

РОССИЙСКАЯ АКАДЕМИЯ НАУК
КОЛЬСКИЙ НАУЧНЫЙ ЦЕНТР
ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ

РОССИЙСКИЙ ФОНД ФУНДАМЕНТАЛЬНЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ
КОЛЬСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ РОССИЙСКОГО МИНЕРАЛОГИЧЕСКОГО ОБЩЕСТВА

ГЕОЛОГИЯ И МИНЕРАГЕНИЯ КОЛЬСКОГО РЕГИОНА



Труды Всероссийской (с международным участием) научной конференции
и IV Ферсмановской научной сессии, посвященных 90-летию со дня рождения
акад. А.В. Сидоренко и д.г.-м.н. И.В. Белькова

Апатиты, 4-6 июня 2007 г.

Апатиты
2007

УДК 55+553 (470.21)

Геология и минерагения Кольского региона. Труды Всероссийской (с международным участием) научной конференции и IV Ферсмановской научной сессии, посвященных 90-летию со дня рождения акад. А.В. Сидоренко и д.г.-м.н. И.В. Белькова. Апатиты, 4-6 июня 2007 г. – Апатиты: Изд-во К & М, 2007. – 320 с.

В Трудах Всероссийской (с международным участием) научной конференции “Геология и минерагения Кольского региона”, минералогическая часть которой представляла собой IV Ферсмановскую научную сессию, опубликованы статьи по основным направлениям исследований, проводимых Геологическим институтом КНЦ РАН: геологии, геохронологии, изотопной геохимии, петрографии, минералогии, в том числе технологической и экспериментальной, и по истории геологического изучения региона. Издание представляет интерес для геологов широкого профиля и историков науки.

Научный редактор – д.г.-м.н., проф. Ю.Л. Войтеховский

Рекомендовано к печати Ученым советом Геологического института КНЦ РАН и Советом Кольского отделения РМО

Издано на средства Российского фонда фундаментальных исследований, грант 07-05-06026.

© Коллектив авторов, 2007

© Геологический институт Кольского научного центра РАН, 2007

© Кольское отделение Российского минералогического общества, 2007

СОДЕРЖАНИЕ

ОТКРЫТИЕ КОНФЕРЕНЦИИ	6
ИСТОРИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО ИЗУЧЕНИЯ КОЛЬСКОГО ПОЛУОСТРОВА	10
Арманд А.Д. Педагогический метод А.В. Сидоренко в работе с аспирантами.....	11
Борисова В.В., Волошин А.В. И.В. Бельков и его вклад в коллекцию музея Геологического института КНЦ РАН	12
Евзеров В.Я. Воспоминания об А.В. Сидоренко.....	14
Заблоцкий Е.М. П.Б. Риппас – первый исследователь геологии южной части Кольского полуострова.....	16
Зыков Ю.Д. А.В. Сидоренко и первые шаги разведочной геофизики в Геологическом институте.....	19
Красоткин И.С., Войтеховский Ю.Л., Лесков А.Л. Хибинские пирротины. Западный участок.....	22
Макарова Е.И. И.В. Бельков – ученый и организатор науки на Кольском полуострове: история по архивным документам.....	26
Морозов М.В. Лоренц Панснер в Тюрингии.....	28
Мотов Д.Л. В памяти они рядом.....	31
Панышева Г.В. Что рассказывал В.А. Рундквист о “мончегорском периоде” своей жизни.....	33
Свенск И. О сейдах Кольского полуострова	36
Федотова М.Г. “Когда мы были молодыми”.....	38
Шпаченко А.К. Геолог В.Н. Годовиков. Страницы биографии.....	42
Шпаченко А.К. Очерк жизни геолога М.А. Павлова.....	47
Шпаченко А.К. Некоторые документы к биографии В.А. Рундквиста.....	50
Шпаченко А.К. Е.С. Федоров и А.К. Болдырев на Кольском полуострове.....	53
Шпаченко А.К. Особое геологическое бюро при Мурманском ОГПУ, 1932-33 гг.....	56
Юшкин Н.П. Выдающийся геологический стратег двадцатого века – Александр Васильевич Сидоренко.....	63
Войтеховский Ю.Л. Цели и задачи Российского минералогического общества.....	67
Гурская Л.И. Чупилин Иван Ильич, 1885-1971 гг.	69
Зайцев А.В. В.К. Котульский в истории Мончегорска.....	70
Киселев А.А. В.К. Котульский и Монче-тундра: проблемы историографии в свете исторического регионоведения.....	72
Кожевникова Э.Н. В.К. Котульский: факты биографии.....	75
Павлов В.А., Поляков И.В. Геологоразведочные работы на Кольском полуострове сегодня.....	77
Пустовойтов В.С. Геологические исследования в Мончегорском районе.....	78
ГЕОЛОГИЯ И ПЕТРОГРАФИЯ	79
Ветрин В.Р. Субщелочной магматизм Кейвской структуры.....	80
Галимзянова Р.М. Петрохимические особенности основных интрузивов юго-востока Беломорского подвижного пояса, Кольский регион.....	84
Евзеров В.Я. Проблемы формирования и минерализации рыхлого покрова Кольского региона в трудах академика А.В.Сидоренко и его последователей.....	87
Каллистов Г.А. Новые данные о редкометалльных гранитах Кременкульского массива, Южный Урал.....	92
Козлова Н.Е., Кудряшов Н.М., Козлов Н.Е. Меланократовые включения в гранитоидах Мурманского домена: геология, изотопные данные	95
Корпечков Д.И. Апоамфиболитовые мигматиты Нигрозерской структуры, Беломорский подвижный пояс: влияние кислотности-щелочности гранитизирующего флюида на формирование минеральных парагенезисов.....	98
Кудряшов Н.М., Галкин Н.Н. Геология, рудоносность и абсолютный возраст северо-западной части зеленокаменного пояса Колмозеро-Воронья.....	102
Кулешевич Л.В., Земцов В.А., Слюсарев В.Д. Минералогия и локализация благороднометалльного оруденения в Северной Карелии по геолого-геофизическим данным	105
Махлаев Л.В. Палеолитологические исследования А.В. Сидоренко и концепция вертикальной аккреции земной коры.....	109
Негруца В.З. Литология докембрия: от литостратиграфии к геосферной хронологии (к 90-летию со дня рождения А.В. Сидоренко и И.В. Белькова).....	112
Петровская Л.С., Петровский М.Н. Петрогеохимическая характеристика эндербитов района Пулозеро – Полнек-тундра Центрально-Кольского блока, Кольский полуостров.....	114
Петровская Л.С., Петров В.П. Эндербит-гранулитовый комплекс района Пулозеро – Полнек-тундра в геологической истории Центрально-Кольского блока.....	118
Пожиленко В.И., Грошев Н.Ю. Геологическая и петрохимическая характеристики расслоенного интрузива Оспе-Лувтуайвенч.....	121
Предовский А.А. Средневзвешенный состав дифференцированных плутонических комплексов как	

показатель эволюции магматизма.....	125
Серебряков Н.С. Корундсодержащие породы проявления Перуселька, Мурманская область.....	127
Яковлев Ю.Н., Скуфбин П.К., Баянова Т.Б. Возраст и рудная минерализация интрузивного тела риодацитовых порфиров из разреза СГ-3	130

МИНЕРАЛОГИЯ И КРИСТАЛЛОГРАФИЯ

Агеева О.А. К минералогии “содовых горизонтов” Хибинского массива.....	134
Борисова В.В., Волошин А.В. Новые поступления в коллекцию музея Геологического института за 2006 год.....	138
Васильев Н.В., Бородулин Г.П., Сук Н.И. Зональность пироксенов Ловозерского массива.....	140
Волошин А.В., Савченко Е.Э. Минералы группы гелвина в амазонитовых пегматитах Кольского полуострова.....	143
Волошин А.В., Савченко Е.Э., Гавря А.В. Ст-содержащий андрадит в скарноидах Ковдорского флогопитового месторождения.....	148
Габов Д.А., Субботин В.В., Савченко Е.Э. Новые минеральные фазы ЭПГ из рудных зон массива Федорово-Панских тундр.....	151
Галкин Н.Н. Морфологические и химические особенности арсенопирита Оленинского рудопоявления золота.....	155
Голубева И.И., Махлаев Л.В. Метамогенный ильменит, впервые выявленный и описанный И.В. Бельковым, и проблема формирования титановых россыпей.....	159
Зозуля Д., Пелтонен П., Х.О’Брайен, Лехтонен М. Р-Т параметры образования мантийных пироксенов и палеогеотермы Кольского региона.....	162
Иванов М.А. Минералогическое эхо войны.....	165
Кукуй А.Л., Киселева Д.В., Матвеева О.П. Сравнительная характеристика оптического кальцита различных регионов.....	167
Куприянова И.И., Кувшинова К.А. Флюорит из редкометалльно-молибденового месторождения Яури-Йоки	171
Лялина Л.М., Савченко Е.Э., Селиванова Е.А. Фторталенит-(Y) и кристаллический бритоилит-(Y) в пегматите щелочно-гранитного массива Белые тундры, Кольский полуостров.....	174
Лялина Л.М., Селиванова Е.А., Савченко Е.Э., Зозуля Д.Р. Бехонит Be(OH) ₂ Сахарйокского щелочного массива, Кольский полуостров – первая находка	178
Мокрушин А.В. Минералогия пород эндоконтакта Цагинского габбро-лабрадоритового массива, Кольский полуостров.....	180
Войтеховский Ю.Л., Нестеренко И.С. Находка хоулиита CdS в Кевской структуре.....	183
Смирнова Н.Л. О понятии “вид” и мягком порядке в природе.....	185
Сорохтина Н.В., Шпаченко А.К., Сенин В.Г. Редкометалльная минерализация в рудных альбититах массива Гремяха-Вырмес, Кольский полуостров.....	190
Степенчиков Д.Г. Общий подход к исследованию реальных форм кристаллов на примере алмадинда Западных Кейв.....	194
Хомяков А.П. Сидоренкит Na ₃ Mn(PO ₄)(CO ₃) как типоморфный минерал ультраагпаитовых пегматитов и индикатор высокопротективных минералообразующих процессов.....	198
Хомяков А.П. Ультраагпаитовые породы Хибино-Ловозерского комплекса как неисчерпаемый источник минералов с уникальными свойствами.....	202

