 %, промежутки между которыми выполнены лизардитом с петельчатой структурой. Зерна хромшпинелидов здесь характеризуются субизометричной и неправильной формой. Часто они образуют «сросшиеся» агрегаты, в которых отчетливо различаются границы отдельных индивидов, с преобладающим размером от 1 до 2.5 мм.

В зонах оруденения количество хромшпинелидов существенно возрастает и может значительно варьировать от 10 до 50-70 %, с образованием от убого вкрапленных до густо вкрапленных руд. Зоны оруденения имеют линейное северо-западное простирание, их мощность, как правило, не превышает 10-15

м. Для них характерно полосчатое строение, обусловленное различной концентрацией хромшпинелидов в дунитовом субстрате. Ширина отдельных полосок обычно менее 10 см, нередко внутри последних отмечается согласное директивное расположение как отдельных зерен хромшпинелидов, так и их агрегатов.

Проведенные исследования вещественного состава хромшпинелидов показывают, что все проанализированные образцы характеризуются высокохромистым составом ( $Cr_2O_3=51.17-63.94\%$ ) и в целом очень слабо метаморфизованы. В составе постоянно отмечаются NiO (до 0.29%), CoO (до 0.15%), ZnO (до 0.35%) и  $V_2O_5$  (до 0.27%).

Согласно классификационной диаграмме Н.В. Павлова [3], большая часть шпинелидов по химическому составу соответствует хромитам, в значительно меньшем количестве отмечаются алюмохромиты, субферриалюмохромиты и субферрихромиты (табл., рис. 1). На рис. 1, 2 фигуративные точки составов хромшпинелидов образуют линейно вытянутый рой точек, через который можно провести эволюционный тренд, отражающий уменьшение магнезиальности и глиноземистости при увеличении содержаний хрома и железа.

Таблица. Средние составы хромшпинелидов из ультрамафитов Калнинского массива, масс. %.

CrSp	N	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	V <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	FeO	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	MnO	MgO	NiO	ZnO	CoO	Сумма	Mg#	Fe#	Cr#
1	326	0.12	8.35	59.88	0.15	17.29	3.19	0.31	10.22	0.07	0.09	0.07	99.81	0.51	0.49	0.83
2	12	0.13	8.99	55.44	0.18	19.10	6.08	0.34	9.27	0.10	0.07	0.07	100.03	0.46	0.54	0.81
3	29	0.18	13.72	53.72	0.17	17.63	3.51	0.29	10.66	0.06	0.11	0.06	100.17	0.52	0.48	0.72
4	7	0.16	13.10	52.27	0.17	17.56	5.57	0.34	10.54	0.09	0.10	0.07	100.01	0.52	0.48	0.73

Примечание. Химический состав хромшпинелидов определялся методом микрозондового анализа в ГЕОХИ РАН (г. Москва) на микроанализаторе Camebax CX-100. CrSp – хромшпинелиды: 1 – хромиты, 2 – субферрихромиты, 3 – алюмохромиты, 4 – субферриалюмохромиты; N – количество анализов; Mg#= $Mg/(Mg+Fe^{2+})$ ; Fe#= $Fe^{2+}/(Mg+Fe^{2+})$ ; Cr#= $Cr/(Cr+Al)$ .

Анализ химических составов хромшпинелидов в породах массива позволяет проследить две эволюционные стадии их преобразования. Первая стадия связана с высокобарическим динамометаморфизмом и включала в себя процессы деформаций, скучивания океанической литосферы и ее аккреции с пассивной окраиной континента. На данной стадии происходил вынос из шпинелидов Al и Mg и накопление Cr, Fe и Mn.

В результате выноса из рудных хромшпинелидов Mg и значительного количества Al увеличивается их железистость и хромистость (табл., рис. 1). Таким образом, на первой стадии произошло естественное

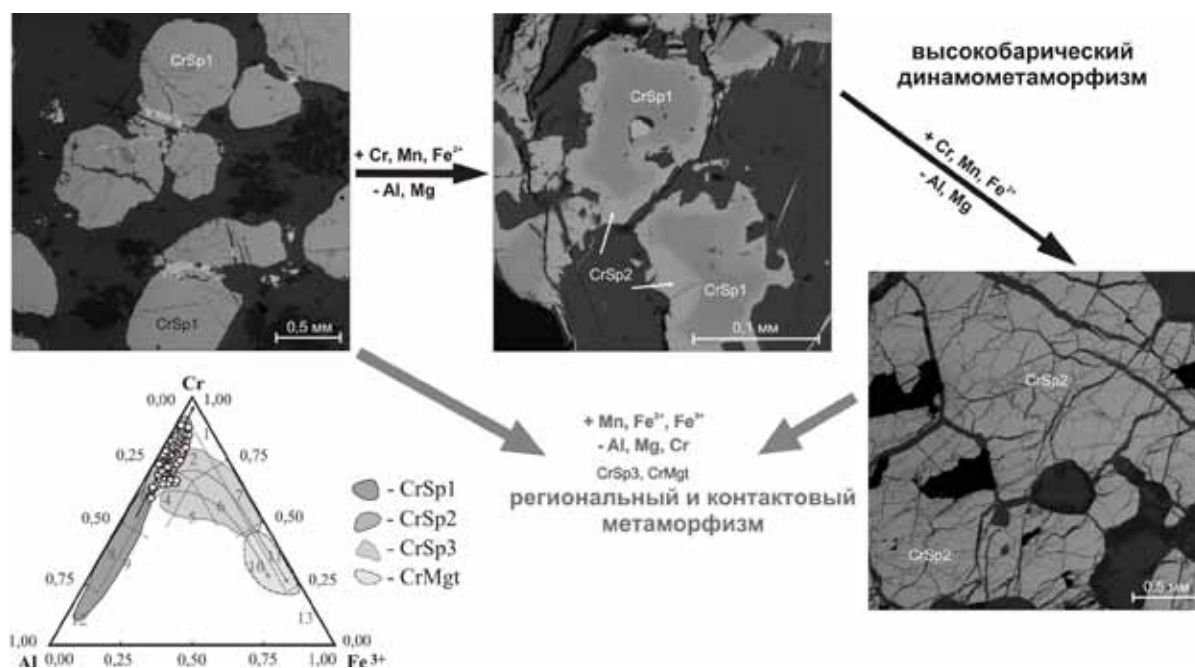


Рис. 1. Схема метаморфизма акцессорных и рудных хромшпинелидов из ультрамафитов Калнинского массива. На врезке – области распространения выделенных хромшпинелидов на классификационной диаграмме Н.В. Павлова [3], номера шпинелидов: 1 – хромит, 2 – субферрихромит, 3 – алюмохромит, 4 – субферриалюмохромит, 5 – ферриалюмохромит, 6 – субалюмоферрихромит, 7 – феррихромит, 8 – хромпикотит, 9 – субферрихромпикотит, 10 – субалюмохроммагнетит, 11 – хроммагнетит, 12 – пикотит, 13 – магнетит.

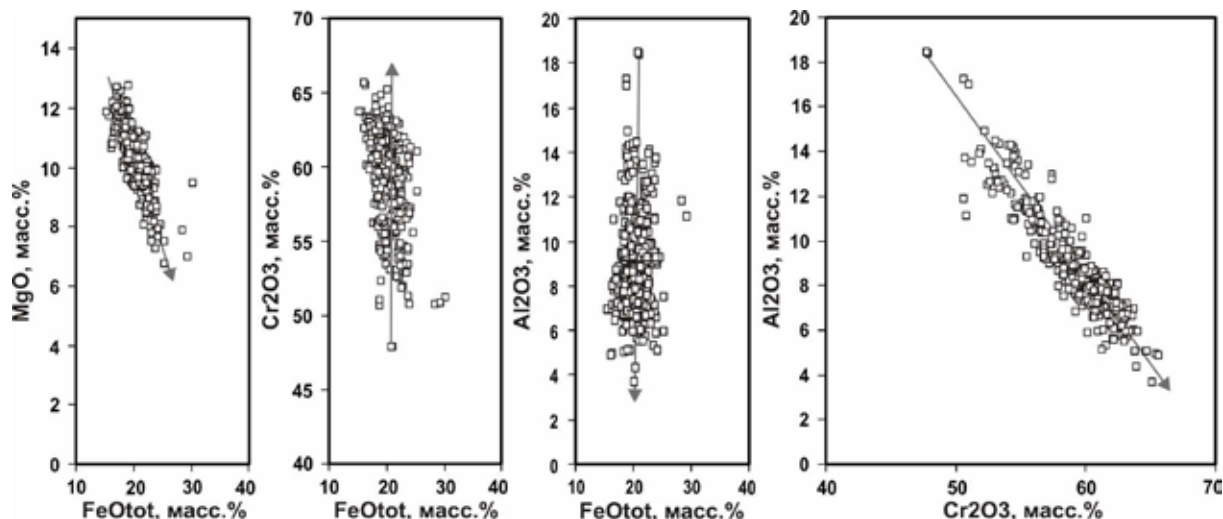


Рис. 2. Связь между содержанием  $\text{Cr}_2\text{O}_3$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{MgO}$  и содержанием  $\text{FeO}_{\text{tot}}$  (общее) в шпинелидах из пород Калнинского массива.

«облагораживание» калнинских хромшпинелидов. Развитие такого механизма «облагораживания» ранее получило подтверждение экспериментальными исследованиями [5, 8], а также находками минералов высоких и сверхвысоких давлений (алмаз, карбиды кремния, псевдоморфы октаэдрического оливина, корунд, циркон, гранат и др.) в хромититах ультрамафитовых массивов Полярного Урала [4, 9]

Вторая стадия связана с процессами наложенного прогрессивного регионального и контактового метаморфизма и приводит к преобразованию, перекристаллизации хромшпинелидов с выносом из них  $\text{Al}$ ,  $\text{Mg}$  и  $\text{Cr}$  при накоплении  $\text{Mn}$  и перехода закисного железа в окисное. В Калнинском массиве, очевидно, проявился пострудный метаморфизм низких ступеней, который выразился в незначительной серпентинизации вмещающих ультрабазитов с образованием лизардита. Качественный состав руд при этом не претерпел существенного изменения и его преобразование выразилось только в незначительном повышении железистости, что не повлияло на промышленные свойства сырья.

### Список литературы

1. Добрецов Н.Л., Пономарева Л.Г. Офиолиты и ассоциирующие глаукофановые сланы Куртушибинского хребта (Зап. Саян) // Геология и геофизика. 1976. № 2. С. 40-53.
2. Еханин Д.А. Геология и рудоносность Калнинского ультрабазитового массива: дисер. к.г.-м.н. Красноярск, 2010. 112 с.
3. Павлов Н.В. Химический состав хромшпинелидов в связи с петрографическим составом пород ультраосновных интрузивов // Тр. Геол. института РАН. 1949. Вып. 103. 91 с.
4. Суставов С.Г., Вахрушева Н.В. Хромовый рутил в хромититах Енгайской площади массива Рай-Из // Вестник Уральского отд. Росс. мин. общества. 2010. № 7. С. 159-162.
5. Туркин А.И., Соболев Н.В. Пироп-кноррингитовые гранаты: обзор экспериментальных данных и природных парагенезисов // Геология и геофизика. 2009. Т. 50. № 12. С. 1506-1523.
6. Чернышов А.И., Юричев А.Н. Петроструктурная эволюция ультрамафитов Калнинского хромитового массива в Зап. Саяне // Геотектоника. 2013. № 4. С. 31-46.
7. Юричев А.Н. Калнинский ультрамафитовый массив Западного Саяна: рудная минерализация и ее генетическая природа // Известия ТПУ. 2015. Т. 326. № 2. С. 61-69.
8. Brey G.P., Doroshev A.M., Girmis A.V., Turkin A.I. Garnet-spinel-olivine-orthopyroxene equilibria in the  $\text{FeO-MgO-Al}_2\text{O}_3\text{-SiO}_2\text{-Cr}_2\text{O}_3$  system: I. Composition and molar volumes of minerals // Eur. J. Mineral. 1999. V. 11. N 4. P. 599-617.
9. Yang J., Bai W., Fang Q., Meng F., Chen S., Zhang Zh., Rong H. Discovery of diamond and an unusual mineral group from the podiform chromite ore Polar Ural // Geology in China. 2007. V. 34. P. 950-953.

## ПОСТРУДНЫЕ ПРОЦЕССЫ И ИХ ВОЗДЕЙСТВИЕ НА ВЕЩЕСТВЕННЫЙ СОСТАВ ХРОМШПИНЕЛИДОВ

Юричев А.Н.

Томский государственный университет, Томск, juratur@sibmail.com

В исследованиях нескольких последних десятилетий по вопросам хромитоносности ультрабазитов из офиолитовых комплексов, неоднократно отмечалось, что качественный состав хромшпинелидов подвержен закономерным изменениям в зависимости от расстояния до основного рудного тела и густоты вкрапленности, а также от размеров рудного тела, и определяются характером пострудных процессов, затронувших массив ультрабазитов [1-2, 4, 6, 8]. К таким преобразующим агентам относятся метаморфизм и тектоническое дробление.

С.В. Москалева [1] в своих исследованиях рассматривала данные агенты в качестве главнейших факторов прогноза хромитоносности территории, основываясь на том, что при интенсивном проявлении этих факторов хромовые руды разубоживаются и уничтожаются. Однако, проведенные позднее исследования, не позволяют категорично согласиться с таким выводом [2-3, 6-10].

В настоящее время доказано, что метаморфизм рудных хромшпинелидов обусловлен, главным образом, кинетическим фактором, выражающимся в сокращении интенсивности и степени завершенности метаморфических процессов при увеличении густоты вкрапленности хромитового оруденения и размеров рудных тел [5]. Как показывают практические наблюдения, акцессорные хромшпинелиды и бедновкрапленные руды достаточно интенсивно метаморфизуются, вплоть до полного исчезновения с образованием на их месте магнетит-хлоритового агрегата. Однако, при увеличении густоты вкрапленности, начиная со средневкрапленных руд, степень воздействия метаморфизма существенно понижается, и выражается в приобретении зернами в краевых частях узких хроммагнетитовых (магнетитовых) кайм, мощность которых может возрастать при увеличении интенсивности воздействия прогрессивного высокотемпературного метаморфизма (рис. 1, б-в). Метаморфизм густовкрапленных и сливных руд выражается только в незначительном повышении железистости в краевых частях тел, а руды практически полностью сохраняют свой качественный состав и промышленные свойства (рис. 2, а).