ГЕОХИМИЯ

Балашов Ю.А. Влияние ранней дифференциация Земли на мантийные и коровые процессы архея- фанерозоя.....	207
Даувальтер В.А. Халькофильные элементы в донных отложениях Умбозера.....	211
Дудкин О.Б., Серов П.А. Проблема возраста и источника вещества карбонатитов Хибинского массива.....	215
Каменский И.Л., Скиба В.И. Диагностика первичных флюидных микровключений на основе изотопного анализа Не и Аг.....	218
Каменский И.Л., Икорский С.В., Аведисян А.А. Угледородные газы и изотопы гелия в сульфидных постройках дна океана.....	222
Каржавин В.К., Волошина З.М., Корчагин А.У. Влияние постагмагматических процессов на состав флюида с ЭПГ орудением в габброноритах Чурозера, Восточно-Панский блок, Кольский полуостров.....	225
Каулина Т.В., Апанасевич Е.А., Савченко Е.Э., Сергеев С.А., Пресняков С.В., Щипанский А.А., Япаскурт В.О. Архейские эклогиты Беломорского пояса: результаты U-Pb и Sm-Nd датирования граната и U-Th-Pb (SHRIMP) датирования циркона.....	229
Когарко Л.Н. Обогащенные мантийные резервуары – источники щелочного и кимберлитового магматизма и проблема их рудоносности.....	233
Нивин В.А. Особенности минералообразования в Ловозерском щелочном массиве по изотопным газо- геохимическим данным.....	235

Нивин В.А., Аведисян А.А. Первый опыт профильной газовой съемки по подпочвенному воздуху на Ловозерском нефелин-сиенитовом массиве.....	239
Ниткина Е.А., Баянова Т.Б., Апанасевич Е.А., Жавков В.А. Сравнение изотопных U-Pb данных для рудовмещающих пород стратиформного и нестратиформного типов Федоровского месторождения (Кольский полуостров).....	242
Новиков Д., Пекала М., Тараканов С., Скиба В., Толстухин И. Подвижность изотопов благородных газов в древних породах: пример хорошей сохранности захваченной компоненты.....	245
Смолюкин В.Ф. Происхождение и рудообразование Печенгского и Мончегорского интрузивных комплексов по данным петрологических и изотопных (Re-Os, Sm-Nd) исследований.....	247
Ahmad T. Precambrian Mafic Magmatism in the Western Himalaya.....	251
ГЕОФИЗИКА	255
Глазнев В.Н., Жирова А.М. Строение земной коры Хибинского и Ловозерского массивов по результатам комплексного сейсмогравиметрического моделирования.....	256
Жамалетдинов А.А. Природа и структура электропроводности земной коры в свете идей профессора А.С. Семенова.....	260
Ильченко В.Л., Горбачевич Ф.Ф. О распределении преобладающих типов горных пород в архейской части разреза СГ-3.....	263
Исанина Э.В., Крупнова Н.А., Пожиленко В.И., Ступак В.М., Шаров Н.В. Возможности сейсмических методов при детальном изучении строения земной коры района полуостровов Средний-Рыбачий (суша-море).....	267
Ковалевский М.В., Тришина О.М. Анизотропия упругих свойств горных пород в разрезе финской скважины ODB до глубины 1 км.....	271
Тюренин В.А. Исследование петрофизических особенностей кианитовых пород Кейвской структуры при нормальных и высоких термодинамических параметрах.....	275
Шевцов А.Н., Жамалетдинов А.А., Короткова Т.Г., Колобов В.В. Методика и результаты частотных зондирований в центральной части Кольского полуострова.....	280
ТЕХНОЛОГИЧЕСКАЯ МИНЕРАЛОГИЯ	284
Годнева М.М., Борозновская Н.Н., Мотов Д.Л., Клишкин В.М., Михайлова Н.Л. Влияние термообработки на рентгенолюминесцентные свойства фтороцирконатных минеральных образований.....	285
Калинкин А.М. Кинетика механохимического взаимодействия некоторых Са-содержащих минералов с углекислым газом.....	288
Калинкин А.М., Калинкина Е.В., Неведомский В.Н. ПЭМ-исследование структуры перовскита и диопсида, механически активированных в атмосфере CO ₂	292
Калинкин А.М., Калинкина Е.В., Залкинд О.А., Васильева Т.Н. Взаимодействие силикатов Li, Na и K с CO ₂ при механической активации.....	295
Кшуманева Е.С., Касиков А.Г., Нерадовский Ю.Н. Сравнительный анализ поведения пентландита и Со-пентландита в хлоридных средах.....	299
Лашук В.В., Мельник Н.А., Нестеров Д.П., Нестерова А.А., Усачёва Т.Т. Комплексная характеристика хранилищ, содержащих отходы обогащения апатит-нефелиновых руд Хибинских месторождений.....	303
Лихачева С.В. Гранулометрический контроль технологического процесса обогащения на ОФ-1 комбината “Печенганикель”.....	307
Мотов Д.Л., Годнева М.М. Изучение образования новых минеральных видов – цирконатов K и Cs с фосфатной составляющей.....	311
Нерадовский Ю.Н., Гришин Н.Н., Касиков А.Г., Окороchkova Е.А. Фазовые превращения при восстановительно-сульфидирующем обжиге отвальных шлаков комбината “Печенганикель”.....	313
Фоторепортаж	317

ОТКРЫТИЕ КОНФЕРЕНЦИИ

Уважаемые коллеги!

Объявляю Всероссийскую (с международным участием) конференцию “Геология и минерагения Кольского региона”, посвященную 90-летию со дня рождения почетных членов Российского минералогического общества акад. АН СССР А.В. Сидоренко и д.г.-м.н. И.В. Белькова, открытой. Позвольте сказать несколько слов из истории нашей конференции. Несколько лет назад совет Кольского отделения РМО принял решение о проведении Ферсмановской научной сессии, которая по замыслу должна быть форумом для обсуждения – в соответствии с лозунгом “минералогия во всем пространстве сего слова” из первого Устава РМО – новых результатов в изучении минералогии, геохимии, петрографии и полезных ископаемых Кольского региона. Первая сессия состоялась 22-23 апреля 2004 г., была посвящена 120-летию со дня рождения акад. А.Е. Ферсмана и А.Н. Лабунцова и собрала 37 докладов. Вторая сессия состоялась 18-19 апреля 2005 г., была посвящена 140-летию со дня рождения проф. В. Рамзая и собрала 49 докладов. Третья сессия состоялась 27-28 апреля 2006 г., была посвящена 50-летию Кольского отделения РМО и собрала 60 докладов.

Просматривая календарь юбилейных дат этого года, мы обнаружили следующее. 300 лет назад родился К. Линней, которому мы обязаны понятием “минеральный вид” и в честь которого назван минерал линнеит. 190 лет назад основано Санкт-Петербургское (ныне Российское) минералогическое общество. 160 лет назад родился первый президент АН СССР акад. А.П. Карпинский, побывавший в 1920 г. на Кольском полуострове. В честь него назван минерал карпинскит. 120 лет назад начались регулярные экспедиции в Кольскую Лапландию проф. В. Рамзая, в честь которого назван минерал рамзаит. К нашему большому сожалению, это название дискредитировано в пользу лоренценита. 100 лет назад родился профессор Санкт-Петербургского Горного института И.И. Шафрановский – учитель многих участников нашей конференции. В честь него назван минерал шафрановскит.