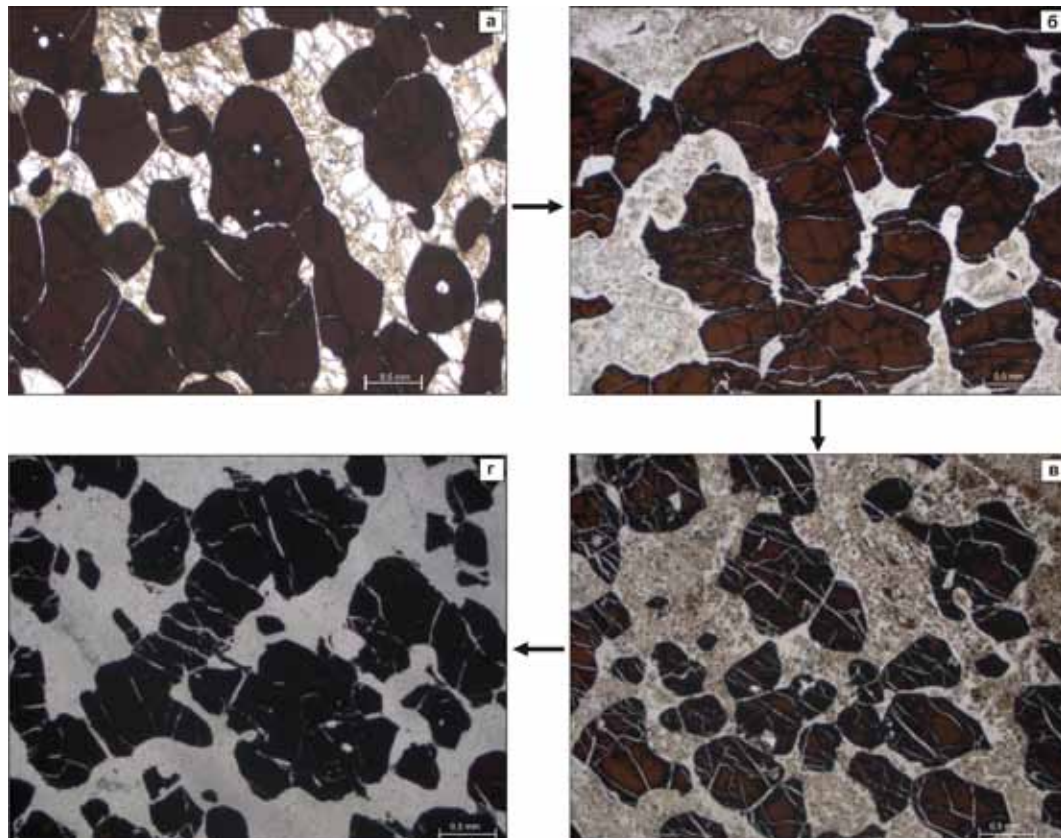


Рис. 1. Увеличение интенсивности метаморфизма хромшпинелидов из средневкрапленных хромитов Агардагского массива (республика Тыва) при возрастании степени тектонического дробления. Вишнево-красные, буро-коричневые хромиты замещаются железистыми разновидностями (феррохромит, хроммагнетит, магнетит) черного цвета.

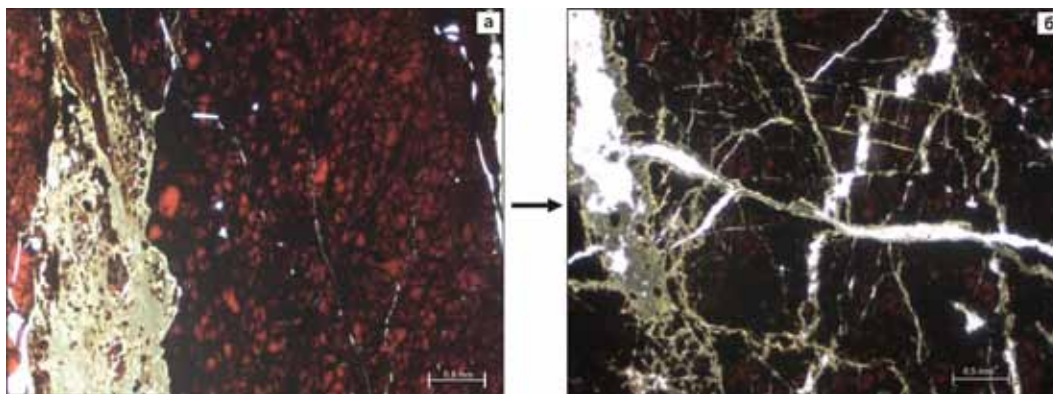


Рис. 2. Интенсивное метаморфическое преобразование линзы сливных хромшпинелидов вследствие ее тектонического дробления и растаскивания на отдельные субблочки.

На примере хромитов Агардагского массива (республика Тыва) отмечено, что степень метаморфизма хромитовых руд резко возрастает при интенсивном тектоническом дроблении маломощных рудных тел, особенно, сложенных бедно-среднекрупными рудами (рис. 1-2).

Таким образом, критерии сохранности оруденения и его качественного состава определяются характером пострудных процессов, к главным из которых относятся пострудная тектоника и метаморфизм.

Благоприятными для обнаружения значительных концентраций высококачественных хромитовых руд является отсутствие или слабое проявление наложенных метаморфических преобразований – диопсидизация, фельдшпатизация, серпентинизация антигоритизация, хлоритизация. Пострудный метаморфизм низких ступеней выражается, как правило, в серпентинизации вмещающих ультрабазитов с образованием лизардита. Качество руд при этом не претерпевает изменения и магнетит не образуется. При проявлении прогрессивного регионального или локального метаморфизма по вмещающим вкрапленное оруденение дунитам образуются серпентиниты антигоритового и хризотилового состава (штубахиты, войкариты и т.д.) с обильным выделением магнетита. Качество вкрапленных руд в зависимости от густоты вкрапленности (о чем говорилось выше) ухудшается, вследствие образования на месте хромита его железистых разновидностей (феррохромит, хроммагнетит) и хлорита, вплоть до полной потери их промышленной ценности.

При этом хромитовые тела будут сохранять первоначальную форму в участках массива, не подвергшихся тектонической переработке, дроблению. В противном случае происходит будинаж рудных тел, образование мелких разрозненных линз, дробление отдельных зерен и, как следствие всего этого, увеличение интенсивности их метаморфического преобразования.

## Список литературы

1. Москалева С.В. Гипербазиты и их хромитоносность. Л.: Недра, 1974. 279 с.
2. Перевозчиков Б.В., Набиуллин В.И. Методические основы оценки ресурсного потенциала хромовых руд офиолитовых ультрабазитов // Вестник Пермского ун-та. Геология. 2007. № 4. С. 91-105.
3. Перевозчиков Б.В., Плотников А.В., Макиев Т.Т. Природа вариаций состава рудной и акцессорной хромшпинели ультрабазитового массива Сьум-Кей (Полярный Урал) // Известия вузов. Геология и разведка. 2007. № 4. С. 32-39.
4. Пучков В.Н., Штейнберг Д.С. Строение, эволюция и минерагения гипербазитового массива Рай-Из. Свердловск: Уро АН СССР, 1990. 228 с.
5. Толканов О.А., Чернобровин В.П., Ослоповских В.Н. и др. О явлениях метаморфизма хромшпинелида хромовых руд на примере Урала. Верхне-Уфалейская группа месторождений и Качкинское месторождение // Вестник Южно-Уральского гос. ун-та. Серия: Metallургия. 2005. № 3. С. 3-12.
6. Юричев А.Н. Акцессорные шпинелиды из ультрамафитов: индикаторы условий формирования // Руды и металлы. 2013. № 6. С. 30-34.
7. Юричев А.Н. Калнинский ультрамафитовый массив Зап. Саяна: рудная минерализация и ее генетическая природа // Известия ТПУ. 2015. Т. 326. № 2. С. 61-69.
8. Юричев А.Н., Чернышов А.И. Эволюция составов шпинелиевой минерализации из различных формационных типов мафит-ультрамафитовых комплексов Канской глыбы (Вост. Саян) // Отечеств. геология. 2012. № 2. С. 42-50.
9. Юричев А.Н., Чернышов А.И., Кульков А.С. Рудная минерализация Агардагского ультрамафитового массива (Республика Тыва) // Известия ТПУ. 2013. Т. 323. № 1. С. 130-136.
10. Aswad K.J.A., Aziz N.R.H., Koyi H.A. Cr-spinel compositions in serpentinites and their implications for the petrotectonik history of the Zagros Suture Zone, Kurdistan Region, Iraq // Geol. magaz. 2011. V. 148. P. 802-818.





Технологическая  
и экспериментальная минералогия

## СТРОЕНИЕ И ЛЮМИНЕСЦЕНЦИЯ ФТОРИСТЫХ СИНТЕТИЧЕСКИХ МИНЕРАЛОВ С ЭЛЕМЕНТАМИ ПОДГРУППЫ ТИТАНА

Годнева М.М.<sup>1</sup>, Борозновская Н.Н.<sup>2</sup>

<sup>1</sup> ИХТРЭМС КНЦ РАН, Апатиты, [motov@chemy.kolasc.net.ru](mailto:motov@chemy.kolasc.net.ru)

<sup>2</sup> Томский гос. университет, геолого-географический факультет, Томск, [boroznovskaya@mail.ru](mailto:boroznovskaya@mail.ru)

Ранее была определена при температуре  $\sim 20$  °С рентгенолюминесценция (РЛ) фтористых синтетических минералов (ФСМ) элементов подгруппы титана [1,3]. Однако зависимость ее от структуры рассмотрена недостаточно. В данной работе на примере фтористых соединений сделана попытка установить связь люминесценции и химической структуры. Центры свечения, ответственные за РЛ, приписывают собственным дефектам – возбужденным состояниям атомов, например,  $F^*$ , которые должны зависеть от прочности связей этих атомов в полиэдре и определяться межатомными расстояниями. Концевым атомам присущи более короткие связи, чем менее прочным мостиковым. На примере соединений с известной структурой и соответственно с межплоскостными расстояниями в данной работе показана зависимость от них РЛ (табл. 1). Так, соединения  $K_3ZrF_7$ ,  $K_3ZrF_5SO_4 \cdot H_2O$  (моноклинная) и, вероятно,  $K_3ZrF_5C_2O_4$ , содержащие в структуре только концевые атомы фтора, не светятся, либо имеют слабую РЛ. В то же время гексафторометаллаты, в которых имеются концевые и мостиковые связи фтора с элементом–комплексобразователем, характеризуются интенсивным свечением с максимумами на кривых люминесценции при 290-320 нм. Интенсивность свечения, очевидно, зависит от соотношения концевых и мостиковых атомов фтора. Однако гексафтороцирконаты рубидия и цезия с высокой интенсивностью свечения представляют в виде не связанных между собой октаэдров, не содержащих мостиковых атомов фтора [7]. Тем не менее, они обладают значительной РЛ. Можно предположить, что эти октаэдры все же связаны между собой посредством атомов фтора или у этих минералов координационное число (КЧ) ниже, чем у остальных, что объясняет исключение из правила.

Минералы, содержащие в структуре полиэдры с кислородным атомом, в основном, излучают за счет атомов  $O^*$ . Наиболее длинноволновое свечение наблюдается при 370-440 нм с низкой интенсивностью свечения. Интенсивное высвечивание минерала  $Rb_2Zr_3OF_{12}$ , несмотря на присутствие кислорода в его составе, объясняется высоким значением мольного отношения (м.о.) мостиковых (М) / концевых (К) атомов фтора. При этом свечение происходит за счет последних ( $\lambda_{max} = 330$  нм). Полученные данные по РЛ для ФСМ с известной структурой позволяют представить полиэдр минерала  $Cs_2Zr_3F_{14} \cdot 1.5H_2O$  содержащим кислородный атом. Из данных по РЛ можно заключить, что кислород, находящийся в полиэдре циркония (гафния), затрудняет образование возбужденных атомов  $F^*$ , свечение которых не проявляется.

Катионы щелочных элементов, находясь во внешней сфере комплексов, притягивают атомы фтора, увеличивая расстояния Zr-F, тем самым ослабляя эту связь. Притяжение тем больше, чем тяжелее катион. Этим объясняется очень слабая РЛ для соединений с натрием и наибольшая с рубидием и цезием. Однако и при этом наблюдаются исключения, например, интенсивное свечение  $K_2MeF_6$  (Me – Zr, Hf). Оно обусловлено наличием значительного количества мостиковых связей.

Фторофосфатные синтетические минералы (ФФСМ) выделены в виде мелких кристаллов, непригодных для рентгеноструктурного анализа. Для них определены мостиковые атомы фтора методами ИК-спектроскопии и ЯМР. Они содержат, кроме атомов фтора, способные к возбуждению атомы кислорода. Количество мостиковых атомов фтора коррелирует с РЛ. ФФСМ со значительным свечением при  $\sim 20$  °С излучают в том же интервале, что и гексафтороцирконаты, то есть свечение происходит, в основном, за счет атомов  $F^*$  (табл. 2). То же наблюдается и для нагретых ФФСМ  $\alpha$ - $CsZrF_2PO_4 \cdot 0.5H_2O$  (250 и 400),  $CsH_2Zr_2F_2(PO_4)_3 \cdot 2H_2O$  (250),  $CsH_2Zr_2F_2(PO_4)_3 \cdot 2H_2O$  [ $CsHZrF(PO_4)_3$ ] (450). Такие ФФСМ по аналогии с ФСМ содержат, вероятно, полиэдры циркония, содержащие только фтор. Несмотря на то, что в состав рассмотренных ФФСМ с интенсивным свечением входит вода, ее атомы кислорода не координированы элементом–комплексобразователем. Эта вода является кристаллизационной, как было установлено ранее методом ИК-спектроскопии [5].

Известно, что неорганические радикалы  $PO_4^-$  и  $SO_4^-$  образуются в результате захвата обычными радикальными группировками электронов или дырок [9]. В кислородных соединениях дырка захватывается почти всегда ионами кислорода (центр  $O^-$  или  $O^*$ ). Эти центры участвуют в люминесценции рассматривае-

мых соединений наравне с F\* центрами. Причем коротковолновое излучение (270-320 нм) будет свидетельствовать о преимущественной роли F\*-центров с мостиковыми связями в люминесценции фтористых соединений. Центры, образованные за счет фосфорсодержащих радикалов (исходя из наших экспериментальных данных) будут ответственны за широкую полосу излучения в диапазоне 310-350 нм. Центры, образованные за счет сульфатсодержащих радикалов, излучают в более длинноволновом диапазоне, по сравнению с фосфатным радикалом. Наложение спектров от различных центров дают промежуточные значения, но обычно видна преобладающая роль того или иного центра. Несмотря на то, что в состав рассмотренных ФФСМ с интенсивным свечением входит вода, ее атомы кислорода не координированы металлом-комплексообразователем. Она кристаллизационная как было установлено ранее методом ИК-спектроскопии [5].

Таблица 1. Строение и РЛ фтористых минералов циркония [1, 3, 5, 10].

Соединение	Полиэдр*	КЧ циркония	М.о. М/К	Межатомные расстояния, Å			Максимальное излучение РЛ	
				Ме-F <sub>к</sub>	Ме-F <sub>м</sub>	Zr-O	λ, нм Сред.	I отн. ед
<i>Фториды и фтороциркوناتы</i>								
K <sub>3</sub> ZrF <sub>7</sub>	ZrF <sub>7</sub> (7)	7	0	-	-	-	Нет свечения	
K <sub>2</sub> ZrF <sub>6</sub>	ZrF <sub>8</sub> (4)	8	1.0	2.04-2.08	2.11-2.23		293	1.11
Rb <sub>2</sub> ZrF <sub>6</sub>	ZrF <sub>6</sub> (6)	6	0	2.04	-	-	310	0.33
Cs <sub>2</sub> ZrF <sub>6</sub>	ZrF <sub>6</sub> (6)	6	0	2.04		-	320	0.71
K <sub>2</sub> HfF <sub>6</sub>	HfF <sub>8</sub> (4)	8	1.0	2.04-2.08	2.13-2.21	-	275	1.0
KZrF <sub>5</sub> ·H <sub>2</sub> O	ZrF <sub>7</sub> O(3)	8	1.3				310	0.028
K <sub>2</sub> Zr <sub>3</sub> O <sub>F</sub> <sub>12</sub>	ZrF <sub>7</sub> O(1)	8	6.0	-	-	-	-	0.013
Rb <sub>2</sub> Zr <sub>3</sub> O <sub>F</sub> <sub>12</sub>	ZrF <sub>7</sub> O(1)	8	6.0	-	-	-	330	0.650
Rb <sub>3</sub> Zr <sub>4</sub> F <sub>21</sub> ·3H <sub>2</sub> O	ZrF <sub>7</sub> (5) ZrF <sub>7</sub> O(3) ZrF <sub>6</sub> O(4)	7, 8	0.4 1.3 0.5	-	-	-	430	0.030
Cs <sub>3</sub> Zr <sub>4</sub> F <sub>21</sub> ·3H <sub>2</sub> O	ZrF <sub>7</sub> (5) ZrF <sub>7</sub> O(3) ZrF <sub>6</sub> O(4)	7, 8	0.4 1.3 0.5	1.97-2.05	2.11-2.24	2.27-2.33	420	0.007
Cs <sub>2</sub> Zr <sub>3</sub> F <sub>14</sub> ·1.5H <sub>2</sub> O	<i>Нет данных</i>						440	0.015
α-ZrF <sub>4</sub> ·3H <sub>2</sub> O	ZrF <sub>5</sub> O <sub>3</sub> (4)	8	0.2	2.00	2.21	2.26	280	0.040
β-ZrF <sub>4</sub> ·3H <sub>2</sub> O	ZrF <sub>6</sub> O <sub>2</sub> (2)	8	2.0	-	-	-	400	0.007
α-CsZrF <sub>5</sub> ·H <sub>2</sub> O	ZrF <sub>7</sub> O(3)	8	1.3	2.00-2.04	2.10-2.25	2.31	410	0.046
<i>Фторосульфатоциркوناتы</i>								
K <sub>3</sub> ZrF <sub>5</sub> SO <sub>4</sub> ·H <sub>2</sub> O (монокл)	ZrF <sub>5</sub> O <sub>2</sub> (5)	7	0	2.00-2.03	-	2.26-2.33	370	0.015
K <sub>3</sub> Zr <sub>2</sub> F <sub>9</sub> SO <sub>4</sub> ·2H <sub>2</sub> O	ZrF <sub>7</sub> O(4)	8	0.7	1.97 1.98	2.14-2.19	2.25	410	0.045

\* В скобках – число концевых атомов фтора. К – концевые атомы фтора, М – мостиковые.