Но сотрудникам нашего Геологического института еще ближе другая дата. 90 лет назад родился будущий председатель президиума КФ АН СССР, министр геологии СССР, вице-президент АН СССР, президент Всесоюзного минералогического общества, основатель и первый председатель его Кольского отделения акад. А.В. Сидоренко. В честь него назван минерал сидоренкит и проспект нашего города. В тот же год родился будущий директор Геологического института, председатель Кольского отделения ВМО, заслуженный деятель науки РСФСР д.г.-м.н. И.В. Бельков, в честь которого назван минерал бельковит. Этой дате мы и посвящаем нашу конференцию, в рамках которой проводится и IV Ферсмановская научная сессия. Она собрала 78 докладов не только от сотрудников КНЦ РАН, но и от гостей из Москвы, Санкт-Петербурга, Петрозаводска, Сыктывкара и городов Мурманской области. Ввиду того, что наша научная сессия приобрела широкую известность, Геологический институт КНЦ РАН и Кольское отделение РМО решило ходатайствовать о внесении Ферсмановской научной сессии в список ежегодных мероприятий Российской академии наук.

Конференция проводится под эгидой Кольского научного центра РАН, Геологического института КНЦ РАН, Кольского отделения РМО и Российского фонда фундаментальных исследований (грант 07-05-06026). Почетный президиум конференции: председатель президиума КНЦ РАН акад. В.Т. Калинин, советник РАН акад. Ф.П. Митрофанов, президент РМО акад. Д.В. Рундквист и вице-президент РМО акад. Н.П. Юшкин. В адрес конференции поступили телеграммы.

Дорогие коллеги!

Мне очень приятно приветствовать вас на форуме, посвященном 90-летию почетных членов РМО Александра Васильевича Сидоренко и Игоря Владимировича Белькова. Они были скромными образованными людьми, отдавшими жизни на благо кольской и российской геологии.

Александра Васильевича я знаю с 1949 г. С его приходом на Кольскую базу АН СССР все сразу оживилось. Развернулся отдел аспирантуры, появилось много молодых сотрудников. Стали организовываться вечера отдыха, выставки, выезды на природу. База переехала в Новый город (теперь Апатиты), где был построен наш замечательный Академгородок. Мы называли его Сидорград, так как в этом строительстве важнейшая заслуга принадлежит Александру Васильевичу. Он создал новые направления в четвертичной геологии. Конечно же, об этом прозвучат научные доклады на проводимой вами конференции.

Игорь Владимирович был истинным энтузиастом изучения геологии Кольского полуострова. Он впервые приехал туда еще студентом в 1938 г., да так и пронес через всю жизнь любовь к этому краю, выразив ее в научных работах и картинах. С 1961 г. он в течение почти 25 лет был директором Геологического института. В часы отдыха рисовал кольские пейзажи. Найдите время, сходите в Музей геологии и минералогии института – его детище и Библиотеку-музей Администрации города, где экспонируются картины Игоря Владимировича в окружении минералов, собранных сотрудниками Геологического института.

Благодарю Президиум Кольского НЦ РАН, Геологический институт и Кольское отделение РМО за издание моих воспоминаний “Игорь Владимирович Бельков. Хроника жизни”. Эта книга – моя дань любимому человеку. В подготовке рукописи и картинной галереи на сайте <http://ibelkov.narod.ru/index.html> мне помогли дети и внук.

Желаю всем участникам конференции здоровья и благополучия, больших творческих успехов и новых открытий.

Д.г.-м.н. И.Д. Батиева

Глубокоуважаемый Юрий Леонидович!

С великой радостью узнала, что Геологический институт КНЦ РАН проводит конференцию, посвященную 90-летию со дня рождения моего отца. Благодарна вам за память и приглашение. С большим удовольствием приняла бы в ней участие, но обстоятельства сложились таким образом, что приехать не смогу в связи с большой загруженностью делами в Институте проблем нефти и газа и сугубо житейскими проблемами. Желаю коллективу Геологического института успеха. Надеюсь на дальнейшие научные и дружеские контакты.

С наилучшими пожеланиями, искренне ваша и с вами,

Д.г.-м.н. С.А. Сидоренко

Дорогие коллеги!

В первую очередь от лица Президиума РМО хочу поблагодарить Кольское отделение и его председателя Ю.Л. Войтеховского за активную работу по проведению целого ряда мероприятий, отражающих историю геологического изучения Кольского полуострова. Проводимое вами совещание посвящено людям, которых я прекрасно знал и которым благодарен за полезные советы и знания.

Александр Васильевич Сидоренко (1917-1982), возглавляя в 1950-1961 гг. Кольский филиал АН СССР, провел огромную научно-организационную работу по созданию сети научно-исследовательских институтов, развитию комплексных исследований и практическому использованию природных ресурсов Мурманской области. Он руководил разработкой новых научных направлений, которые привели к выводу о необходимости широких поисков на Кольском полуострове древней коры выветривания как возможного источника россыпных месторождений полезных ископаемых. Здесь под его руководством впервые в мире было начато бурение уникальной сверхглубокой скважины.

Игорь Владимирович Бельков (1917-1989) руководил Геологическим институтом КФ АН СССР в 1961-1986 гг. Его исследования способствовали выявлению на Кольском полуострове месторождений кианита для производства огнеупоров и алюминиевых сплавов на его основе. Он установил также поисковые критерии полезных ископаемых, связанных с гранитоидами, и выявил массив целочных пород с богатыми комплексными рудами редких металлов.

Еще раз от лица Президиума РМО благодарю оргкомитет конференции и желаю всем участникам плодотворной работы, новых идей и интересных встреч.

Президент РМО, академик РАН

Д.В. Рундквист

Как председатель Кольского отделения РМО я особо приветствую д.г.-м.н. И.И. Куприянову. Документ, сохранившийся в наших архивах и подписанный акад. А.В. Сидоренко, свидетельствует о том, что Ирина Ивановна была в первом составе Кольского отделения вместе с д.г.-м.н. И.В. Бельковым и другими минералогами, снискавшими славу нашему Геологическому институту. Наконец, я приветствую нашего коллегу из Университета Дели, Индия, проф. Т. Ахмада, который выступит с докладом о геологии Гималаев. Поздравляю всех с открытием конференции и предоставляю слово для приветствия членам Почетного президиума.

Директор Геологического института КНЦ РАН
д.г.-м.н., профессор

Ю.Л. Войтеховский

С П И С О К		
членов минералогического Общества Кольского филиала АН СССР		
Фамилия, имя и отчество	О.И.Л.	Датум вступления
1. 1. АНТОНОВ Евгений Степанович	886	Антон
2. 2. БОРИСОВ Борис Иванович	887	Борис
3. 3. СУСЛОВА Светлана Николаевна	888	Суслова
4. 4. САХАТОВ Алексей Сергеевич	889	Сахатов
5. 5. ПИШЕНОВА Нина Ивановна	840	Писенкова
6. 6. МИРОСКАЯ Диана Дмитриевна	841	Мирошкая
7. 7. МАТИАС Владимир Викторович	842	Матас
8. 8. КУПРИЯНОВА Ирина Ивановна	843	Куприянова
9. 9. ВОЙТЕХОВ Николай Александрович	844	Войтехов
10. 10. КОЗЛОВ Евгений Константинович	845	Козлов
11. 11. КАВАРДИН Геннадий Иванович	846	Кавардин
12. 12. ИВАНОВА Татьяна Николаевна	847	Иванова
13. 13. ИВАНОВ Анатолий Макарович	848	Иванов
14. 14. ИЛИСОВ Николай Иванович	849	Илисов
15. 15. ИЛИСОВ Борисович	850	Илисов

16. 16. ГОРСКА Виктор Николаевич	851	Горская
17. 17. ГОРБУНОВ Григорий Иванович	852	Горбун
18. 18. ГАЛАХОВ Александр Васильевич	853	Галахов
19. 19. ВОЛКОВА Мария Ивановна	854	Волкова
20. 20. БУССЕН Ирина Валентиновна	855	Буссен
21. 21. БАТИКОВА Ия Дмитриевна	856	Батикова
22. 22. БЕЛЬКОВ Игорь Владимирович	857	Бельков
23. 23. ДОРМАН Николай Давидович	858	Дорман
24. 24. Сидоренко Александр Васильевич		
25. 25. Сидоренко Сергей Александрович		
26. 26. Сидоренко Александр Васильевич		
27. 27. Сидоренко Александр Васильевич		
28. 28. Сидоренко Александр Васильевич		
29. 29. Сидоренко Александр Васильевич		
30. 30. Сидоренко Александр Васильевич		
31. 31. Сидоренко Александр Васильевич		
32. 32. Сидоренко Александр Васильевич		
33. 33. Сидоренко Александр Васильевич		
34. 34. Сидоренко Александр Васильевич		
35. 35. Сидоренко Александр Васильевич		
36. 36. Сидоренко Александр Васильевич		
37. 37. Сидоренко Александр Васильевич		
38. 38. Сидоренко Александр Васильевич		
39. 39. Сидоренко Александр Васильевич		
40. 40. Сидоренко Александр Васильевич		
41. 41. Сидоренко Александр Васильевич		
42. 42. Сидоренко Александр Васильевич		
43. 43. Сидоренко Александр Васильевич		
44. 44. Сидоренко Александр Васильевич		
45. 45. Сидоренко Александр Васильевич		
46. 46. Сидоренко Александр Васильевич		
47. 47. Сидоренко Александр Васильевич		
48. 48. Сидоренко Александр Васильевич		
49. 49. Сидоренко Александр Васильевич		
50. 50. Сидоренко Александр Васильевич		
51. 51. Сидоренко Александр Васильевич		
52. 52. Сидоренко Александр Васильевич		
53. 53. Сидоренко Александр Васильевич		
54. 54. Сидоренко Александр Васильевич		
55. 55. Сидоренко Александр Васильевич		
56. 56. Сидоренко Александр Васильевич		
57. 57. Сидоренко Александр Васильевич		
58. 58. Сидоренко Александр Васильевич		
59. 59. Сидоренко Александр Васильевич		
60. 60. Сидоренко Александр Васильевич		
61. 61. Сидоренко Александр Васильевич		
62. 62. Сидоренко Александр Васильевич		
63. 63. Сидоренко Александр Васильевич		
64. 64. Сидоренко Александр Васильевич		
65. 65. Сидоренко Александр Васильевич		
66. 66. Сидоренко Александр Васильевич		
67. 67. Сидоренко Александр Васильевич		
68. 68. Сидоренко Александр Васильевич		
69. 69. Сидоренко Александр Васильевич		
70. 70. Сидоренко Александр Васильевич		
71. 71. Сидоренко Александр Васильевич		
72. 72. Сидоренко Александр Васильевич		
73. 73. Сидоренко Александр Васильевич		
74. 74. Сидоренко Александр Васильевич		
75. 75. Сидоренко Александр Васильевич		
76. 76. Сидоренко Александр Васильевич		
77. 77. Сидоренко Александр Васильевич		
78. 78. Сидоренко Александр Васильевич		
79. 79. Сидоренко Александр Васильевич		
80. 80. Сидоренко Александр Васильевич		
81. 81. Сидоренко Александр Васильевич		
82. 82. Сидоренко Александр Васильевич		
83. 83. Сидоренко Александр Васильевич		
84. 84. Сидоренко Александр Васильевич		
85. 85. Сидоренко Александр Васильевич		
86. 86. Сидоренко Александр Васильевич		
87. 87. Сидоренко Александр Васильевич		
88. 88. Сидоренко Александр Васильевич		
89. 89. Сидоренко Александр Васильевич		
90. 90. Сидоренко Александр Васильевич		
91. 91. Сидоренко Александр Васильевич		
92. 92. Сидоренко Александр Васильевич		
93. 93. Сидоренко Александр Васильевич		
94. 94. Сидоренко Александр Васильевич		
95. 95. Сидоренко Александр Васильевич		
96. 96. Сидоренко Александр Васильевич		
97. 97. Сидоренко Александр Васильевич		
98. 98. Сидоренко Александр Васильевич		
99. 99. Сидоренко Александр Васильевич		
100. 100. Сидоренко Александр Васильевич		

Дорогие коллеги, уважаемые участники конференции!

Прежде всего, хочу поблагодарить вас за то, что Вы откликнулись на наше приглашение принять участие в этой конференции. Особо это относится к гостям, которые нашли возможность приехать в Апатиты.

Все мы – сотрудники Геологического института и Кольского научного центра – гордимся нашим Академгородком – самым красивым местом в Апатитах, гордимся нашим прекрасным институтом, искренне ценим те возможности, которые имеем для работы и жизни. Развитие Кольского филиала, а затем Центра Академии наук – огромная заслуга государства, которое через пять лет после тяжелейшей войны нашло мудрость и ресурсы для создания сети региональных научных центров. В создании нашего центра велика заслуга многих людей – ученых и строителей. Но мы помним, что во главе этого процесса в Апатитах, от момента рождения идеи до её реализации, стояли четыре геолога: А.В. Сидоренко, Г.И. Горбунов, Н.Е. Козлов и И.В. Бельков. Их имена вписаны в историю Центра, города и Мурманского края.

Безусловным лидером этой могучей группы был А.В. Сидоренко. Это человек мощной энергетики, огромного организаторского таланта, практической сметки. Не случайно после Кольского филиала он возглавил Министерство геологии Советского Союза, был вице-президентом АН СССР. Мне не довелось работать с ним лично. О его значении, научных достижениях я узнал позже из литературы, документов и рассказов тех, кто бывал с ним в экспедициях. Помню, как после празднования 50-летнего юбилея КФ АН мы возвращались из ДК “Строитель”. Вспоминая ветеранов освоения Хибин, он сказал, что это поколение – не пенсионеры. Мы, сказал он, будем в строю как солдаты – до последнего момента. Так оно и случилось, когда трагедия оборвала его жизнь.

И.В. Бельков для меня, как и для многих сидящих в этом зале, более близкий человек. Помню, как 29 декабря 1967 г. я появился в его кабинете, приехав работать в Геологический институт по его приглашению. Недолго думая, он сказал, что жить пока нигде, и отправил меня обратно в Ленинград на месяц, но уже в командировку – диктовать диссертацию. С этого напутствия началась моя работа в институте. Игорь Владимирович – уникальное воплощение человеческих талантов – ученый, художник, музыкант, поэт и писатель. Его главное достоинство – доброжелательное отношение к людям. Не сусальная, фальшивая, а большая и принципиальная доброта!

Четверть века он возглавлял Геологический институт, приняв его из рук Е.К. Козлова, возглавившего КФ АН в 1965 г. Этот период не был временем застоя, как подчас изображают. Это был поистине золотой век науки. Геологический институт, как и весь КФ АН, рос численно (штат института превышал 450 чел.) и профессионально, осуществлял проекты и программы союзного значения, имел прочные связи со всеми крупными горнорудными и химическими предприятиями области, вышел на международную арену, где получил заслуженное признание. Не иссякал приток молодых специалистов из университетов и вузов Ленинграда, Москвы и других центров. Я думаю, что ветераны института хорошо помнят это время и согласятся со мной, что жизнь была тогда ключом, в том числе и благодаря импульсивному, подчас взрывному характеру Игоря Владимировича. Хочу подчеркнуть для любителей демократии, нередко критиковавших И.В. Белькова за авторитаризм: как показала жизнь, это был и самый демократичный период в развитии института.

В прошлую пятницу на заседании ученого совета мы заслушали итоги проверки Геологического института за последние пять лет, а фактически – итоги деятельности института за 20-летний период руководства акад. Ф.П. Митрофанова, сменившего И.В. Белькова на посту директора. Несмотря на труднейшее время, которое иначе как периодом выживания и назвать-то трудно, когда институт как шагреновая кожа уменьшился почти в три раза, научные итоги впечатляют, они значительны, а по ряду направлений – мирового уровня. Фундаментом, на котором развивались в этот период научные школы кольских геологов, была старая научная и научно-техническая гвардия, накопленные знания и опыт.

И.В. Бельков – крупный ученый, идеи которого не всегда воспринимались адекватно. Помню реакцию на его докторскую диссертацию кафедры Н.Г. Судовикова, признанного босса (иначе его никто не называл) метаморфической геологии. Она была положительная, но сдержанная, без восторженных комментариев. Это было бы понятно, если бы Игорь Владимирович был сотрудником университета, ведь “нет пророка в своём отечестве”. Лишь значительно позднее я понял причину такого восприятия. В диссертации И.В. Белькова, а это по сути монография “Кианитовые сланцы Кейв”, сформулированы и скрупулезно обоснованы положения, которые в тот момент не принимались принципиально. В частности, это возможность реконструкции первичной природы горных пород, метаморфизованных в амфиболитовой фации, на основе литологических и геохимических признаков. Это выводы о принципиальной возможности и целесообразности реконструкции последовательности метаморфических событий, их геологической природы на основе структурных соотношений в минеральных ассоциациях. Книга “Кианитовые сланцы Кейв” – это первое исследование по региональному метаморфизму докембрия Кольского полуострова. Она уникальна и на долгие годы будет образцом геологического исследования метаморфических комплексов докембрия. На сегодня это еще и учебник высшего класса.

Проведение научных конференций, посвященных выдающимся ученым наших институтов, стало в КНЦ доброй традицией. Наша конференция, посвященная юбилейным датам акад. А.В. Сидоренко и д.г.-м.н. И.В. Белькова, важна не только для их коллег, друзей и родственников. Она важна для всего коллектива Геологического института как дань уважения к заслугам этих ученых, как стремление к развитию их исследований и рождению принципиально новых идей. Пока память жива, творчески жив и развивается институт.

В заключение от имени председателя президиума Кольского НЦ РАН акад. В.Т. Калининкова и от себя лично хочу пожелать вам успехов!

*Зам. председателя президиума КНЦ РАН
д.г.-м.н., профессор*

В.П. Петров

Уважаемые коллеги, сотрудники Кольского научного центра и гости!