Максимум длины волны, при которой излучают минералы  $\text{CsZr}_2\text{F}_6\text{PO}_4 \cdot 4\text{H}_2\text{O}$  (510),  $\text{RbZr}_3\text{F}_4(\text{PO}_4)_3 \cdot 1.5\text{H}_2\text{O}$  (400),  $\text{Rb}_3\text{H}_3\text{Zr}_3\text{F}_3(\text{PO}_4)_5$  (400) близок к таковой для  $\text{CsZr}_2(\text{PO}_4)_3$ , т.е. свечение для них происходит за счет возбужденных атомов  $\text{O}^*$ , несмотря на то, что при нагревании образцов соединений с рубидием никаких термоэффектов на кривых ДТА до  $\sim 600^\circ\text{C}$  не наблюдается, и убыль массы для  $\text{Rb}_3\text{H}_3\text{Zr}_3\text{F}_3(\text{PO}_4)_5$  (400) при этом составляет всего 1.0 % (м.о.  $\text{HF/Zr} = \sim 0.5$ ). Ряд ФФСМ обладает низкой интенсивностью излучения (табл. 3). Они, судя по величине длины волны, светятся за счет возбужденных атомов  $\text{O}^*$  и, в основном, не содержат мостиковых связей фтора. Все средние и кислые фторофосфатоцирконаты рубидия или цезия могут быть использованы в качестве рентгеновских люминофоров либо при комнатной температуре, либо после нагревания. Такие же минералы гафния светятся слабее, чем циркония. Лишь  $\text{CsHf}_2(\text{PO}_4)_3$ , полученный прокаливанием  $\text{CsH}_2\text{Hf}_2\text{F}_2(\text{PO}_4)_3 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ , обладает интенсивным свечением. Отсутствие кристаллохимических данных (КЧ, полиэдров, длин связей) не позволяет рассмотреть в полной мере зависимость РЛ ФФСМ от структуры. Ранее полагали, что сочетание в минералах двух люминогенных групп ( $\text{F}^-$  и  $\text{PO}_4^{3-}$ ) повысит их интенсивность свечения [4]. Данная работа показала, что минералы, содержащие в своем составе полиэдры только с фтором или только с кислородом светятся интенсивней, чем полиэдры со смешанными ацидолигандами.

Таблица.2. Строение и РЛ фторофосфатоцирконатов с интенсивным свечением [5, 11].

Соединение	Характеристика связей Me-F	Максимальное излучение	
		$\lambda$ , нм	$I$ , отн. ед
<i>При <math>\sim 20^\circ\text{C}</math></i>			
$\text{Rb}_2\text{Zr}_3\text{OF}_6(\text{PO}_4)_2 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$	-	315	0.18
$\text{RbZrF}_2\text{PO}_4 \cdot 0.5\text{H}_2\text{O}$	К, М	315	0.17
$\alpha\text{-CsZrF}_2\text{PO}_4 \cdot 0.5\text{H}_2\text{O}$	К, М	-	-
$\beta\text{-CsZrF}_2\text{PO}_4 \cdot 0.5\text{H}_2\text{O}$	К, М	310	0.27
$\alpha\text{-CsZrF}_2\text{PO}_4 \cdot \text{H}_2\text{O}$	К	290 312	0.25 0.25
$\text{Rb}_3\text{H}_3\text{Zr}_3\text{F}_3(\text{PO}_4)_5$	К	319	0.45
<i>После нагревания</i>			
$\alpha\text{-CsZrF}_2\text{PO}_4 \cdot 0.5\text{H}_2\text{O}$ (250)	-	306	0.40
$\alpha\text{-CsZrF}_2\text{PO}_4 \cdot 0.5\text{H}_2\text{O}$ (400)	-	306	0.53
$\text{CsH}_2\text{Zr}_2\text{F}_2(\text{PO}_4)_3 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ (250)	-	311	0.12
$\text{CsH}_2\text{Zr}_2\text{F}_2(\text{PO}_4)_3 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ [ $\text{CsHZr}_2\text{F}(\text{PO}_4)_3$ ] (450)	-	306	0.22
$\text{RbZr}_3\text{F}_4(\text{PO}_4)_3 \cdot 1.5\text{H}_2\text{O}$ (400)	-	330	0.27
$\text{Rb}_3\text{H}_3\text{Zr}_3\text{F}_3(\text{PO}_4)_5$ (400)	-	335	0.30
$\text{CsZr}_2\text{F}_6\text{PO}_4 \cdot 4\text{H}_2\text{O}$ [ $\text{CsZr}_2\text{O}_{0.5}\text{F}_5\text{PO}_4$ ] (510)	-	328	0.35
$\text{Cs}_2\text{Zr}_3\text{OF}_6(\text{PO}_4)_2$ (630)	-	320	0.44
$\text{CsH}_2\text{Zr}_2\text{F}_2(\text{PO}_4)_3 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ [ $\text{CsZr}_2(\text{PO}_4)_3$ ]* (970)	-	326	0.43-0.68

Примечание. В круглых скобках указана температура предварительного нагревания образца; в квадратных скобках – состав образовавшейся фазы. \*Межатомное расстояние М-О равно 2.00-2.16 Å, полиэдр  $\text{ZrO}_6$  [2]. Полу жирным шрифтом отмечены предполагаемые мостики.

При этом если максимум излучения для первых ( $ZrF_8$ ,  $ZrF_6$ ) находится в области 290-320 нм, для вторых ( $ZrO_n$ ) – 320-335 нм, то для третьих ( $ZrF_nO_m$ ) – 370-440 нм. Области существования того или иного типа кристаллических структур, исходя из систематики, основанной на отношении F:Zr(Hf) в комплексном анионе, в значительной степени перекрываются, что затрудняет выявление причин, обуславливающих переход одного типа в другой [7]. Этим объясняется, по-видимому, и неоднозначность связи РЛ со структурой.

Таблица.3. Фторофосфаты со слабым свечением [5, 11,12].

Соединение	Характеристика связей		Максимальное излучение	
	Me-F	Me-O	$\lambda$ , нм	I, отн. ед
<i>Соединения с цирконием</i>				
$CsZr_2F_6PO_4 \cdot 4H_2O$	1/3 К, 2/3М	М	335	0.02
$CsH_2Zr_2F_2(PO_4)_3 \cdot 2H_2O$	К	К, М, Р-ОН	328	0.03
$ZrF_4 \cdot Rb(PO_4)_{0.33} \cdot RbNO_3$	К	К	278	0.01
			344	0.01
<i>Соединения с гафнием</i>				
$CsHfF_2PO_4 \cdot 0.5H_2O$	К, М.	М	275	0.09
$Rb_3H_3Hf_3F_3(PO_4)_5$	К	К, М	350	0.02
$CsH_2Hf_2F_2(PO_4)_3 \cdot 2H_2O$	К	К, М	–	–

На основании известных данных по структуре фтористых минералов и их свечению рассмотрена зависимость РЛ от типа полиэдра, КЧ и наличия мостиковых атомов фтора. Для ряда минералов с неизученной структурой по их РЛ высказано предположение о характере полиэдров Zr(Hf).

### Список литературы

1. Борозновская Н.Н., Годнева М.М., Мотов Д.Л., Клишкин В.М. Синтез и люминесцентные свойства сульфатофтороцирконатных (гафнатных) соединений щелочных металлов и аммония // Неорганические материалы. 2007. Т. 43. № 4. С. 490-494.
2. Гобечия Е.Р., Кабалов Ю.К., Петьков В.И., Суханов М.В. Кристаллические структуры двойных ортофосфатов цезия-циркония и бария-циркония // Кристаллография. 2004. Т. 49. № 5. С. 829-834.
3. Годнева М.М., Мотов Д.Л., Борозновская Н.Н., Клишкин В.М. Синтез фтористых соединений циркония (гафния) и их рентгенолюминесцентные свойства // Журн. неорган. химии. 2007. Т. 52. № 5. С. 725-730.
4. Годнева М.М., Мотов Д.Л., Кузнецов В.Я. Синтез новых аналогов минералов – фторофосфатоцирконатов рубидия // Тр. VI Всерос. Ферсмановской науч. сессии. Апатиты, 18-19 мая 2009. Апатиты: Изд. КНЦ. С. 109-111.
5. Годнева М.М., Борозновская Н.Н. Люминесценция потенциальных рентгенолюминофоров на основе фтористых, фторосульфатных и фторофосфатных соединений элементов подгруппы титана // Перспективные материалы. 2014. № 6. С. 32-40.
6. Годнева М.М. Химия подгруппы титана: фториды, фосфаты, фторофосфаты из водных сред. Апатиты: Изд. КНЦ РАН. 2015. 222 с.
7. Давидович Р.Л. Стереохимия комплексных фторидов циркония и гафния // Корд. химия. 1998. Т. 24. № 11. С. 803-821.
8. Кузнецов В.Я., Гусев А.И., Чуکلанова Е. Б. и др. Кристаллическая структура  $(NH_4)_3Zr_2F_9SO_4 \cdot 2H_2O$  и его калиевого аналога // Кристаллография. 1991. Т. 36. № 3. С. 600-602.
9. Марфунин А.С. Спектроскопия, люминесценция и радиационные центры в минералах. М.: Недра, 1975, 327 с.
10. Рогачев Д.Л., Кузнецов В.Я., Гусев А.И., Чуکلанова Е.Б.. Структура  $K_3ZrF_5SO_4 \cdot H_2O$  // Журн. структ. химии. 1989. Т. 30. № 4. С. 182-184.
11. Слободюк А.Б., Диденко Н.А., Годнева М.М. Исследования строения гидратированных фторофосфатоцирконатов (гафнатов) методом ЯМР // Жур. структ. химии. 2015. Т. 56. № 6. С. 1116-1122.
12. Слободюк А.Б., Кавун В.Я., Годнева М.М. Особенности строения кислых фторофосфатоцирконатов // Жур. структ. химии. 2016. Т. 57. № 2. С. 372-377.

## ВЛИЯНИЕ ТЕМПЕРАТУРЫ НА РАВНОВЕСНЫЙ СОСТАВ И СКОРОСТЬ ОБРАЗОВАНИЯ МИНЕРАЛЬНЫХ ФАЗ ПРИ ВЗАИМОДЕЙСТВИИ ТЕРМОАКТИВИРОВАННЫХ СЕРПЕНТИНОВЫХ МИНЕРАЛОВ С РАСТВОРОМ СУЛЬФАТА НИКЕЛЯ

Иванова Т.К.<sup>1</sup>, Кременецкая И.П.<sup>1</sup>, Федосеева В.И.<sup>2,3</sup>

<sup>1</sup> ИХТРЭМС КНЦ РАН, Апатиты, ivanovatk@chemy.kolasc.net.ru;

<sup>2</sup> Институт мерзлотоведения им. П.И. Мельникова СО РАН;

<sup>3</sup> Северо-Восточный федеральный университет им. М.К. Аммосова, Якутск, vifgoreva@gmail.com

Магнезиально-силикатный реагент, получаемый термообработкой серпентинсодержащих материалов, сочетает в себе свойства оксида магния и активного кремнезема. Результаты исследования взаимодействия реагента с сульфатными растворами меди, никеля, цинка показали, что в процессе осаждения тяжелых металлов (ТМ) принимают участие как высокоосновный оксид магния, обуславливающий нейтрализацию исходных кислых растворов и создающий условия для образования гидроксидов ТМ на первом этапе их осаждения, так и активный кремнезем, обеспечивающий в последующем фиксацию ТМ в матрице реагента в виде малорастворимого силикатного соединения [2].

Образование силикатных соединений в магнезиально-силикатных системах особенно характерно для никеля. В работе, указанной выше, приведены результаты расчетов с помощью ПК «Селектор». Они показали, что термодинамическая устойчивость увеличивается, а растворимость никельсодержащей фазы уменьшается при переходе от ортосиликата никеля, имеющего, по аналогии с ортосиликатом магния, структуру с изолированными кремнекислородными тетраэдрами, к метасиликату – цепочечному пироксену, и далее к слоистым серпентиновым минералам. Состав осажденных фаз устанавливали на основании сопоставления расчетных термодинамических данных и результатов, полученных экспериментально при разной продолжительности взаимодействия термосерпентина с раствором сульфата никеля. Сравнение зависимости концентрации никеля в растворе от pH осаждения привело к выводу, что на первом этапе осаждения действительно образуется гидроксид никеля, который по растворению в щелочной среде оксида кремния переходит в ортосиликат. Через 60 суток взаимодействия при высоких значениях pH наблюдается тенденция к образованию метасиликата никеля.

С целью уточнения полученных ранее результатов в настоящей работе проанализирован химический состав осажденных фаз, образующихся при взаимодействии термосерпентина с растворами сульфата никеля, при различной продолжительности контакта и изменении отношения Ni/Mg в системе от 0 до 0.53. Эксперименты выполнены с использованием магнезиального серпентинового минерала лизардита – основного компонента сунгулита (образцы из Хабозерского месторождения оливинита и из вскрышных пород месторождения флогопита, ООО «Ковдорслюда», Мурманская обл.). В обоих образцах мольное соотношение Mg/Si = 1.3, что, согласно [1], свидетельствует об отсутствии несиликатных соединений магния. Кроме того, содержание воды 15 % больше теоретически возможного для серпентина (13 %). Согласно представлениям, изложенным в [1], можно считать, что весь магний сунгулита входит в состав серпентинового минерала.

Анализ изменения величины отношения Mg/Si и (Mg+Ni)/Si (моль/моль) в осадке в зависимости от

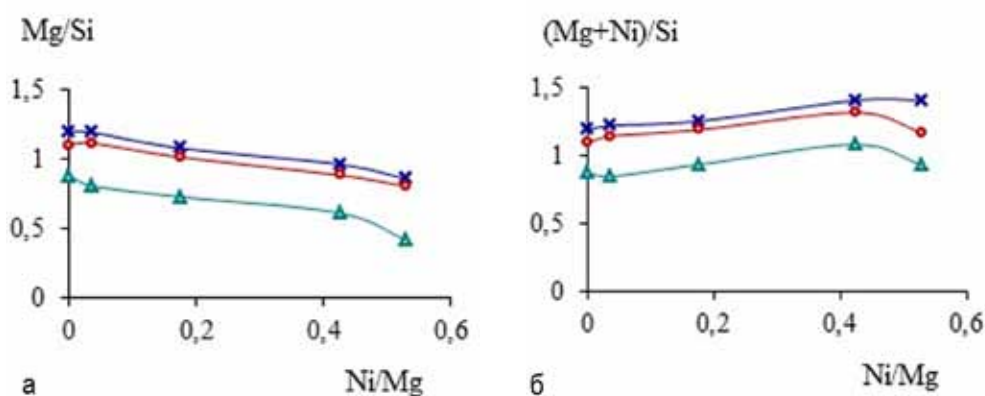


Рис. 1. Зависимость мольного отношения Mg/Si (а) и (Mg+Ni)/Si (б) в осажденной фазе от соотношения Ni/Mg (моль/моль) в системе при продолжительности взаимодействия 7 (x), 14 (o), 180 (Δ) суток.