Разрешите поздравить вас с открытием Всероссийской научной конференции “Геология и минерагения Кольского региона”, посвященной 90-летию со дня рождения акад. А.В. Сидоренко и д.г.-м.н. И.В. Белькова. Они внесли огромный вклад в изучение геологии, минералогии и полезных ископаемых Кольского полуострова. Оба были талантливыми организаторами науки в Кольском Заполярье.

Говоря весьма обобщенно о научной деятельности акад. А.В. Сидоренко, хочу в первую очередь отметить широчайший диапазон его интересов и высокую продуктивность: в период становления как ученого – это гидротермальные процессы в Копетдаге, процессы гипергенеза в аридном климате, геоморфология пустынь Средней Азии, в частности, природа глубоких впадин; после переезда на Кольский полуостров – его дочетвертичная история, распространение древних кор выветривания, их применение для целей геологической корреляции и специализация на полезные ископаемые, первично-осадочная природа метаморфических пород и существование жизни в архее, “углеводородное дыхание” метаморфической оболочки земной коры и многое другое. Для акад. А.В. Сидоренко был характерен критический подход к укоренившимся представлениям, использование различных методик для доказательства своих аргументов. Теоретические результаты всегда шли у него рука об руку с практическими рекомендациями. Хорошо известен его вклад в развитие методов и организацию аэро- и космосьемки для целей геологии в масштабах всей страны. Как организатор науки акад. А.В. Сидоренко является создателем главных институтов КНЦ РАН после его переезда из п. Кукисвумчорр в теперешний г. Апатиты, а также Кольского отделения ВМО (ныне РМО). На посту министра геологии и вице-президента АН СССР акад. А.В. Сидоренко создал целый ряд научных институтов и лабораторий, развивавших и большей частью продолжающих развивать перспективные направления фундаментальных и прикладных исследований.

Д.г.-м.н. И.В. Бельков – целая эпоха в истории Геологического института КНЦ РАН и Кольского отделения РМО, которые он возглавлял без малого 25 лет. В институте им был создан целый ряд научных направлений: изотопная геохимия, микрозондовые исследования минералов, экспериментальная петрография и минералогия, минералогия и геохимия редких элементов, комплексные геофизические исследования. Много энергии он отдал изучению месторождений полезных ископаемых Кольского полуострова. Личные научные интересы И.В. Белькова охватывали геологию, петрологию, минералогию, металлогению и геохронологию гранитов, генезис метаморфических пород, технологическую минералогию редкометалльного и кианитового сырья. Его исследования позволили обосновать выделение Кольской редкометалльной провинции, внесли вклад в познание ранних этапов эволюции земной коры северо-восточной части Балтийского щита. Под его руководством составлены схемы межрегиональной корреляции метаморфических комплексов, выполнено металлогеническое районирование региона и определены пути увеличения отдачи месторождений Кольского региона за счет комплексной утилизации минерального сырья и отходов горно-металлургических предприятий. И.В. Бельков был не только крупным ученым, но и замечательным художником. Его картины украшают стены нашего Музея геологии и минералогии – его гордости и любимого детища.

Заслуги акад. А.В. Сидоренко и д.г.-м.н. И.В. Белькова заслуженно отмечены многими государственными наградами. Мне остается лишь добавить, что их имена вписаны золотыми буквами в историю КНЦ РАН, Геологического института КНЦ РАН и запечатлены в нашей памяти. Открываемая конференция – тому свидетельство. Еще раз поздравляю вас с началом ее работы и желаю всем успехов на благо кольской геологии!

Советник РАН, академик РАН

Ф.П. Митрофанов

ИСТОРИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО ИЗУЧЕНИЯ КОЛЬСКОГО ПОЛУОСТРОВА



ПЕДАГОГИЧЕСКИЙ МЕТОД А.В. СИДОРЕНКО В РАБОТЕ С АСПИРАНТАМИ

А.Д. Арманд

г. Москва

Придя в Кольский филиал Академии наук СССР, Александр Васильевич Сидоренко занялся совершенствованием структуры научного центра. В Геологическом институте одна из его инициатив была направлена на создание подразделения, занимающегося четвертичной геологией и геоморфологией. Раньше такое направление в Институте почти не развивалось. Логичным представлялось начать организацию новой ячейки с приёма в Кольский филиал аспирантов соответствующего профиля. Ядром будущего Отдела четвертичной геологии и геоморфологии ГИНа в 1953 г. стали три выпускника Географического факультета МГУ: Андрей Никонов, Наталия Арманд и Алексей Арманд. Руководить их работой по диссертационным темам взялся сам А.В. Сидоренко.

Перед нами сразу была поставлена задача не ограничиваться заботой о получении кандидатской степени, а взять курс на участие в создании нового отдела. Серьёзность задачи добавляла требовательность к будущим сотрудникам со стороны руководителя. Впрочем, строгость поразительным образом сочеталась у А. В. Сидоренко с необычайным доверием к своим аспирантам. За всё время работы по своим темам мы ни в какой степени не чувствовали нередкой в этих случаях мелочной опеки. Выбор диссертационной темы был целиком предоставлен нам самим. В процессе работы аспирантам оказывалась максимальная помощь в организации полевых работ, изучения фондовых материалов, командировок, участия в совещаниях не только в роли докладчиков, но и в качестве слушателей. Аспирантам не было отказов при необходимости воспользоваться услугами машбюро, фотолаборатории, чертёжным бюро, мехмастерской и автопарком. Впрочем, наличие подобных служебных подразделений вообще в лучшую сторону отличало Кольский филиал от многих академических учреждений в столице. Александр Васильевич безоговорочно подписывал наши обращения о помощи и сотрудничестве в другие, производственные и научные организации. И даже рисковал в случаях длительных отъездов оставлять нам чистый лист со своей подписью, сопровождая добродушным замечанием: “Ну, уж вы меня под монастырь не подведите”.

При встречах, обычно на бегу, следовал короткий вопрос: “Как дела? Помощь моя не нужна?” При этом не требовалось углубления в детали. Но по прошествии полевого сезона руководитель откладывал все срочные дела и требовал аспирантов к себе со всеми полевыми дневниками, образцами и другими материалами. Тут шло подробное знакомство со всем, что удалось сделать аспирантам, обсуждались результаты, тут всерьёз попадало за промахи и согласовывались дальнейшие действия. Можно догадываться, что для А.В. Сидоренко эти встречи тоже нужны были как средство близкого знакомства с возможностями своих будущих сотрудников. По существу, здесь аспиранты проходили переаттестацию и получали благословение на продолжение работы. Экзамен заканчивался рядом советов общего характера, как потом оказывалось, весьма полезных для будущего успеха. Категорический совет: “Начните писать. Напишите, что можете на сегодняшний день” - вызвал у меня возражение. – “Александр Васильевич, надо провести ещё несколько маршрутов по свите Имандра-Варзуга, материала недостаточно”. – “Пишите. Без этого не увидите, чего действительно не хватает для общей картины. Сбирать материал можно без конца”. Нехотя я выполнил это указание и лишь тогда понял, как прав был руководитель. Сразу обозначилась структура будущей работы, стало понятным, куда направить усилия, а на что и в самом деле не стоит тратить времени.

В личном общении с аспирантами, как, впрочем, и с другой “мелкой сошкой” – лаборантами, инженерами, эмэнэсами, шоферами – Александр Васильевич отличался чрезвычайным демократизмом. При встречах приветливо здоровался за руку. С руководящими работниками обращение бывало гораздо более суровым. Выезжая на однодневные полевые экскурсии (на большее, очевидно, не хватало времени), А.В. Сидоренко брал с собой и аспирантов. В поле обсуждали интересовавшие его проблемы. Запомнились такие вылазки на Известковский завод, Опытное поле, Вудъяврчорр.

С аспирантами Александр Васильевич согласовывал привлечение в Филиал новых специалистов, поддерживал и наши предложения. Так Четвертичный отдел пополнился кадрами пыльцевиков, диатомистов, минералогами, специалистом по термическому анализу глин. Предметом особых забот А.В. Сидоренко было изучение на Кольском полуострове древних кор выветривания. Сотрудничество в этой сфере было взаимно полезным нам и руководителю.

Внимательное отношение А.В. Сидоренко к своим воспитанникам сохранилось и после его перехода на другую работу. Уже в должности министра геологии СССР он приехал на защиту диссертации Н.Н. Арманд, где выступил в ее поддержку. Как-то, после перехода в Москву, Александр Васильевич пригласил меня совместно осмотреть лабораторию русловых процессов в МГУ. При встречах со своими бывшими сотрудниками министр геологии не позволял себе чем-то подчеркнуть различие в нашем статусе.

Немало ценных советов руководителя, нередко поданных в афористичной форме, пригодилось мне в будущем в работе с моими аспирантами. Школа Александра Васильевича Сидоренко оставила след на всю жизнь.

И.В. БЕЛЬКОВ И ЕГО ВКЛАД В КОЛЛЕКЦИЮ МУЗЕЯ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО ИНСТИТУТА КНЦ РАН

В.В. Борисова, А.В. Волошин

Геологический институт КНЦ РАН, Анапты, borisova@geoksc.apatity.ru

Круг научных интересов Игоря Владимировича Белькова был огромен и охватывал проблемы минералогии, геологии, стратиграфии, геохронологии, метаморфизма и металлогении докембрийских гранитоидов, а также высокоглиноземистых метаморфических комплексов Кольского п-ова. Но главным и любимым направлением научной деятельности И.В. Белькова всегда оставалась минералогия. Великолепный знаток минералов, он уделял огромное внимание организации и развитию Музея геологии и минералогии в Геологическом институте и был, по сути, его создателем и руководителем до конца жизни [7, 8]. Понимая важнейшую научную и общественно-просветительскую роль музея в регионе с уникальной минералогией и богатейшими месторождениями полезных ископаемых, уже в первые послевоенные годы он начал создавать коллекцию. Изначально небольшие рабочие собрания, собственные и сотрудников института, превратились со временем в богатые и красочные музейные экспозиции [6] (рис.). Сейчас музей насчитывает более 6300 образцов минералов, пород и руд Кольского п-ова, из них около 1000 образцов из личной коллекции И.В. Белькова.



Рис. И.В. Бельков и Т.Н. Иванова в музее Геологического института (конец 60-х годов).

Кейские тундры, расположенные в восточной части Кольского п-ова, на протяжении многих лет были основным геологическим объектом, на котором проводил исследования И.В. Бельков. С 1946 г. он начал изучать пегматиты щелочных гранитов в Зап. Кейвах. Им были выделены несколько типов пегматитов, а также дана характеристика амазонитовых пегматитов с уникальной иттриевой минерализацией. Впервые для Кольского п-ова И.В. Бельковым найдены и изучены гадолинит-(Y) (вторая находка на территории бывшего СССР), фергусонит-(Y), иттрилит-(Y) и чевкинит-(Ce). Эти минералы положили основу его коллекции по редкоземельным минералам амазонитовых пегматитов щелочных гранитов в музее института.

С пегматитами щелочных гранитов Зап. Кейв связано также крупное проявление амазонита – одного из красивейших минералов Кольского п-ова. Яркий, с насыщенным голубовато-зеленым или травяно-зеленым цветом, он является украшением музея и притягивает к себе взгляды посетителей. Большая часть этих красивейших минералов, экспонирующихся и хранящихся в музее (более 50 образцов), собрана И.В. Бельковым. Коллекция включает амазониты различной

цветовой гаммы, с равномерным и зональным распределением окраски, а также с разнообразными минеральными ассоциациями. Но самыми интересными с точки зрения минералогии являются кристаллы амазонита, редко встречающиеся в природе. В музее можно увидеть великолепную друзу хорошо ограненных кристаллов голубовато-зеленого амазонита, которая была обнаружена И.В. Бельковым на г. Парусной. Размер кристаллов в друзе составляет 2,5-6 см.

Наиболее представительная коллекция минералов и руд (более 300 образцов) создана И.В. Бельковым по кианитовым месторождениям Кейв. Их систематическое изучение он начал в 1950 г. и продолжал до конца жизни [3]. Им в музее отведена отдельная витрина. В ней экспонируются типы высокоглиноземистых кианитовых сланцев и минералы кианитовых месторождений. Из кианитовых сланцев в экспозиции представлены типы: радиально-лучистые, сплошные, сноповидно-волокнистые, крупно- и мелкопараморфические.

Минералы высокоглиноземистых сланцев Кейвских тундр входят в список красивейших минералов Кольского п-ова. Из них наиболее привлекателен кианит, образующий скопления сноповидных, сильно вытянутых, пластинчатых кристаллов длиной до 30 см. Кроме кианита, в коллекции И.В. Белькова представлены радиально-лучистые агрегаты белого и содержащего углеродистое вещество темно-серого дистена. В Зап. Кейвах известно крупное проявление граната – розовато-красного альмандина, который образует хорошо ограненные кристаллы. Их размер в основном составляет 4-7 см, но И.В. Бельковым был обнаружен один из крупнейших гранатов Кольского п-ова размером более 20 см в поперечнике и весом ~16 кг. Украшением коллекции минералов высокоглиноземистых сланцев Кейв являются темно-коричневые ставролиты с крестообразными двойниками и тройниками прорастания, а также поперечные сечения параморфоз кианита по андалузиту с диагональными крестами и продольные сечения с фигурой песочных часов.

В 1957 г. И.В. Бельковым, вместе с верной спутницей жизни и коллегой по работе И.Д. Батиевой, на Кейвах был открыт Сахарйокский массив, сложенный преимущественно щелочными и нефелиновыми сиенитами с богатым комплексным редкометальным оруденением, представленным Zr-Y рудами. В щелочных габброидах и измененных нефелин-полевошпатовых пегматитах массива ими открыта Ве минерализация, представленная редким силикатом - мелинофаном [2]. Образцы нефелиновых сиенитов Сахарйокского массива с цирконом и пироксеном экспонируются в витрине с редкометальной минерализацией.

Большое внимание И.В. Бельков уделял исследованию гранитоидов северо-восточной части Балтийского щита, возглавляя на протяжении многих лет группу ученых, занимавшихся формационным и металлогеническим анализом гранитоидов Кольского п-ова. Вместе с И.Д. Батиевой он изучил массивы гранитоидов Мурманского, Центрально-Кольского, Кейвского, Терского и Беломорского блоков [1]. Собранные ими коллекции пород гранитоидных формаций Кольского п-ова находятся в петрографическом отделе музея.

Свое увлечение музеем, стремление сделать его очагом культуры, дать людям полноценную информацию о минеральных богатствах Кольского п-ова И.В. Бельков передал сотрудникам института. Большой вклад в развитие музея, сделали его коллеги Т.В. Новохатская и М.Г. Федотова, в разное время заведовавшие музеем. Под руководством И.В. Белькова они добились того, что музей стал известным не только в нашей стране, но и за ее пределами [6]. В настоящее время музей выполняет не только просветительскую, но и образовательную работу – на базе музея обучаются студенты геологической, экологической и геофизической специальностей различных вузов г. Апатиты [4]. Коллекции И.В. Белькова помогают им в получении знаний по минералогии, петрографии и полезным ископаемым нашего края.

У первооткрывателей минералов есть хорошая традиция – называть новые минералы в честь известных геологов. В добрую память о талантливом ученом, организаторе науки и прекрасном человеке один из новых минералов, впервые открытых на Кольском п-ове, был назван бельковитом [5].

Список литературы

1. Батиева И.Д., Бельков И.В., Ветрин В.Р., Виноградов А.Н., Виноградова Г.В., Дубровский М.И. Гранитоидные формации докембрия северо-восточной части Балтийского щита. Л.: Наука, 1978. 264 с.
2. Батиева И.Д., Бельков И.В. Сахарйокский щелочной массив, слагающие его породы и минералы. Апатиты: КФ АН СССР, 1984. 133 с.
3. Бельков И.В. Кианитовые сланцы свиты Кейв. М.-Л.: АН СССР, 1963. 321с.
4. Борисова В.В., Волошин А.В. Образовательный аспект деятельности музея геологии и минералогии // Тр. Гос. Дарвиновского музея. Вып. VII. М., 2003. С. 35-41.
5. Волошин А.В., Субботин В.В., Пахомовский Я.А., Бахчисарайцев А.Ю., Ямнова Н.А., Пуцаровский Д.Ю. Бельковит $Ba(Nb,Ti)_6(Si_2O_7)_2O_{12}$ – новый минерал из карбонатитов массива Вуориярви (Кольский п-ов) // ДАН СССР. 1990. Т. 315. № 5. С. 1218-1221.
6. Новохатская Т.В., Федотова М.Г. И.В. Бельков – организатор Геологического музея Геологического института КНЦ АН СССР // Новые данные по минералогии редких элементов Кольского п-ова. Апатиты: КФ АН СССР, 1991. С. 9-15.
7. Новохатская Т.В. История музея Геологического института КНЦ РАН до 1981 г. // Минералогия во всем пространстве сего слова. Тр. Ферсмановской научн. сессии, посв. 50-летию КО РМО. Апатиты: К & М, 2006. С. 31-32.
8. Федотова М.Г. О Геологическом музее института и загадках его экспонатов // Минералогия во всем пространстве сего слова. Тр. Ферсмановской научн. сессии, посв. 50-летию КО РМО. Апатиты: К & М, 2006. С. 38-42.