соотношения Ni/Mg в системе и продолжительности взаимодействия (рис. 1) показывает, что по мере приближения системы к состоянию метастабильного равновесия наблюдается образование соединения, близкого по составу к метасиликату, для которого  $(Mg+Ni)/Si=1$ . Полученный результат соответствует данным термодинамического моделирования, полученным ранее, что указывает на возможность использовать теоретические расчеты для прогнозирования состава растворов, образующихся при применении магнезиально-силикатного реагента на основе термосерпентина для очистки никельсодержащих растворов.

Внесение реагента в раствор способствует увеличению его щелочности. Так, при добавлении реагента в пробу воды из типичного загрязненного водного объекта, расположенного в импактной зоне медно-никелевого комбината, pH изменяется от 6.2 до 10.1, концентрации основных загрязнителей – меди и никеля – снижаются приблизительно на порядок. За сутки взаимодействия концентрация никеля изменяется от 720 до 20 мкг/л, меди – от 80 до 12 мкг/л. Такой исход в значительной мере согласуется с величиной произведения растворимости гидроксидов никеля и меди [3]. С увеличением времени взаимодействия до 9-ти месяцев pH суспензии снижается за счет поглощения углекислого газа из воздуха до значения 8.6, при этом концентрации Cu и Ni понижаются еще и остаются на уровне нескольких микрограммов на литр.

Таким образом, эксперименты в природных условиях показали принципиальную возможность применения реагента в «пассивной» технологии, предусматривающей иммобилизацию ТМ в пределах водного объекта путем распределения реагента в объеме воды. Климатическими факторами, влияющими на процесс взаимодействия магнезиально-силикатного реагента с растворами ТМ, являются температура и изменение условий контакта с атмосферным воздухом в период ледостава, когда открытая водная система переходит к закрытой. В настоящей работе исследовано влияние температуры на процесс взаимодействия магнезиально-силикатного реагента с раствором сульфата никеля.

Согласно расчетным данным (рис. 2), полученным с использованием пакета программ HCh [5], понижение температуры в интервале, соответствующем показателям водных источников арктических регионов в периоды летней и зимней межени (от +10°C до 0°C), приводит к увеличению концентрации Ni в растворе, т.е. к снижению сорбционной способности реагента. В работе [4] экспериментально было показано снижение сорбционной способности субстрата (бентонит или  $\gamma-Al_2O_3$ ) по отношению к катионам меди в растворе, если температура среды понижается.

Понижение температуры влияет и на кинетические характеристики систем, формирующихся в результате взаимодействия реагента с растворами ТМ. Скорость роста pH суспензий уменьшается в результате снижения скорости растворения щелочного компонента – оксида магния (рис. 3). Уменьшается и скорость извлечения никеля из растворов.

Совокупность влияния термодинамических и кинетических факторов на извлечение ТМ из растворов магнезиально-силикатным реагентом отражается на характере изменения во времени такой характеристики, как зависимость концентрации компонентов от pH в системе раствор – реагент. Анализ данных (рис. 4) показывает, что в опытах продолжительностью одни сутки температура не оказывает существенного влияния на осаждение никеля. Однако через 30 суток при температуре 0°C наблюдается существен-

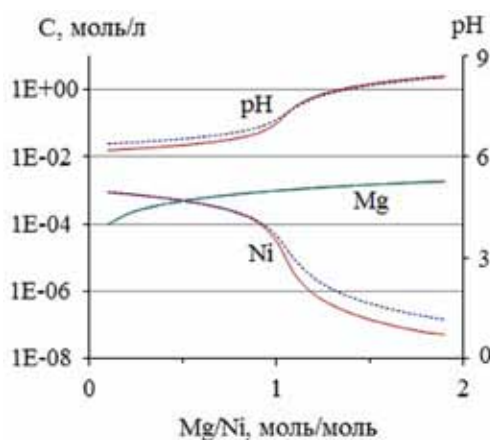


Рис. 2. Зависимость pH, концентрации магния и никеля в растворе от соотношения Mg/Ni в открытой системе  $NiSO_4-MgO-SiO_2$  по результатам термодинамического моделирования при 0°C (---) и 10°C (—), осажденная фаза –  $MgNiSi_2O_6$

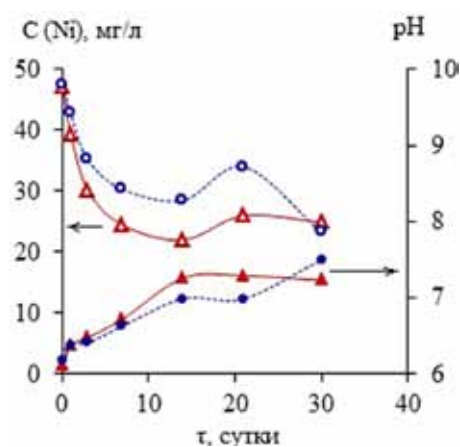


Рис. 3. Зависимость pH суспензии и концентрации никеля в растворе от продолжительности ( $\tau$ ) взаимодействия с магнезиально-силикатным реагентом при 0°C (---○---) и 20°C (—▲—)

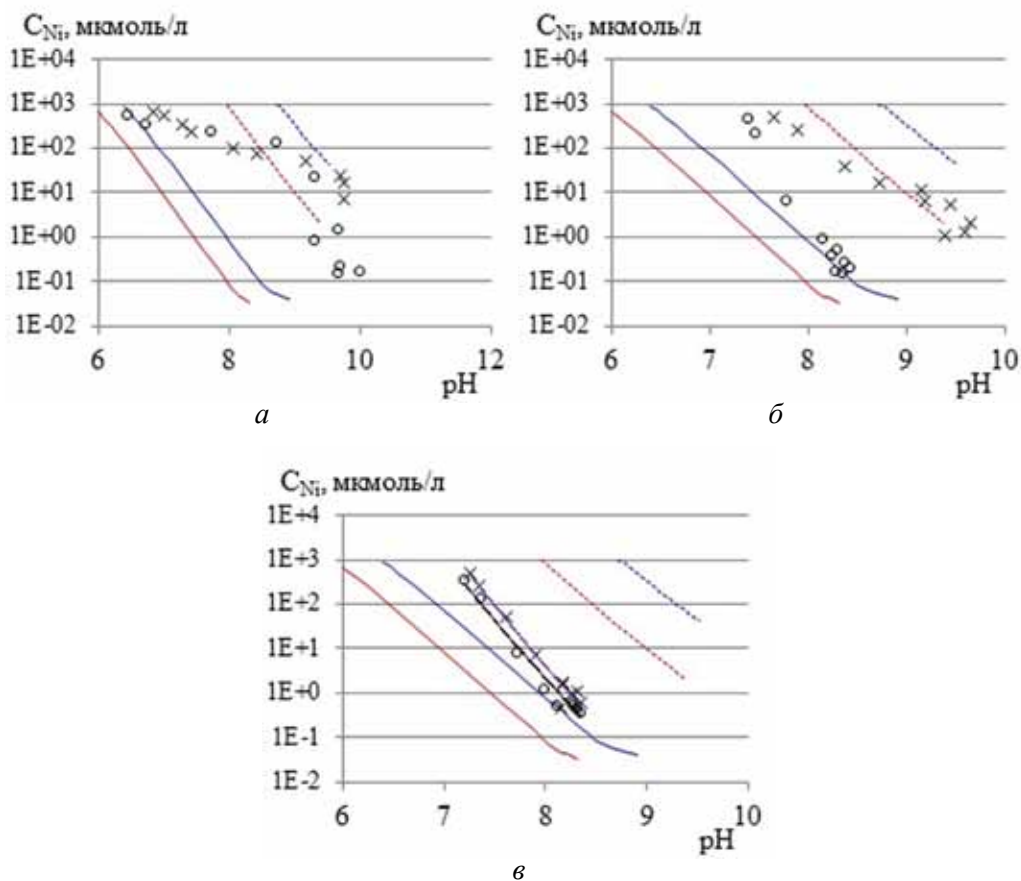


Рис. 4. Зависимость концентрации никеля в растворе от pH осаждения магнезиально-силикатным реагентом, продолжительность взаимодействия 1 (а), 30 (б) и 60 суток (в): экспериментальные данные при 0°C (х) и 20°C (о), расчетные данные для  $MgNiSi_2O_6$  (—: —),  $Ni(OH)_2$  (---: ---) при 0°C (—: ---) и 20°C (—: ---).

ное замедление процесса трансформации осажденной фазы по сравнению с условиями, близкими к нормальным. Через 60 суток зафиксирована стабилизация процесса формирования осажденной фазы, причем на основании полученных зависимостей можно констатировать практически идентичный состав новообразованных минеральных фаз.

При температуре 0 °С концентрации никеля выше по сравнению с результатами, полученными при 20 °С, что соответствует тенденции, выявленной теоретическими расчетами. Отклонение теоретической зависимости  $C = f(pH)$  от экспериментальной может свидетельствовать, на наш взгляд, о незавершенности процесса фазообразования в условиях эксперимента.

Таким образом, судя по результатам физико-химических исследований, при низких температурах, характерных для районов Арктики и Субарктики, эффективность применения магнезиально-силикатного реагента на основе серпентиновых минералов для очистки растворов от ТМ будет несколько снижена, что следует учитывать при проведении мероприятий по ремедиации загрязненных водных объектов.

#### Список литературы

1. Зулумян Н.О., Папачян Л.Р., Терзян А.М. и др. Структурные особенности силикатных сеток серпентинов // Теоретические основы химической технологии. 2013. Т. 47. № 2. С. 235-240.
2. Кременецкая И.П., Мазухина С.И., Васильева Т.Н., Корытная О.П. Физико-химическое моделирование взаимодействия магнезиально-силикатного реагента с растворами тяжелых металлов // Матер. Всерос. науч. конф. с между. уч. «Исследования и разработки в области химии и технологии функциональных материалов». Апатиты, 27-30 ноября 2010 г. Апатиты: Изд-во КНЦ РАН. 2010. С. 212-214.
3. Лурье Ю.Ю. Справочник по аналитической химии. М.: ИЛ «Альянс», 2007. 448 с.
4. Федосеева В.И. Физико-химические закономерности миграции химических элементов в мерзлых грунтах и снеге. Якутск: ИМЗ СО РАН, 2003. 140 с.
5. Шваров Ю.В. NCh: Новые возможности термодинамического моделирования геохимических систем, предоставляемые Windows // Геохимия. 2008. № 8. С. 898-903.



## ВЛИЯНИЕ УСЛОВИЙ ИЗМЕЛЬЧЕНИЯ БАДДЕЛЕИТА В ШАРОВОЙ МЕЛЬНИЦЕ НА ЕГО РЕАКЦИОННУЮ СПОСОБНОСТЬ

Калинкин А.М., Балякин К.В., Калинкина Е.В., Беляевский А.Т.

ИХТРЭМСКНЦ РАН, Апатиты, kalinkin@chemy.kolasc.net.ru

### Введение

В настоящее время единственным в РФ предприятием, выпускающим цирконий содержащую минеральную продукцию – бадделеитовый концентрат (БК) – является ОАО «Ковдорский ГОК» (Мурманская область). Почти весь производимый этим предприятием БК экспортируется, а потребности РФ в цирконии удовлетворяются за счет импорта циркония [2].

БК используется для производства огнеупоров, жаропрочных эмалей, абразивов, технической керамики. Вместе с тем, из бадделеита может быть получен высокочистый  $ZrO_2$ .

Высокочистый  $ZrO_2$  находит применение в таких интенсивно развивающихся областях как волоконная оптика, керамические изделия для электроники, гетерогенный катализ и др.

Бадделеит – химически весьма инертный минерал. Для получения циркониевых соединений и высокочистого  $ZrO_2$  цирконий из БК должен быть извлечен в раствор. Известны схемы переработки бадделеита с получением высокочистого диоксида циркония и попутных ценных компонентов, основанные на спекании БК с карбонатом или оксидом кальция и последующей обработке спека соляной кислотой для перевода циркония в раствор [1, 5, 6]. Недостатком этого подхода являются жесткие условия разложения бадделеита с получением метацирконата кальция  $CaZrO_3$ , которое с приемлемой скоростью протекает при температурах не ниже 1150-1200 °С. Ранее показано, что применение механоактивации смеси бадделеита с карбонатом кальция в центробежной планетарной мельнице АГО-2 позволяет снизить на 200-250 °С температуру его перевода в цирконат кальция для последующего получения высокочистого  $ZrO_2$  [3]. Установлено, что важным фактором ускорения реакции, наряду с накоплением структурных дефектов, является рост межфазной поверхности реагентов. В данной работе исследованы закономерности измельчения бадделеита в шаровой мельнице при различных условиях и оценена возможность увеличения его реакционной способности с целью получения цирконата кальция при пониженных температурах.

### Экспериментальная часть

В экспериментах использовали бадделеитовый концентрат (БК) производства ОАО «Ковдорский ГОК» (ТУ 1762-003001186759-2000),  $CaCO_3$  и  $CaCl_2$  марки «чда». Измельчение проводили в лабораторной стальной шаровой мельнице объемом 3 л. В качестве мелющих тел применяли стальные шары диаметром 20 и 12 мм. В барабан загружали 4200 г шаров и 600 г бадделеита или его смеси с карбонатом кальция при мольном отношении  $ZrO_2:CaCO_3=1:1$ . При мокром измельчении в барабан добавляли также необходимое количество дистиллированной воды.

Удельную поверхность определяли методом низкотемпературной десорбции азота с помощью анализатора Flow-Sorb II 2300 (Micromeritics). СЭМ-изображения получали на сканирующем электронном микроскопе SEM LEO-420. Анализ распределения частиц по размерам проводился на лазерном дифракционном анализаторе SALD-201V.

Для перевода бадделеита в  $CaZrO_3$  прокаливали при заданной температуре смесь исходного или измельченного БК с  $CaCO_3$  и  $CaCl_2$  при массовом соотношении 1:0.82:0.12 соответственно. Хлорид кальция вводили в шихту в качестве добавки, ускоряющей образование цирконата кальция [6]. Навеску прокаленной смеси обрабатывали соляной кислотой при нагревании для перевода цирконата кальция в раствор. Твердый остаток отделяли фильтрованием. Концентрацию циркония в фильтрате определяли фотометрически с арсеназом I. Степень образования цирконата кальция рассчитывали как отношение количества циркония, перешедшего в раствор, к его количеству в исходной навеске. Точность анализа контролировали по балансу массы циркония, перешедшего в раствор и оставшегося на фильтре в виде  $ZrO_2$ .

### Результаты и их обсуждение

На рис. 1 приведены данные по удельной поверхности ( $S_{уд}$ ) БК в зависимости от продолжительности измельчения в шаровой мельнице при различных условиях. В отличие от механической обработки смеси ( $ZrO_2+CaCO_3$ ) в планетарной мельнице [4], при совместном помоле БК с  $CaCO_3$  в шаровой мельнице диспергирование бадделеита происходит лишь в незначительной степени (нижняя кривая на рис. 1).