ВОСПОМИНАНИЯ ОБ А.В. СИДОРЕНКО

В.Я. Евзеров

Геологический институт КНЦ РАН, Апатиты

В 1958 г. я окончил геологический факультет Воронежского университета. Список мест, где ждали выпускников, в тот год оказался довольно бедным. Главное, в нем не было тех регионов, в которых кому-то из нас приходилось работать на геологических практиках. Многих коренных воронежцев привлекала Воронежская геологоразведочная экспедиция, готовая принять 4 или 5 специалистов. Я тоже родился и вырос в Воронеже, но нормального жилья у меня не было. Поэтому я, хоть и шел первым по распределению, выбрал Улан-Удэ. Вскоре после распределения меня пригласил к себе профессор Митрофан Степанович Точилин и сказал, что Александр Васильевич Сидоренко попросил его подобрать выпускника, который согласился бы заниматься четвертичными отложениями и поступить в аспирантуру Геологического института Кольского филиала АН СССР. К четвертичным отложениям у всех выпускников было, мягко говоря, снисходительное отношение, но и работу в Бурятии не представлял себе никто из моих сокурсников, и я согласился. В 1958 г. я представления не имел о том, кто такой А.В. Сидоренко и почему он обратился с просьбой к М.С. Точилину. Несколько лет спустя выяснилось, что А.В. Сидоренко окончил в 1940 г. Воронежский университет и был зачислен в аспирантуру на кафедру минералогии и петрографии к профессору С.П. Попову. М.С. Точилин в это время уже работал в университете и в 1941 г. защитил кандидатскую диссертацию.

С Александром Васильевичем мне довелось общаться вплоть до его трагической кончины. Я никогда не вел дневник, поэтому в памяти сохранились только отдельные эпизоды, в какой-то мере характеризующие этого незаурядного человека.

Когда я приехал на Север в конце 1958 г., Кольский филиал располагался на 25-ом километре в невысоких деревянных домиках. В этом же поселке жили почти все сотрудники. Понятно, что часто приходилось ездить в соседний Кировск по различным надобностям. Надо сказать, что сообщение между населенными пунктами тогда было много хуже, чем теперь, и на каждую поездку уходило много времени. Стою я как-то на остановке в Кировске и безнадежно жду рейсовый автобус. Вдруг к остановке подъезжает легковая машина, выходит из неё А.В. Сидоренко и, спросив, куда я собрался, пригласил меня в машину. Я тогда был без году неделя аспирантом, он – председателем Президиума филиала.

В первые годы становления Кольского филиала АН СССР коллектив был дружным и часто собирался за одним столом. Особой популярностью пользовались новогодние карнавалы. На одном из них все участники вынимали из мешка Снегурочки свернутые в трубочки короткие юмористические записки и публично их зачитывали. Одну из таких записок вынул и Александр Васильевич и громко зачитал: “Если глуп, то не имей никаких претензий, ничего ты не пиши, особенно рецензий”.

Я знал, что Александр Васильевич воевал, был тяжело ранен и демобилизован в 1943 г. Но он чрезвычайно редко вспоминал о пережитом на фронте. Только однажды, возвращаясь вместе с нашим отрядом с полевых работ, Александр Васильевич прочитал стихотворение “Жди меня”, сказал, какое большое значение оно имело для фронтовиков, и заметил, что его иногда и сейчас преследует страшное воспоминание о корректировке огня, которую он вел через амбразуру подбитого немецкого танка, наполовину закрытую трупом танкиста.

Александр Васильевич старался поддерживать на должном уровне свою физическую форму: регулярно ходил на лыжах и катался на коньках. Причем он приучил всех административных работников и своих сотрудников к тому, что на катке можно не только обсуждать, но и решать наболевшие вопросы. Присутствие разнообразного начальства на катке и около него было верным признаком того, что А.В. Сидоренко уже там или появится в скором времени.

В 1961 г. перед отъездом с Севера Александр Васильевич собрал всех своих сотрудников, занимавшихся изучением рыхлого покрова Кольского региона, за столом. Посидели, поговорили о работе, о жизни. На прощанье он сказал: “Это нормально, что последователи идут дальше предшественников, поднимаются на их плечи, но при этом не надо плевать им на лысины”.

Под руководством А.В. Сидоренко я написал и успешно защитил кандидатскую диссертацию, а затем приехал в Москву со статьёй о происхождении четвертичных отложений Балтийского щита. В ней развивалась идея Александра Васильевича о существенной роли древней коры выветривания в формировании рыхлого покрова щита. Естественно, я предложил Александру Васильевичу быть соавтором статьи. Он меня внимательно выслушал, познакомился со статьёй и представил её в журнал “Советская геология”, не включив себя в качестве соавтора.

Вспоминается и курьёзный случай. В 1974 г. отмечалось сорокалетие Воронежского университета. Я опаздывал, поэтому прямо из аэропорта поехал в университет и успел на большую часть выступления Александра Васильевича. Он очень тепло вспоминал об ALMAE MATRIS, о своих учителях, отметил, что университет занимает достойное место среди ВУЗов страны. Из выступлений сотрудников университета было понятно, что они рассчитывают на помощь министра геологии. Вечером того же дня был банкет в одном из ресторанов Воронежа. А.В. Сидоренко на нем не присутствовал, и я подумал, что у него, как все-

гда, много разных дел, и он уже уехал в Москву. Через пару дней я был у Александра Васильевича на приеме и, согласовав интересовавшие меня вопросы, спросил, почему он не остался на банкет. И тут я услышал невероятное. Оказывается, Сидоренко весь банкетный вечер провел в гостинице, а организаторы, не сказав ему, в каком ресторане будет банкет, не заехали за ним.

Я постоянно поддерживал связь с Александром Васильевичем. В 1982 г. мы с А.П. Афанасьевым готовили программу представительного международного совещания по корам выветривания Балтийского щита. Пришло известие о трагической гибели Александра Васильевича. Никакого совещания, конечно, не было, а вскоре в институте была закрыта и лаборатория четвертичной геологии – детище А.В. Сидоренко. Обычная, к сожалению, история.

А память об Александре Васильевиче живет. На фронтоне главного корпуса Кольского научного центра в Апатитах висит мемориальная доска, сообщающая о том, что в 1952-1961 гг. он руководил Кольским филиалом АН СССР. Одной из улиц нашего города присвоено имя А.В. Сидоренко. Оно увековечено в названиях минерала из Ловозерских тундр – сидоренкита, древнейшей ископаемой водоросли – мурмания сидоренкия и одного из судов исследовательского флота РАН.

П.Б. РИППАС – ПЕРВЫЙ ИССЛЕДОВАТЕЛЬ ГЕОЛОГИИ ЮЖНОЙ ЧАСТИ КОЛЬСКОГО ПОЛУОСТРОВА

Е.М. Заблочкий

Русское генеалогическое общество, Санкт-Петербург, ezabl@012.net.il

Имя горного инженера Платона Борисовича Риппаса сравнительно мало известно историкам и краеведам, упоминания о нем нередко содержат ошибки или очень кратки [1, 2, 8]. Между тем, П.Б. Риппас и другие сотрудники дореволюционного Геолкома были первопроходцами региональной геологии нового времени, опирающейся на геологическое картирование. Спустя столетие, их работы представляют несомненный интерес для истории науки. Естественный интерес вызывают и сами исполнители работ, наши предшественники. Сведения об их происхождении, биографические подробности, максимально полное знание их профессиональной карьеры в своей совокупности могут послужить материалом для специальных исследований особенностей формирования профессиональных общностей.

П.Б. Риппас (1870-?) принадлежал к инженерной российской династии. Его дед, Александр Иванович Риппас (1810-1860) католического исповедания, из иностранцев, потомственный дворянин, после окончания Института Корпуса инженеров путей сообщения (1828) служил на Сестрорецком оружейном заводе. В 1838 г. занимался восстановлением Зимнего дворца после пожара, с 1839 г. служил по Корпусу инженеров военных поселений, подполковник в отставке. Жена А.И. Риппаса, Мария Николаевна, и дети (Николай, Александр, Борис, Владимир, Михаил, Дарья, Мария, Софья) были православными (сведения из Российского государственного исторического архива, далее РГИА, фонд 1343, опись 28, дело 1692). Николай и Александр получили образование в Институте Корпуса горных инженеров. Н.А. Риппас (1839-1863) окончил курс в 1859 г., как один из лучших выпускников был оставлен при институте для подготовки к преподаванию, но скоропостижно скончался накануне отъезда в двухгодичную заграничную командировку для усовершенствования в науках (РГИА: ф. 44, оп. 3, дд. 290, 612; ф. 1343, оп. 28, д. 1692). Его брат, горный инженер А.А. Риппас (1843-?) окончил Институт в 1864 г. третьим в выпуске, служил на Алагирском сереброплавильном заводе на Кавказе, а после длительного перерыва в службе (1870-1890) – в Брянском акционерном обществе (сталелитейный завод) и Техническом отделении Горного департамента (с 1891 г., РГИА: ф. 37, оп. 51, д. 914; ф. 1343, оп. 28, д. 1692). В 1893 г. опубликован его перевод руководства профессора Фрейбергской горной академии А. Ледебуря “Производство литого железа”. Последнее упоминание А.А. Риппаса содержится в справочнике “Весь Петербург” за 1909 г.