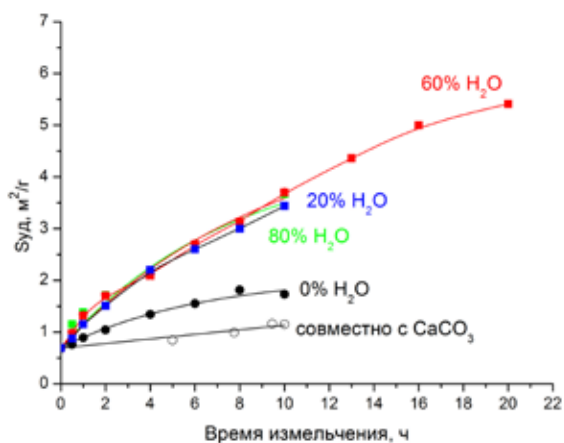


Рис. 1. Зависимость удельной поверхности ( $S_{уд}$ ) БК от продолжительности измельчения в шаровой мельнице при различных условиях.

Это объясняется относительно низкой энергонапряженностью шаровой мельницы по сравнению с планетарной. Далее мы исследовали изменение  $S_{уд}$  БК при сухом и мокром помоле. По сравнению с сухим помолом добавка воды в количестве 20-80 % от массы БК в соответствии с эффектом Ребиндера позволяет существенно увеличить степень диспергирования: после 10 ч мокрого измельчения  $S_{уд}$  БК составляет 3.7-3.8 м<sup>2</sup>/г, а после сухого – только 1.7-1.8 м<sup>2</sup>/г (рис. 1).

Для достижения необходимой величины удельной поверхности БК был выбран режим помола с 60 % воды. После 20 ч измельчения в этом режиме  $S_{уд}$  БК достигла 5.4 м<sup>2</sup>/г, что почти в 8 раз больше  $S_{уд}$  исходного БК (рис. 1).

На рис. 2 приведены СЭМ-изображения исходного БК и БК после 10 ч сухого помола.

При сравнении изображений можно сделать вывод о том, что наряду с уменьшением размеров частиц при сухом измельчении происходит их агрегация, причем размеры агрегатов составляют 5÷10 мкм (рис. 2 б).

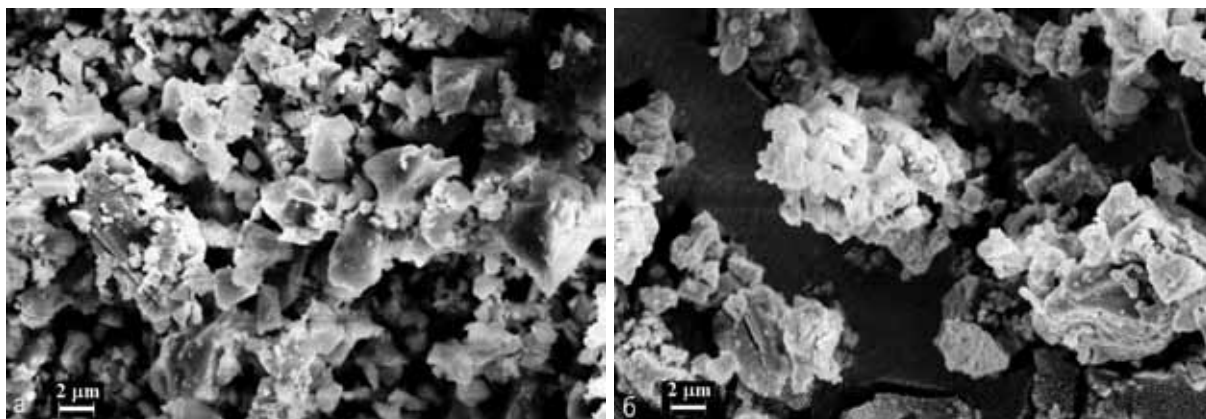


Рис. 2. СЭМ-изображения исходного БК (а) и БК после 10 ч сухого измельчения (б).

При большем увеличении (рис. 3 а) видно, что значительная доля частиц в таких агрегатах находится в субмикронном диапазоне. При сравнении изображений БК после 20 ч измельчения с 60 % H<sub>2</sub>O (рис. 3 б) и БК после 10 ч сухого измельчения (рис. 2 б) видно, что после мокрого помола больше отдельных мелких субмикронных частиц минерала по сравнению с сухим помолом. При мокром измельчении

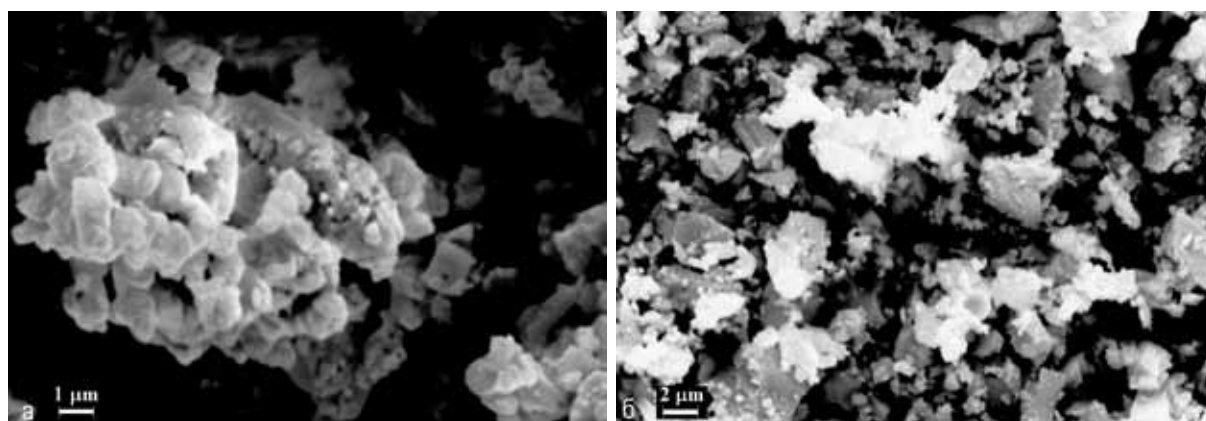


Рис. 3. СЭМ-изображения БК после 10 ч сухого измельчения (а) и после 20 ч измельчения с 60% H<sub>2</sub>O (б).

также происходит агрегирование частиц (рис. 3 б), но размер агрегатов меньше, чем при сухом помоле (рис. 2 б).

По данным об удельной поверхности БК были рассчитаны средние размеры частиц минерала согласно формуле:

$$D_s(\text{ZrO}_2) = 6000 / [\rho(\text{ZrO}_2) S_{уд}(\text{ZrO}_2)],$$

где  $\rho(\text{ZrO}_2) = 5.68 \text{ г/см}^3$  – плотность моноклинного  $\text{ZrO}_2$ ;  $S_{уд}(\text{ZrO}_2)$  – удельная поверхность БК в  $\text{м}^2/\text{г}$ . Рассчитанные значения средних размеров частиц БК после 10 ч сухого измельчения и после 20 ч измельчения с 60 %  $\text{H}_2\text{O}$  составили 611 и 195 нм соответственно. Это свидетельствует о том, что внутренняя поверхность агрегатов частиц измельченного БК (рис. 2 б, 3 а и 3 б) по-видимому, доступна для молекул  $\text{N}_2$  при измерении удельной поверхности по методу низкотемпературной десорбции азота.

Заметная степень агрегации частиц измельченного бадделеита подтверждается результатами анализа распределения их по размерам (рис. 4). Несмотря на существенные различия в удельной поверхности исходного и измельченного бадделеита, дифференциальные кривые образцов достаточно близки. В согласии с данными сканирующей электронной микроскопии основная доля частиц БК после сухого помола находится в интервале размеров 1÷10 мкм, а мокрого помола – 1÷6 мкм.

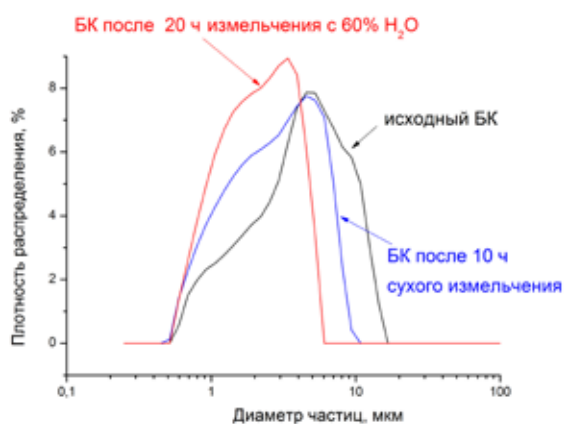


Рис. 4. Данные гранулометрического анализа исходного и измельченного БК.

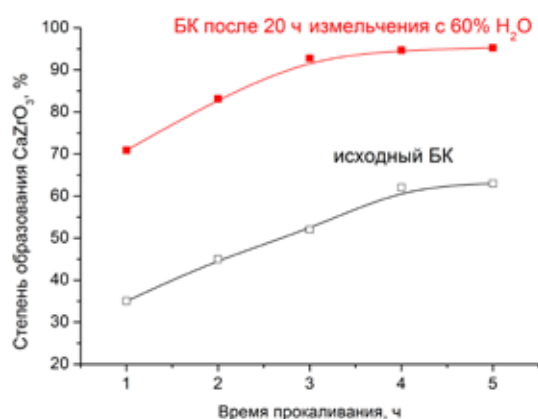


Рис. 5. Степень образования цирконата кальция при прокаливании смеси исходного и измельченного БК с  $\text{CaCO}_3$  и  $\text{CaCl}_2$  при  $950^\circ\text{C}$  в зависимости от времени прокаливания.

Для определения степени разложения бадделеита методом спекания с карбонатом кальция использовали образец БК с наибольшей удельной поверхностью – после 20 ч помола с 60 %  $\text{H}_2\text{O}$ . На рис. 5 приведены степени образования цирконата кальция при прокаливании смесей исходного и измельченного БК с  $\text{CaCO}_3$  и  $\text{CaCl}_2$  при  $950^\circ\text{C}$  в зависимости от продолжительности прокаливания. Прокаливание в течение 3-4 ч позволяет разложить БК после 20 ч мокрого помола на 90-95 %. Для исходного бадделеита степень разложения в этих условиях в 1.5-2 раза меньше.

Таким образом, мокрое измельчение БК в шаровой мельнице позволяет снизить температуру его разложения при спекании с карбонатом кальция на  $200\text{-}250^\circ\text{C}$ , обеспечивая при этом высокую степень разложения бадделеита.

## Список литературы

1. Воскобойников Н.Б., Скиба Г.С. Получение высокочистого диоксида циркония из бадделеита // Журн. прикл. химии. 1994. Т. 69. № 5. С. 723-726.
2. Гулевская Г.С., Архипова Н.А. Повышение инвестиционной привлекательности комплексных редкометалльных месторождений с целью подготовки их к лицензированию и освоению. Матер. Всерос. научно-практич. конф. М.: ИМГРЭ. 2014. С. 16-17.
3. Калинин А.М., Балякин К.В., Калинин Е.В. Возможности механической активации для вскрытия бадделеита методом спекания с различными реагентами // Матер. V Всерос. науч. конф. с междунар. участием. «Проблемы рационального использования природного и техногенного сырья Баренц-региона в технологии строительных и технических материалов». Апатиты: Изд. КНЦ РАН, 2013. С. 139-140.
4. Калинин А.М., Балякин К.В., Калинин Е.В. Кинетика двухстадийного механохимического синтеза цирконата кальция в системе  $\text{CaCO}_3\text{-ZrO}_2$  // Журн. общ. химии. 2013. Т. 83. № 8. С. 1247-1257.

5. Лебедев В.Н., Локшин Э.П., Мельник Н.А., Щур Т.Е., Попова Л.А. О возможности комплексной переработки бадделеитового концентрата // Журн. прикл. химии. 2004. Т. 77. № 5. С. 712-714.
6. Коленкова М.А., Шуменко В.И., Дорохина М.Н., Сафуанова Н.А. Новое отечественное циркониевое сырье и способы его переработки. М.: ЦНИИцветмет экономики и информации. 1980. 47 с.

## **ИССЛЕДОВАНИЕ СВОЙСТВ ГЕОПОЛИМЕРОВ НА ОСНОВЕ МЕХАНОАКТИВИРОВАННЫХ НЕФЕЛИНСОДЕРЖАЩИХ ОТХОДОВ ОБОГАЩЕНИЯ**

Калинкина Е.В.<sup>1</sup>, Гуревич Б.И.<sup>1</sup>, Калинин А.М.<sup>1</sup>, Мазухина С.И.<sup>2</sup>, Тюкавкина В.В.<sup>1</sup>, Серова Е.С.<sup>1</sup>

<sup>1</sup> ИХТРЭМС КНЦ РАН, Апатиты, kalinkin@chemy.kolasc.net.ru

<sup>2</sup> Институт проблем промышленной экологии Севера КНЦ РАН, Апатиты, mazukhina@inep.ksc.ru

В последние годы наблюдается повсеместный дефицит и рост цен на портландцемент, что стимулирует поиски и разработки в области других видов вяжущих материалов. Для Мурманской области, обладающей огромными количествами отходов обогатительных фабрик и металлургических комбинатов, особый интерес представляют строительные материалы, производство которых позволяет утилизировать это техногенное сырье. Одним из источников техногенного сырья являются текущие и отвальные флотационные хвосты обогащения апатито-нефелиновых фабрик, годовое приращение запасов которых измеряется миллионами тонн. Основным минеральным компонентом хвостов апатито-нефелиновой флотации является алюмосиликатный минерал нефелин, содержание которого составляет в хвостах обогащения составляет 50-55 мас. %.

Еще в середине прошлого столетия выдающийся советский исследователь В.Д. Глуховский выявил аналогии между процессами минералообразования, протекающими в земной коре, и процессами формирования искусственного камня при производстве бетонов на основе кальциевых вяжущих [5]. На основе этих представлений и разработанных концепций он показал, что высокоосновные минералы типа нефелина можно использовать в виде строительных цементов, если их предварительно перевести из стабильного кристаллического состояния в более активное, например, стекловидное. Тонкоизмельченные стекла и спеки щелочного алюмосиликатного состава, близкого к природному нефелину, активны при взаимодействии с водой, твердеют в естественных условиях, а также при тепловой и тепловлажностной обработке. Гидравлические свойства таких цементов можно усилить, затворяя их растворами щелочей. Цемент приобретает прочность и водостойкость за счет того, что в нем формируются щелочные гидроалюмосиликатные новообразования, по составу и структуре аналогичные природным минералам типа цеолитов.

Таким образом, было показано, что активированный плавлением нефелин проявляет высокую активность в условиях пропаривания при атмосферном давлении, а также твердеет в естественных условиях и в воде. Однако, чтобы использовать нефелин в виде кристаллических диспергированных флотационных хвостов обогащения (НХ) без их плавления, необходим другой подход. Ранее установлено, что нефелиновый концентрат (НК), измельченный до  $S_{уд} \approx 1000 \text{ м}^2/\text{кг}$ , проявляет очень слабую способность к гидравлическому твердению [2]. Прочность образцов на основе чистого механоактивированного НК при хранении во влажных условиях к 180-суточному возрасту достигает всего 0.9 МПа. Поэтому, чтобы активировать твердение кристаллических нефелин содержащих отходов, предлагается производить их тонкий помол и затем смешивать с растворимыми в воде щелочными компонентами – орто- и метасиликатами натрия и калия (жидкое стекло) или едкими щелочами. Затворение растворами щелочей приводит к тому, что материалы, совершенно не обладающие вяжущими свойствами при затворении их водой или обладающие ими в незначительной степени, схватываются и переходят в твердое состояние, приобретая при этом значительную прочность.

Согласно определению В.Д. Глуховского, полученные таким образом вяжущие представляют собой смешанные щелочные цементы, а в современной терминологии – это вяжущие щелочной активации или геополимеры.

При использовании жидкого стекла в качестве связующего для силикатных заполнителей необходимо учитывать ряд факторов, влияющих на возможность получения строительных материалов высокой механической прочности, водостойкости и атмосфероустойчивости.

Важнейшим вопросом при получении строительных материалов на жидкостекольном связующем является установление необходимого количества жидкого стекла (концентрации  $\text{Na}_2\text{O}$ ) в составе смеси с силикатным наполнителем и его кремнеземистого модуля. Ранее [1] при разработке шлакосиликатных вяжущих было установлено, что наиболее активной частью жидкого стекла, в наибольшей степени влияющей на процесс твердения вяжущего, является  $\text{Na}_2\text{O}$ , в то же время другой важной характеристикой жидкого стекла, определяющей возможность получения прочного искусственного камня, является его кремнеземистый модуль. Оптимальная комбинация этих двух параметров жидкого стекла для каждого конкретного силикатного наполнителя обеспечивает получение наиболее прочного цементного камня.

Данная работа направлена на изучение принципиальной возможности получения геополимерного материала на основе хвостов обогащения апатито-нефелиновых руд и жидкого стекла, обладающего достаточно высокой механической прочностью, и подбор оптимальных параметров жидкого стекла в его составе. Ранее были изучены геополимерные материалы на основе НК в композиции со шлаком [2]. По химическому (табл. 1) и минеральному составу НХ отличаются от НК большим содержанием  $\text{P}_2\text{O}_5$  и примесных минералов.

Таблица 1. Химический состав компонентов, мас. %.

Компонент	$\text{SiO}_2$	$\text{Al}_2\text{O}_3$	$\text{FeO}$	$\text{Fe}_2\text{O}_3$	$\text{CaO}$	$\text{MgO}$	$\text{Na}_2\text{O}$	$\text{K}_2\text{O}$	$\text{TiO}_2$	$\text{P}_2\text{O}_5$	$\text{SO}_3$	п.п.п.	Прочие
Хвосты АНОФ ОАО «Апатит»	35.30	19.83	2.51	7.38	8.62	1.30	8.61	5.15	6.20	3.60	–	–	1.5
НК	43.37	29.48	–	2.90	0.84	0.27	12.7	9.01	0.27	0.03	–	1.13	–

Минеральный состав хвостов АНОФ комбината «Апатит», мас. %: нефелин 50-55; полевые шпаты 2.5-4; вторичные минералы по нефелину 0.5-2; эгирин 23-27; титаномагнетит 4-5; апатит 2-3.5; сфен 4-5.

Условия изготовления вяжущего: нефелинсодержащие отходы подвергали механической обработке в лабораторной центробежно-планетарной мельнице АГО-2 в течение 4-5 мин. Полученный тонкомолотый материал смешивали с раствором жидкого стекла до получения теста пластичной консистенции.

Для нахождения оптимального сочетания модуля жидкого стекла и его количества в смеси с тонкомолотыми отходами эксперименты проводили по следующей схеме: фиксировали количество жидкого стекла в составе смеси (от 2 до 10 %  $\text{Na}_2\text{O}$ ) и для каждого фиксированного значения готовили образцы на жидком стекле различной модульности – от 0 ( $\text{NaOH}$ ) до 2.77.

Изготовленные образцы выдерживали в течение суток на воздухе, затем подвергали термообработке в сушильном шкафу при  $80^\circ\text{C}$  в течение 6 ч. с последующим твердением на воздухе при относительной влажности 60-70%. Предел прочности при сжатии определяли через 1, 7, 28 и 180 сут.

Установлено, что размалываемость хвостов несколько выше, чем НК, что объясняется их минеральным составом. Через 4 мин измельчения величина  $S_{уд}$  достигает 1200-1300  $\text{м}^2/\text{кг}$  (рис. 1).

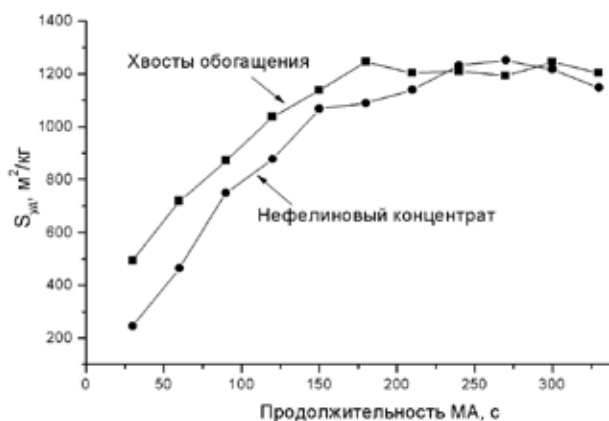


Рис. 1. Зависимость  $S_{уд}$  порошков нефелинсодержащих хвостов обогащения и нефелинового концентрата от времени механоактивации в АГО-2.

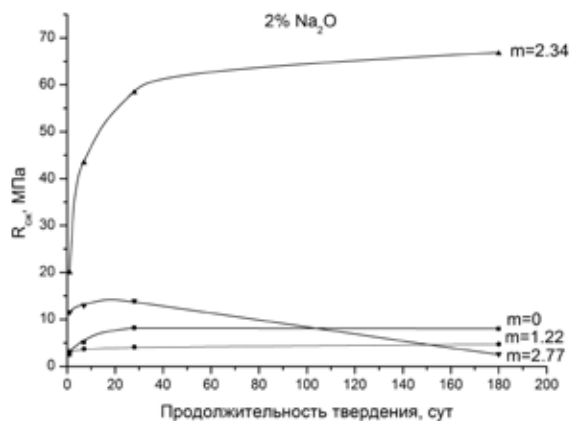


Рис. 2. Зависимость прочности при сжатии ( $R_{сж}$ ) геополимеров на основе НХ при содержании  $\text{Na}_2\text{O}$  в смеси 2 мас. % и различной модульности ( $m$ ) жидкого стекла от продолжительности твердения.

Результаты подбора модуля жидкого стекла и количества  $\text{Na}_2\text{O}$  при изготовлении геополимерного материала представлены в табл. 2 и на рис. 2.

Таблица 2. Влияние модуля жидкого стекла и количества  $\text{Na}_2\text{O}$  на прочность при сжатии ( $R_{\text{сж}}$ ) механоактивированных НХ (условия:  $\tau_{\text{МА}}=270\text{с}$ , термообработка и последующее твердение на воздухе при относительной влажности 60-70%).

$N_{\text{обр}}$	Модуль, m	$R_{\text{сж}}^*$ % через...сут			
		1(2)	7	28	180
2% $\text{Na}_2\text{O}$					
210	0	2.5	5.1	8.2	8.0
215	1.22	3.1	6.3	10.2	9.9
218	2.34	20.0	43.4	58.4	66.7
220	2.77	11.5	13.0	13.9	2.6
3% $\text{Na}_2\text{O}$					
211	0	2.8	5.4	15.9	16.3
216	1.22	2.9	5.6	16.2	16.5
219	2.34	12.1	37.8	41.5	45.8
221	2.77	19.5	30.8	34.2	35.4
4% $\text{Na}_2\text{O}$					
222	2.77	12.5	32.4	38.4	39.4
225	2.34	18.2	27.2	34.3	32.6
5% $\text{Na}_2\text{O}$					
212	0	1.9	3.6	4.7	6.3
217	1.22	8.1	21.9	40.9	43.3
10% $\text{Na}_2\text{O}$					
213	0	0.5	0.7	1.0	1.8
226	1.22	0.5	0.5	1.6	1.9

Согласно данным таблицы, наилучшие результаты по прочности дают составы – 2-3%  $\text{Na}_2\text{O}$  (по отношению к массе тонкомолотых НХ в составе геополимера) при модуле 2.34.

Результаты использования гидроксида натрия в качестве щелочного компонента геополимерной композиции (условия изготовления вяжущего соответствовали указанным выше) показывают, что  $\text{NaOH}$  менее эффективен при активизации нефелиновых хвостов, чем жидкое стекло. При использовании этого щелочного активизатора удалось получить образцы с прочностью при сжатии 16.3 МПа (3 %  $\text{Na}_2\text{O}$ , выдержка 180 сут), что существенно ниже прочностей, получаемых на жидком стекле.

Ранее было показано, что для прогнозирования возможности получения приемлемой геополимерной матрицы из того или иного алюмосиликатного сырья, а также из их смесей целесообразно применять термодинамическое моделирование. В данной работе мы провели сопоставление экспериментальных результатов взаимодействия механоактивированных хвостов АНОФ-2 с 2 М и 10 М растворами  $\text{NaOH}$  с данными термодинамического моделирования. Методика экспериментов по взаимодействию алюмосиликатного сырья с растворами гидроксида натрия описана в [3]. Моделирование проводилось с использованием программного комплекса «Селектор» методом минимизации потенциала Гиббса [4]. При этом использован алгоритм расчета необратимой эволюции геохимических систем, где в качестве независимой координаты взята величина  $\xi = -\lg v$  ( $v$  – доля прореагировавшего (растворившегося) минерала или минералов, т.е. степень протекания реакции в системе).

Сопоставление результатов расчета и данных эксперимента проводили следующим образом. По аналитическим концентрациям кремния и алюминия в фильтрате после взаимодействия пробы хвостов с раствором  $\text{NaOH}$  и их содержанию в хвостах оценивали степень растворения. При этом методами рентгенофазового и ИК-спектроскопического анализов остатков выщелачивания было установлено, что новых твердых фаз при взаимодействии со щелочью не образуется. Для 2 М и 10 М растворов  $\text{NaOH}$  как по кремнию, так и по алюминию экспериментальная степень растворения находилась в пределах  $10 \pm 3$  %, что соответствует  $\xi \approx 1$ . Концентрации кремния при растворении в 2 М и 10 М растворах  $\text{NaOH}$  по данным анализа составили  $280 \pm 15$  и  $421 \pm 20$  мг/л, а алюминия -  $262 \pm 15$  и  $301 \pm 25$  мг/л соответственно. Как для 2 М, так и для 10 М растворов щелочи при  $\xi = 1$  вычисленные концентрации кремния и алюминия составили

485±20 и 280±15 мг/л соответственно. С учетом сложного полиминерального состава хвостов обогащения АНОФ-2 согласование расчета и эксперимента можно считать удовлетворительным. Для повышения точности модельных расчетов, по-видимому, необходимо принимать во внимание, что скорость взаимодействия со щелочью разных минералов в составе хвостов может различаться. Учет этого фактора является непростой задачей, для решения которой необходимо изучение кинетики растворения соответствующих мономинеральных образцов с привлечением данных по их удельной поверхности.

Таким образом, на основании проделанной работы можно сделать следующие выводы:

Установлена принципиальная возможность получения геополимерного материала, обладающего достаточно высокой механической прочностью, на основе хвостов обогащения апатито-нефелиновых руд и жидкого стекла. Полученный материал является вязущим воздушного твердения, прочность при сжатии – до 67 МПа (180 сут). Такие характеристики позволяют использовать его для изготовления стеновых панелей, перегородок, внутренней отделки помещений.

Наилучшие результаты по прочности дают составы – 2-3 % Na<sub>2</sub>O (по отношению к массе тонкомолотых НХ в составе геополимера) при модуле жидкого стекла 2.34.

Данные моделирования удовлетворительно согласуются с экспериментальными результатами по выщелачиванию. Показана адекватность использованной термодинамической модели для прогнозирования взаимодействия нефелинсодержащего сырья с растворами щелочей при синтезе вязущих щелочной активации.

### Список литературы

1. Гуревич Б.И., Зосин А.П. Установление оптимального состава вязущего по его физико-механическим свойствам // В сб.: Химия и технология вязущих веществ. Л.: Наука, 1968. С. 45-63.
2. Гуревич Б. И., Калинин А. М., Калинин Е. В. и др. Геополимерное вязущее на основе механоактивированных композиций магнезиально-железистого шлака и нефелина // Перспективные материалы. 2015. № 3. С. 63-71.
3. Калинин Е.В., Гуревич Б.И., Калинин А.М., Мазухина С.И. Взаимодействие магнезиально-железистого шлака с растворами едкого натра: экспериментальное и физико-химическое моделирование. // ЖПХ. 2015. Т. 88. Вып. 7. С. 1036-1042.
4. Чудненко К.В. Термодинамическое моделирование в геохимии: теория, алгоритмы, программное обеспечение, приложения. Новосибирск: Акад. изд-во «Гео», 2010. 287 с.
5. Шлакощелочные бетоны на мелкозернистых заполнителях. Под ред. В.Д. Глуховского. Киев: Вища Школа, 1981. 224 с.

### СВОЙСТВА ИОНООБМЕННОГО МАТЕРИАЛА НА ОСНОВЕ ФОСФАТА ТИТАНА ИЗ ПРОДУКТОВ ПЕРЕРАБОТКИ СФЕНОВОГО КОНЦЕТРАТА

Маслова М.В.<sup>1</sup>, Мазухина С.И.<sup>2</sup>, Герасимова Л.Г.<sup>1</sup>

<sup>1</sup> ИХТРЕМС КНЦ РАН, Апатиты, maslova@chemy.kolasc.net.ru

<sup>2</sup> Институт проблем промышленной экологии Севера КНЦ РАН, Апатиты, mazukhina@inep.ksc.ru

Вопросы утилизации минеральных и техногенных отходов являются актуальными во всем мире. Растущий объем добычи и переработки минерального сырья приводит к увеличению отходов, порождает экологические проблемы, особенно серьезные для северных регионов.

В последние годы широкую поддержку получила концепция устойчивого экономического развития. Новая стратегия базируется в первую очередь на требовании сохранения окружающей среды за счет внедрения в производство малоотходной технологии, резкого сокращения вредных выбросов, широкого применения на практике эффективных методов очистки сточных вод, газовых выбросов, переработки отходов. Использование природных ресурсов должно быть предельно рациональным и эффективно сочетаться с экономикой природопользования. Целесообразность вовлечения отходов производства в хозяйственный оборот в качестве вторичного сырья доказано многолетней практикой во многих странах.

Мурманская область – один из регионов России, где интенсивно функционируют несколько горно-промышленных предприятий, производя минеральную и синтетическую продукцию и сбрасывая в отвалы огромное количество отходов. Так, одно из крупнейших предприятий области АО «Апатит» занимается

добычей и обогащением апатит-нефелиновых руд. Однако до настоящего времени при обогащении из них извлекаются только апатит и частично (до 15 % возможного) нефелин. АО «Апатит» ежегодно пополняет свои хвостохранилища, в которых скопилось до 1 млрд.т отходов. При этом в составе сбросов сосредоточены такие ценные минеральные компоненты, как нефелин, сфен, титаномагнетит [1]. В частности, минерал сфен ( $\text{CaTiSiO}_5$ ) это едва ли не единственное в настоящее время в России титановое сырье, которое можно получать в значительном количестве из текущих техногенных отходов обогащения апатит-нефелиновых руд на действующем предприятии. Однако низкое содержание в концентрате титана (~35 % в пересчете на  $\text{TiO}_2$ ) по сравнению с традиционными видами сырья не позволяет рассматривать вопрос об организации на его основе производства пигментного диоксида титана, широко используемого во многих отраслях промышленности, из-за значительных материальных и энергетических затрат и соответственно его низкой рентабельности. При этом с учетом новой экономической ситуации в стране, связанной с потребностями внутреннего рынка в импортозамещенной продукции, актуальным становится вопрос о получении новых титаносодержащих материалов, производство которых в России отсутствует. К таким материалам относятся титаносодержащие сорбенты, которые представлены широким классом соединений различного состава и строения.

Важность организации производства таких сорбционных материалов очевидна, в частности, для Мурманского региона с неблагоприятной экологической обстановкой, связанной с накоплением жидких радиоактивных отходов (ЖРО), а также низкой степенью очистки сточных вод горно-перерабатывающих и химических предприятий области. Следует отметить, что стоимость произведенной продукции из предлагаемых техногенных отходов может быть значительно ниже известных неорганических сорбентов за счет отсутствия затрат на добычу сырья, а также за счет сокращения транспортных расходов при организации их переработки на месте образования.

В Институте химии разработана технология сфена [4-5], базовым принципом которой является получением промежуточного продукта в виде титаносодержащего раствора сульфата титана(IV) с высокой степенью агрегативной устойчивости в обычных условиях и при нагревании. Такой раствор являлся прекурсором при проведении синтеза целого ряда титановых продуктов. В частности, разработаны технологии получения композиционного сорбента на основе фосфата титана, пригодного для очистки стоков от токсичных и радиоактивных элементов и титановой соли – титанилсульфата аммония (СТА), используемой в качестве дубителя кож. Следует отметить, что в основу данной технологии заложена идея создания гибкой технологической системы, когда один из продуктов может являться исходным сырьем для получения других. Отработаны варианты получения титаносодержащих продуктов (сорбенты, гидроксиды, титаносиликаты) из растворов титановой соли [6]. Технология сфена реализована в опытно-промышленном масштабе на ОАО «Апатит» с получением товарной продукции.

Испытания сорбента на основе фосфата титана на ФГУП «Атомфлот» показали перспективность его использования при очистке низкосолевых растворов от радиоизотопов стронция и цезия. Фосфаты титана могут успешно использоваться при очистке стоков промывных вод гальванических производств. В Мурманской области работают судоремонтные заводы («Севморпуть», СРЗ-10, СРЗ-35) в результате деятельности которых образуются промывные стоки, содержащие железо, никель и хром. При этом концентрация металлов по отдельным элементам в стоках достигает 20 мг/л. Предварительные исследования показали, что предлагаемые продукты успешно сорбируют цветные и тяжелые металлы из нейтральных и слабощелочных растворов, при этом емкость сорбента по вышеназванным элементам составляет 60-100 мг/г.

Потенциальным потребителем титаносодержащих сорбентов могут стать предприятия, имеющие стоки цветных металлов. Комбинат «Североникель» является одним из крупнейших в России предприятий, перерабатывающий медно-никелевое сырье. Большие объемы производства сопряжены с образованием значительного количества производственных стоков, содержащих до 70 мг/л никеля и меди. Химическая очистка стоков методом известкования позволяет снизить концентрацию никеля до 0.2 мг/л, а меди до 0.04 мг/л. Однако и в этом случае содержание тяжелых металлов в стоке в несколько раз превышает ПДК для водоемов рыбохозяйственного назначения. Сорбционная доочистка стоков может быть экономически выгодна только при использовании недорогого и эффективного сорбента, в частности, фосфата титана, который благодаря своим техническим и сорбционным свойствам позволяет очищать сбросные растворы до содержания примесей менее 0.005 мг/л.

Титаносодержащие сорбционные материалы хорошо работают на обезжелезивание воды. Согласно принятым санитарным нормам содержание общего железа в водопроводной воде не должно превышать 0.3 мг/л, но реально концентрация этого элемента в воде превышает норму в 5-10 раз, и проблема обе-



зжелезивания воды стоит очень остро. Испытания показали, что использование фосфата титана в качестве предфильтра очистки водопроводной воды позволяет снизить концентрацию железа до требуемых норм ПДК и коэффициент очистки при этом составляет  $10^5$ .

Анализ результатов, полученных при очистке ЖРО и сточных вод промышленных предприятий, свидетельствует о перспективности организации производства дешевого и эффективного сорбента.

В данной работе представлены результаты исследований по изучению ионообменных свойств фосфата титана по отношению к катионам, присутствующим в сточных водах одного из горно-обогатительных комбинатов. Состав сточной воды приведен в табл. 1. Значение pH представленной воды составляет 3.9. Поскольку промышленные сточные воды имеют достаточно сложный состав, то селективность сорбента по наиболее токсичным элементам будет определяющим фактором целесообразности его применения.

Таблица 1. Состав сточной воды.

Элемент	Концентрация	Ед. измерения
Ca	220	mg/l
Fe	34.6	mg/l
K	5.86	mg/l
Mg	67.7	mg/l
Na	8.22	mg/l
S	558	mg/l
Al	78.7	mg/l
Zn	60.8	mg/l
Cu	7.78	mg/l
Mn	19.6	mg/l
As	<2	µg/l
Ba	14.5	µg/l
Cd	143	µg/l
Co	506	µg/l
Cr	2.40	µg/l
Hg	0.0355	µg/l
Mo	<1	µg/l
Ni	426	µg/l
Pb	8.58	µg/l
Sb	0.221	µg/l
Sr	360	µg/l
V	<0.4	µg/l
SO <sub>4</sub>	1640	mg/l

С помощью физико-химического моделирования (ФХМ) (ПК «Селектор») определены формы миграции элементов раствора. В ФХМ включено 33 независимых компонентов (Al-B-Br-Ar-He-Ne-C-Ca-Cl-F-K-Mg-Mn-N-Na-P-S-Si-Sr-Cu-Zn-Ni -Pb -V- Co -Cr As -Hg -Ba -Cd-H-O-e), в водном растворе – 377, в газовой фазе – 76. Термодинамические данные индивидуальных веществ и соединений взяты из баз данных ПК «Селектора». Модели уже были опробованы на других объектах [2-3].

Несмотря на то, что процессы сорбции являются достаточно сложными и эффективность очистки зависит от многих факторов, таких как состояние элементов в растворе, селективность сорбента к удаляемым примесям и его текстурные свойства, данные компьютерного моделирования позволяют повысить эффективность процесса сорбции, вводя в технологическую схему очистки только катионообменные материалы или катионо- и анионообменные материалы. Наличие в большом количестве гидроксоформ катионов металлов вызывает стерические затруднения при обмене и снижает кинетические характеристики процесса сорбции. Поэтому предварительное исследование состояния элементов в растворе позволяет выбрать оптимальный режим скорости пропускания потока очищаемой воды через слой сорбента и подобрать материал с требуемыми текстурными свойствами.

Низкое значения pH исследуемой водной системы обеспечивает присутствие основных подлежащих удалению тяжелых токсичных металлов в виде негидролизованых моноядерных катионных комплексов (табл. 2), что позволяет прогнозировать эффективную очистку сточных вод с использованием мезопористых катионообменных сорбционных материалов.

Полученные результаты свидетельствуют, что использование кислого фосфата титана  $Ti(H_2PO_4)_2$ , у которого константа ионизации функциональных групп по первой ступени составляет  $pK_1 = 3.08$  позволяет эф-

фактивно очистить стоки до требуемых значений ПДК. При этом катионы жесткости вначале поглощаются сорбентом, а затем вытесняются элементами, способными образовывать более прочные связи с фосфатными группами. Суммарная емкость сорбента по основным удаляемым примесям составляет 3.96 мг-экв/г.

Таблица 2. Результаты компьютерного моделирования состава воды изучаемой системы.

Элемент	Концентрация, мг/л	% от исходного	Элемент	Концентрация, мг/л	% от исходного
<b>Ca</b>	<b>220</b>	<b>100</b>	<b>Cu</b>	<b>7.7782</b>	<b>100</b>
Ca <sup>2+</sup>	220	100	Cu <sup>2+</sup>	3.42E-02	0.44
<b>Fe</b>	<b>34.6</b>	<b>100</b>	Cu <sup>+</sup>	7.74E+00	99.56
Fe <sup>2+</sup>	2.33E+01	67.24	Mn	19.6E-03	100
Fe <sup>3+</sup>	3.08E+01	32.76	Mn <sup>2+</sup>	19.6E-03	100
<b>K</b>	<b>5.86</b>	<b>100</b>	<b>Ba</b>	<b>14.5E-03</b>	<b>100</b>
K <sup>+</sup>	5.54E+00	94.61	Ba <sup>2+</sup>	14.5E-03	100
KSO <sub>4</sub> <sup>-</sup>	1.09E+00	5.39	<b>Cd</b>	<b>143E-03</b>	<b>100</b>
<b>Mg</b>	<b>67.6</b>	<b>100</b>	Cd <sup>2+</sup>	143E-03	100
Mg <sup>2+</sup>	6.76E+01	100	<b>Co</b>	<b>506E-03</b>	<b>100</b>
<b>Na</b>	<b>8.22</b>	<b>100</b>	Co <sup>2+</sup>	506E-03	100
Na <sup>+</sup>	<b>7.92E+00</b>	96.37	Cr	<b>0.0023995</b>	<b>100</b>
NaSO <sub>4</sub> <sup>-</sup>	1.55E+00	3.63	CrO <sup>+</sup>	1.6382E-05	0.52
<b>Al</b>	<b>78.7</b>	<b>100</b>	Cr <sup>3+</sup>	1.5425E-03	64.28
Al(OH) <sup>2+</sup>	5.83E+00	4.55	CrOH <sup>2+</sup>	1.1206E-03	35.19
AlSO <sub>4</sub> <sup>+</sup>	6.18E+01	17.21	<b>Ni</b>	<b>0.426</b>	<b>100</b>
Al(SO <sub>4</sub> ) <sub>2</sub> <sup>-</sup>	4.34E+01	6.79	Ni <sup>2+</sup>	4.26E-01	100
Al(OH) <sub>2</sub> <sup>+</sup>	5.53E-02	0.03	<b>Pb</b>	<b>0.0085784</b>	<b>100</b>
Al <sup>3+</sup>	5.62E+01	71.42	Pb <sup>2+</sup>	8.54E-03	99.57
<b>Zn</b>	<b>60.786</b>	<b>100</b>	PbOH <sup>+</sup>	3.93E-05	0.42
Zn <sup>2+</sup>	6.08E+01	99.99	<b>Sr</b>	<b>0.36</b>	<b>100</b>
ZnOH <sup>+</sup>	7.34E-03	0.01	Sr <sup>2+</sup>	3.60E-01	100

### Список литературы

1. Брыляков Ю.Е., Николаев А.И., Герасимова Л.Г. Перспективные направления в технологии переработки концентратов комплексного обогащения апатит-нефелиновых руд // Горный журнал. 2009. № 9. С. 62-66.
2. Мазухина С.И. Формирование поверхностных и подземных вод Хибинского горного массива. Апатиты: Изд-во КНЦ РАН, 2012. 173 с.
3. Мазухина С.И., Маслобоев В.А., Чудненко К.В., Максимова В.В. Результаты моделирования взаимодействия «вода – нефть» в морских и речных системах Дальнего Востока // Вестник МГТУ. 2015. Т. 18. № 2. С. 322-327.
4. Маслова М.В., Герасимова Л.Г., Охрименко Р.Ф., Матвеев В.А. Способ переработки сфенового концентрата. Патент РФ 2228907. 2004. БИ № 14.
5. Maslova M.V., Gerasimova L.G., Nikolaev A.I. Treatment of apatite nepheline ore waste enrichment waste / M.V. Maslova // Modern Applied Science. 2015. V. 9. P. 81-92.
6. Николаев А.И., Ларичкин Ф.Д., Герасимова Л.Г., Маслова М.В. Титан и его соединения: ресурсы, технологии, рынки, перспективы. Апатиты: Изд-во КНЦ РАН, 2011. 152 с.



Фоторепортаж 2016

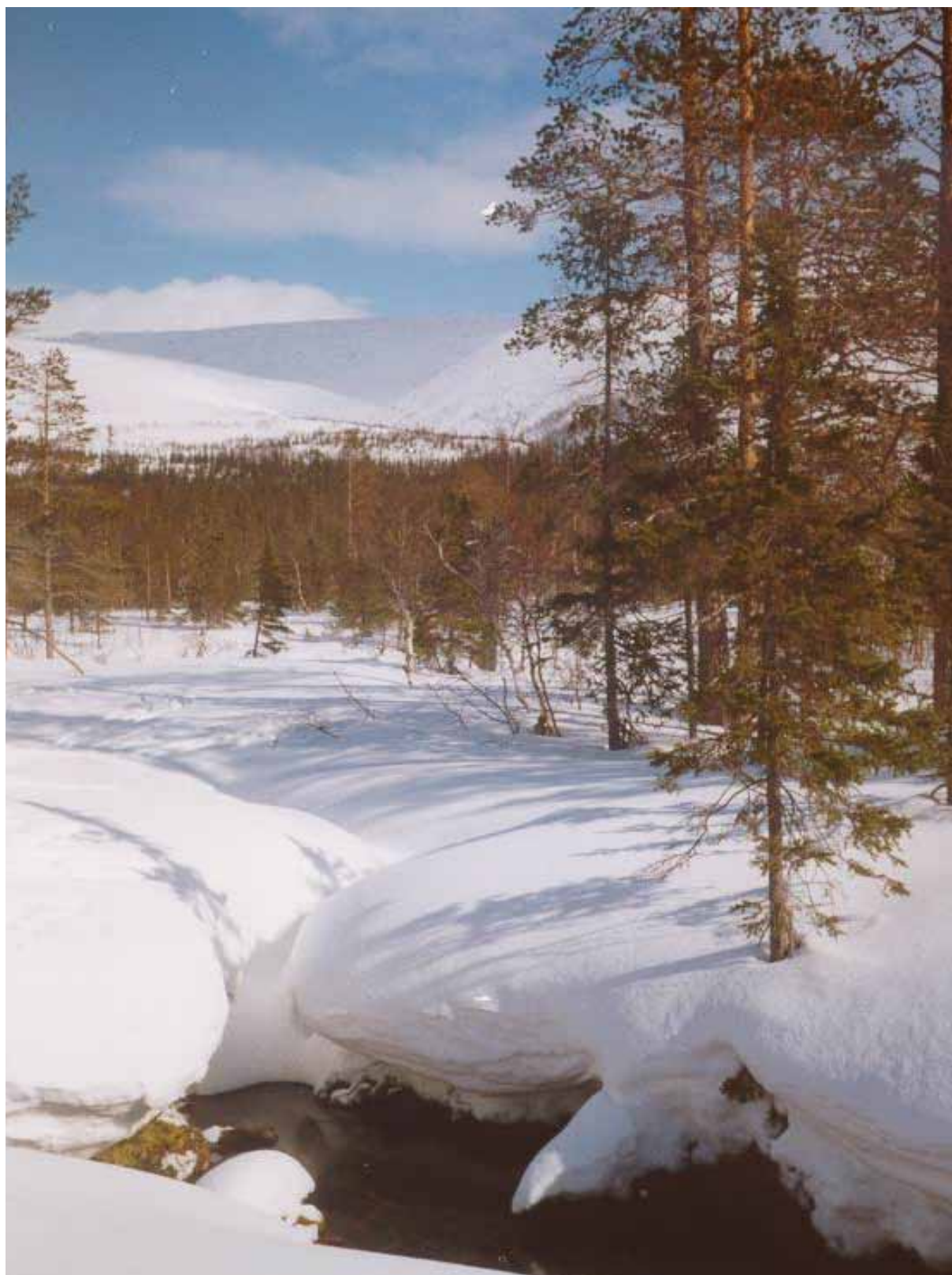


День геолога 3 апреля 2016 г.









Конференция 4-5 апреля 2016 г.













## Содержание

Предисловие главного редактора . . . . .	3
--	---

### ИСТОРИЯ И МЕТОДОЛОГИЯ НАУКИ

<b>Войтеховский Ю.Л.</b> Знаменательные даты 2016 года . . . . .	5-16
<b>Войтеховский Ю.Л.</b> Акад. Н.П. Юшкин и энтропия мышления . . . . .	17-23
<b>Войтеховский Ю.Л.</b> Алгебраическое описание петрографических структур и их преобразований . . . . .	23-32
<b>Бодрова О.А.</b> Эволюция визуального образа кольских саамов в российской этнографии . . . . .	33-35
<b>Дюжилов С.А.</b> А.Е. Ферсман и апатитовая проблема: полемические заметки по поводу статьи Б.Н. Ржевского «Роковая ошибка академика» . . . . .	35-38
<b>Красоткин И.С., Войтеховский Ю.Л., Лесков А.Л.</b> Из истории хибинских рудников 1930-х. . . . .	38-40
<b>Левин Б.С.</b> Определение понятия «минерал». . . . .	40-44
<b>Левин Б.С.</b> Определение понятия «горная порода». . . . .	44-48
<b>Левин Б.С.</b> Определение понятия «формация» . . . . .	49-53
<b>Левин Б.С.</b> Систематика геологических наук. . . . .	54-56
<b>Лобанов К.В., Чичеров М.В.</b> История освоения природных ресурсов Арктической зоны России до XVIII века . . . . .	56-59
<b>Пивоварова Т.В.</b> Архивные документы ГОКУ ГАМО в г. Кировске об открытии Ёно-Ковдорского железорудного месторождения . . . . .	59-61
<b>Шабалина О.В.</b> Фонд редкой книги Музея-Архива истории изучения и освоения Европейского Севера ЦПП КНЦ РАН как комплексный источник по истории российской Арктики и Субарктики . . . . .	62-65

### РЕГИОНАЛЬНАЯ ГЕОЛОГИЯ, ГЕОФИЗИКА И ГЕОХИМИЯ

<b>Войтеховский Ю.Л., Нерадовский Ю.Н., Бороздина С.В., Грошев Н.Ю., Мокрушин А.В., Савченко Е.Э., Малыгина А.В.</b> Комплексные титаномагнетитовые руды Колвицкого месторождения (Кольский п-ов) . . . . .	67-69
<b>Гусев А.В.</b> Разломно-блоковое строение Северо-Онежского синклиория и его металлогеническое значение. . . . .	70-72
<b>Жиров Д.В., Климов С.А., Жирова А.М., Пантелеев А.В.</b> Выделение и анализ геодинамических опасностей с использованием 3D геолого-структурной модели природно-технической системы «рудник Расвумчоррский – карьер Центральный» (Хибины). . . . .	73-84
<b>Зинчук М.Н., Зинчук Н.Н.</b> Бруситизация – важнейший этап становления кимберлитов. . . . .	84-87
<b>Ильченко В.Л.</b> Рудопоявления урана в рельефе земной поверхности Лицевского района и благоприятные структурные условия рудообразования в строении земной коры . . . . .	87-90
<b>Каменский И.Л., Гудков А.В., Мазухина С.И., Ганнибал М.А., Скиба В.И., Токарев И.В.</b> Два неожиданных результата, полученных при определении возраста воды водозабора Центральный», (г. Кировск, Мурманская обл.) . . . . .	90-93
<b>Каулина Т.В., Лялина Л.И., Бочаров В., Ильченко В.Л., Аведисян А.А.</b> КР-спектры метамиктного циркона из гранитоидов Лицевского урановорудного района . . . . .	93-95
<b>Когарко Л.Н.</b> Новый механизм фракционирования радиоактивных элементов в процессах дифференциации ультраосновных-щелочных магм . . . . .	96-97
<b>Куликов В.С., Куликова В.В., Гоголев М.А.</b> Новые подходы к составлению Геологической карты масштаба 1:750 000 ЮВ Фенноскандии . . . . .	97-99
<b>Куликова В.В., Куликов В.С.</b> О природе вариолей на контакте разновозрастных даек в центре Водлозерского блока (юго-восток Фенноскандинавского щита) . . . . .	100-104
<b>Максимов О.А., Володичев О.И.</b> Условия метаморфизма архейского гранитоидного матрикса Гриндинского эклогитсодержащего комплекса (метаэндресбитов и гнейсогранитов) . . . . .	104-107

<b>Маркова П.А.</b> Няртинский комплекс: петрография, исходная природа метаморфитов и их палеогеографические условия формирования . . . . .	107-109
<b>Мелик-Адамян Г.У.</b> Геохронология некоторых четвертичных эффузивов Армении в свете комплексного анализа новейших, радиоизотопных палеомагнитных и биостратиграфических данных . . . . .	109-111
<b>Мирошникова Я.А., Припачкин П.В., Пуха В.В., Пахомовский Я.А.</b> Геологическое строение юго-восточной части Южносопчинского массива: участок Южносопчинский 3 (Мончегорский рудный район, Кольский п-ов). . . . .	112-114
<b>Никонов А.А., Флейфель Л.Д.</b> Тектонические деформации в рифейско-вендских отложениях на северо-востоке п-ова Средний (южная ветвь линии Карпинского) . . . . .	114-118
<b>Пожиленко В.И., Конилов А.Н., Ван К.В.</b> Эклогиты северо-восточной части Ёнского сегмента Беломорья: новые данные . . . . .	118-122
<b>Рыбникова З.П., Николаев Г.С., Светов С.А.</b> Мезоархейские коматииты Восточной Фенноскандии: реконструкция характеристик родоначальных расплавов (на примере Совдозерской структуры) . . . . .	122-126
<b>Скуфьин П.К.</b> Форма проявления и состав кварцевых агрегатов в ультракислых вулканитах из эруптивных брекчий Печенгского рудного поля . . . . .	126-129
<b>Горбачевич Ф.Ф., Скуфьин П.К., Ковалевский М.В.</b> Геолого-геохимические особенности вулканитов печенгского комплекса на глубоких горизонтах разреза Кольской сверхглубокой скважины (СГ-3). . . . .	129-132
<b>Чувардинский В.Г., Скуфьин П.К.</b> Проблема материкового оледенения и формирования экзарационного рельефа в четвертичный период. . . . .	133-136
<b>Толстобров Д.С., Толстоброва А.Н., Колька В.В., Корсакова О.П.</b> Геохронологическая привязка береговых форм рельефа голоценового моря в депрессии реки Тулома и Кольском заливе . . . . .	137-140
<b>Фомина Е.Н.</b> Эпидотизация пород экзоконтакта массива щелочных гранитов Западных Кейв . . . . .	140-143
<b>Шаров Н.В.</b> Костомукшский рудный район (история, геология, глубинное строение) . . . . .	143-147
<b>Шпилов Э.В.</b> Стадии и фазы юрско-мелового плюмового магматизма в геодинамической эволюции Американо-Тихоокеанского бассейна . . . . .	148-151
<b>Tadjibekov M.T., Safaraliev N.S.</b> Geological and geomorphological features of the Pyandj-Vakhshan quaternary depression . . . . .	151-153
<b>МЕСТОРОЖДЕНИЯ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ</b>	
<b>Бородкин Н.А.</b> Диагностика цвиттеров на грейзеновом месторождении Экуг . . . . .	155-158
<b>Велизаде С.Ф.</b> Типоморфные особенности главных рудообразующих минералов Кацдагского месторождения (южный склон Большого Кавказа) . . . . .	159-161
<b>Лобанов К.В., Бортников Н.С., Волков А.В., Галямов А.Л., Мурашов К. Ю.</b> Геолого-генетические модели Арктических месторождений стратегических металлов . . . . .	161-165
<b>Зияев Дж.Ш., Сафаралиев Н.С.</b> Приведенные давления и направление возможного движения вод в пределах нефтегазоносных структур Душанбинского бассейна . . . . .	165-168
<b>Иванов А.С., Помазанский Б.С.</b> О зависимости между частотами встречаемости кластерных групп составов МСА (пироп, пикроильменит), габитусных форм, цвета фотолюминесценции алмазов, продуктивности на МСА и алмазы . . . . .	168-180
<b>Калинин А.А., Савченко Е.Э.</b> Новые данные о минералах благородных металлов в Оленинском рудопроявлении золота, пояс Колмозеро-Воронья . . . . .	180-187
<b>Коваль А.В., Полеховский Ю.С.</b> Петрографические и петрохимические особенности вмещающих пород рудопроявлений Озерное и Лагерное Куоляярвинской зоны Северной Карелии . . . . .	187-190
<b>Олейник И.Л., Кулешевич Л.В.</b> Благороднометалльная минерализация Койкарского силла (Карелия) . . . . .	190-194

<b>Лашук В.В., Усачева Т.Т.</b> Минералого-петрографическая оценка габброидов вскрыши апатит-ильменит-титаномагнетитового месторождения «Юго-Восточная Гремяха» как сырья для производства строительного щебня . . . . .	194-199
<b>Мансуров Р.Х.</b> Золотоносность терригенно-карбонатного среднерифейского комплекса в восточной части Енисейской золоторудной провинции . . . . .	199-202
<b>Морозова Л.Н.</b> Редкометалльные пегматиты Колмозерского пегматитового поля: строение, особенности состава . . . . .	203-207
<b>Ненахова Е.В., Фелюфьянов Д.С.</b> Особенности золото-серебряной минерализации Милоградовского рудопроявления (Приморский край) . . . . .	207-210
<b>Радомский С.М., Радомская В.И.</b> Новый промышленно-генетический тип золоторудной минерализации на Покровском месторождении Приамурья . . . . .	211-214
<b>Смолькин В.Ф., Ткачев А.В.</b> Эволюция сульфидообразования в геологической истории Земли . . . . .	214-216

## ГЕОЭКОЛОГИЯ

<b>Даувальтер В.А., Кашулин Н.А.</b> Реконструкция накопления элементов в озере Имандра как отражение динамики качества воды . . . . .	218-221
<b>Демин В.И., Козелов Б.В., Елизарова Н.И., Меньшов Ю.В.</b> Влияние рельефа на микроклимат г. Апатиты и возникновение городского «острова тепла» . . . . .	222-225
<b>Журкова И.С.</b> Перераспределение химических элементов под действием лесных пожаров . . . . .	225-228
<b>Некипелов Д.А., Сулименко Л.П., Кошкина Л.Б., Мингалева Т.А., Макаров Д.В.</b> Молибденит в зоне гипергенеза Хибинского массива. . . . .	228-231
<b>Петрашова Д.А., Пожарская В.В.</b> Цитогенотоксичные эффекты в буккальном эпителии и лимфоцитах периферической крови молодых горнорабочих Мурманской области . . . . .	231-235
<b>Черепанова Т.А., Горбачева Т.Т.</b> Пространственно-временная изменчивость взвесей в приустьевой зоне малой реки водосбора Белого моря. . . . .	235-238

## ОБЩАЯ И ГЕНЕТИЧЕСКАЯ МИНЕРАЛОГИЯ, КРИСТАЛЛОГРАФИЯ

<b>Борисова В.В., Волошин А.В., Жихарева Н.Г.</b> Новые поступления в коллекцию музея геологии и минералогии им. И.В. Белькова геологического института в 2015 г. . . . .	240-246
<b>Волошин А.В., Сидоров М.Ю., Компанченко А.А., Чернявский А.В.</b> Новые данные о минералах. 2. Первые находки в России и в Кольском регионе . . . . .	247-253
<b>Базарова Е.П.</b> Новые данные о минералогии пещеры Ботовская (Восточная Сибирь) . . . . .	254-256
<b>Войтеховский Ю.Л.</b> Именование и упорядочение выпуклых полиэдров . . . . .	256-261
<b>Войтеховский Ю.Л., Степенщиков Д.Г.</b> Вершинные и реберные усечения закрытых простых форм . . . . .	261-266
<b>Денисова Ю.В.</b> Термическая эволюция циркона из гранитоидов Приполярного Урала . . . . .	266-267
<b>Житова Е.С., Кривовичев С.В., Кржижановская М.Г., Яковенчук В.Н., Золотарёв А.А., Иванюк Г.Ю., Пахомовский Я.А., Паникоровский Т.Л.</b> Высокотемпературная кристаллохимия минералов надгруппы астрофиллита: астрофиллита, лобановита и куплетскита . . . . .	267-270
<b>Карпов С.М., Волошин А.В., Савченко Е.Э.</b> Альбитовые жилы в породах Имандра-Варзуги. Минеральный состав и типоморфизм некоторых минералов . . . . .	270-282
<b>Компанченко А.А., Сидоров М.Ю., Волошин А.В.</b> Рамановская спектроскопия – метод диагностики микровыделений минералов . . . . .	282-286
<b>Компанченко А.А., Волошин А.В., Базай А.В.</b> Минералы группы шпинели в метаморфизованных колчеданных рудах Южно-Печенгской структурной зоны, Кольский регион . . . . .	286-289
<b>Коноплева Н.Г., Иванюк Г.Ю., Пахомовский Я.А., Михайлова Ю.А., Яковенчук В.Н., Базай А.В.</b> Ульвошпинель в породах Хибинского массива . . . . .	289-293



<b>Паниковский Т.Л., Шиловских В.В., Золотарев А.А. мл.</b> Релаксация структуры катион-упорядоченного R4/n везувиана из скарна Стара Каменица (Судеты, Польша) . . . . .	293-296
<b>Селиванова Е.А., Лялина Л.М.</b> Минералы групп ринкита и розенбушита на Кольском полуострове . . . . .	296-300
<b>Сорока Е.И., Леонова Л.В., Анфимов А.Л.</b> Бёмит в бокситах Урала . . . . .	300-304
<b>Сорохтина Н.В., Кононкова Н.Н.</b> Эволюция минералов группы пироклора из карбонатитов щелочно-ультраосновного массива Себлявр, Кольский п-ов. . . . .	304-307
<b>Степенщиков Д.Г., Войтеховский Ю.Л.</b> Морфология плоских гигантских фуллеренов . . . . .	308-310
<b>Страшненко Г.И.</b> Морфометрический анализ простых и квазипростых форм кристаллов тригональной и гексагональной сингоний. . . . .	310-323
<b>Юричев А.Н.</b> Влияние метаморфизма на качество хромшпинелидов Калнинского ультрамафитового массива (Западный Саян) . . . . .	323-325
<b>Юричев А.Н.</b> Пострудные процессы и их воздействие на вещественный состав хромшпинелидов . . . . .	326-327

### **ТЕХНОЛОГИЧЕСКАЯ И ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНАЯ МИНЕРАЛОГИЯ**

<b>Годнева М.М., Борозновская Н.Н.</b> Строение и люминесценция фтористых синтетических минералов с элементами подгруппы титана . . . . .	329-332
<b>Иванова Т.К., Кременецкая И.П., Федосеева В.И.</b> Влияние температуры на равновесный состав и скорость образования минеральных фаз при взаимодействии термоактивированных серпентиновых минералов с раствором сульфата никеля . . . . .	333-335
<b>Калинкин А.М., Балякин К.В., Калинкина Е.В., Беляевский А.Т.</b> Влияние условий измельчения бадделеита в шаровой мельнице на его реакционную способность . . . . .	336-339
<b>Калинкина Е.В., Гуревич Б.И., Калинкин А.М., Мазухина С.И., Тюкавкина В.В., Серова Е.С.</b> Исследование свойств геополимеров на основе механоактивированных нефелинсодержащих отходов обогащения. . . . .	339-342
<b>Маслова М.В., Мазухина С.И., Герасимова Л.Г.</b> Свойства ионообменного материала на основе фосфата титана из продуктов переработки сфенового концентрата . . . . .	342-345
<b>ФОТОРЕПОРТАЖ</b> . . . . .	346-356

РЕГИОНАЛЬНАЯ ГЕОЛОГИЯ, МИНЕРАЛОГИЯ И ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ  
КОЛЬСКОГО ПОЛУОСТРОВА  
Труды XIII Всероссийской (с международным участием) Ферсмановской научной сессии  
посвящённой 50-летию Дня геолога

г. Апатиты  
4-5 апреля 2016 г.

Рекомендовано к печати Учёным советом Геологического института КНЦ РАН  
и Советом Кольского отделения РМО

Научное некоммерческое издание

Отпечатано в ООО К & М

184209 г. Апатиты Мурманской обл., ул. Ферсмана, д. 17 а  
тел. / факс (881555) 77329

Тираж 100 экз.