В контексте истории изучения Кольского п-ова заслуживает внимания деятельность третьего сына А.И. Риппаса – Бориса Александровича. Б.А. Риппас (1844-?) окончил Институт Корпуса инженеров путей сообщения (1864), строил Уральскую горнозаводскую железную дорогу (70-е гг.), был Главным инженером акционерного общества Рязано-Уральской железной дороги (начало 90-х), членом Комитета управления железных дорог от Министерства путей сообщения. Он дослужился до чина тайного советника (1901), состоял членом Инженерного совета МПС, находился в службе до 1917 г. (РГИА: ф. 58, оп. 2, д. 1021; ф. 229, оп. 19, дд. 2424, 2425). В 1894 г., на волне интереса к открытию полноценного морского порта на Мурмане, Б.А. Риппас был командирован для осмотра предполагаемой трассы железной дороги от Кандалякши до Колы и Екатерининской гавани. Отчет об этой краткой (около месяца) поездке содержит, наряду с профессиональными рекомендациями по прокладке железной дороги для конкретных участков, разнообразные сведения о природе края и населении. Есть в отчете и геологический материал, главным образом по ледниковым отложениям [4]. В 1915 г., когда приступили к строительству железной дороги, отчет Риппаса был переиздан Министерством путей сообщения. Во время своей поездки Б.А. Риппас посетил оз. Могильное на о-ве Кильдин [5]. В отличие от В.А. Фаусека, первого исследователя этого уникального озера (1891), Риппасу удалось наблюдать связь колебаний уровней воды в озере и море и сделать вывод о проницаемости разделяющей их естественной дамбы и механизме, поддерживающем специфическую расслоенность вод озера по солености.

Платон Борисович Риппас – сын Б.А. Риппаса от первого брака (мать – Ольга Даниилловна). Он окончил Горный институт по заводскому, инженерно-техническому разряду (РГИА: ф. 37, оп. 48, д. 2259), но в горнозаводской отрасли не работал. Сразу по окончании института (1896), вступив в службу по горному ведомству, П.Б. Риппас был направлен в распоряжение директора Геологического комитета “для практических занятий”. В этом выборе сказались, вероятно, склонность к естественно-историческим изысканиям, проявившаяся уже в студенческие годы (Платон Борисович сопровождал отца в поездке на Кольский п-ов в 1894 г.). С увеличением штатов Геолкома в 1897 г. П.Б. Риппас был принят на должность помощника геолога. В штате Геолкома он находился до 1900 г., когда был назначен в Амурско-Приморскую геологическую партию и зачислен для прохождения службы по Главному горному управлению. До перехода в Амурско-Приморскую партию П.Б. Риппас провел геологические исследования по линии Московско-Брянской железной дороги и на территории казенных лесничеств Тульской губернии, опубликовав в 1900 г. краткие отчеты в Известиях Геолкома. Но особое место занимает его экспедиция на юг Кольского п-ова, в бассейн р. Варзуга, по заданию Русского географического общества в 1898 г. После работ финских исследователей (Кильман, Пальмен, Рамзай, Петреlius, Гакман и др., 1887, 1889, 1891, 1892) эта часть п-ова, несмотря на относительную близость к Архангельску, оставалась для науки “белым пятном”. Риппас был командирован Геолкомом “для заведывания экспедицией” (РГИА: ф. 37, оп. 57, д. 1023). Для производства геодезических работ в экспедицию был назначен подпоручик Корпуса военных топографов А.А. Носков [3, 6].

Экспедиция готовилась тщательно – с устройством (по зимнему пути) двух промежуточных складов продовольствия, продуманной организацией транспортировки. По Варзуге до верховьев поднимались в восьми легких дощаниках на шестах, по Поною до его истоков – на лопарских лодках, через водораздел к истокам Паны несли груз на себе, от самых

верховьев Паны вниз до Варзуги спустились на дощаниках. Все сроки прохождения маршрута были согласованы. Команду “варзужан” сменяли каменные лопари, каменных – ловозерские, к вершине Паны снова подоспели крестьяне из Варзуги “известные своим искусством плавать по быстринам и порогам”. В помощь геодезисту А.А. Носкову специальным приказом Военного министра были прикомандированы солдаты Архангелогородского резервного батальона: ефрейтор Калинин, рядовые Шелгунов, Тараханов и Мосеев.

Экспедиция вышла из Варзуги 4 июня и вернулась 9 августа. Общую протяженность маршрута можно оценить по объему топографических работ – было снято ~ 500 верст, в т.ч. инструментально (кипрегелем-дальномером) более 300. Впервые барометрически измерены над уровнем моря высоты горных вершин и озер, определены координаты восьми опорных астрономических пунктов: с. Кузомень, устья Паны (дважды), двух точек пересечения верховьев Варзуги Семиостровским зимником, Летнего Каменского погоста на Поное, слияния Алны и Суинги в истоках Поноя и места впадения Паны в Нижнее Панское озеро. Результат работ А.А. Носкова – трехверстная карта района; к изданному отчету прилагается ее десятиверстный вариант (М 10 верст в дюйме соответствует 1 : 420000).

Геологические наблюдения П.Б. Риппаса составляют главное содержание его отчета. Направление маршрута экспедиции оказалось исключительно удачным для установления основных черт геологического строения. В сущности, ни один из структурно-формационных комплексов, известных в настоящее время в районе, не остался не отмеченным. П.Б. Риппас выделил протяженную область развития зеленокаменных пород, эпидиабазов и порфиринов, массивных и “измененных действием динамометаморфизма” в различной степени, в т.ч. “сильно спрессованных” с переходом в биотит-хлорит-кварцевые сланцы. По Риппасу, эта область на востоке подходит к истокам Варзуги (г. Вонзуй), занимает ее среднее течение и почти всю область Паны, уходя на запад от нее. Риппас считал область зеленокаменных пород покровом. В современном понимании это восточный фланг Печенгско-Имандра-Варзугской палеорифтогенной зоны. В южной части области, по Варзуге выше устья Паны, среди зеленокаменных пород Риппас наблюдал выходы плотных беловато-серых известняков, отнесенных им к палеозою. В верхнем течении Паны среди преобладающих эпидиабазовых пород отмечены им выходы “голубовато-зеленой породы” (г. Полисарка, краж Ягунка), а в одном пункте – кристаллических сланцев.

К югу от зеленокаменной области располагается область преобладающего развития мелкозернистых слюдяных гнейсов и гранитов (с мясо-красным полевым шпатом), связанных постепенными переходами. В северной части гранито-гнейсовой области, где гнейсы становятся более разнообразными по строению и составу, Риппас замерил северо-западное простирание слоев с падением на юго-запад под углами 35-60 °. Он отметил развитие гнейсов и на правом берегу Поноя, севернее восточного фланга зеленокаменной области (т.е. в южной части Кейвского блока в современном понимании). При движении вверх по Поною на значительном протяжении коренные выходы не наблюдались, а в верховьях появились характерные светло-желтоватые роговообманковые граниты (щелочные граниты Кейвского блока). Их развитие отмечено Риппасом на правом берегу Алны (Элнийок), правой составляющей Поноя – у Чурозера в краже Саадевар и г. Чуорвуд. Аналогичными гранитами, по Риппасу, сложены и вершины г. Белая Тундра, а также район к северу от этой системы гор, называвшихся варзужанами Панскими. В непосредственном соседстве с роговообманковыми гранитами, южнее и западнее, на обширной территории в Панских горах оказались развиты характерные габбро темного, почти черного цвета, местами оказывающие влияние на магнитную стрелку. Спустя десятилетия этот массив был детально изучен, в настоящее время установлена его платиноносность.

Отметив преобладание в районе кристаллических пород, Риппас выделил более молодые, девонские по его мнению, красноцветные песчаники (терская свита рифея в современном понимании). Их выходы описаны им в районе с. Варзуга, по р. Кица и на морском побережье, в т.ч. на мысе Корабль. Существенным для науки был также материал, собранный Риппасом по разрезу постплиоценовых рыхлых морских отложений. Раковинную фауну (24 вида) из этих отложений определил Н.М. Книпович, указавший на возможную более тепловодную обстановку бассейна по сравнению с современной. П.Б. Риппас собрал также первые данные о ледниковом комплексе юга Колыского п-ова – развитии морен (в морене Панских гор отмечено присутствие валунов нефелинового сиенита) и озов. В соответствии с комплексным характером экспедиции Риппас собрал сведения о растительности и животном мире, режиме рек, а топограф Носков провел метеорологические наблюдения. Проведенная в условиях прохладного и дождливого поллярного лета, сравнительно непродолжительная экспедиция посетила “один из наиболее глухих уголков нашего Севера” и, судя по опубликованному предварительному отчету, дала его подробную характеристику.

С 1900 г. исследования П.Б. Риппаса переместились на Дальний Восток. Сначала работы Амурско-Приморской геологической партии, где он был помощником начальника, проходили по специальной программе исследований золотоносных областей Сибири, а в 1910-1912 гг. – в геологическом отделе Амурской экспедиции, организованной для изучения района строящейся Амурской железной дороги. Все работы осуществлялись под руководством Геологического комитета, и геологи Амурско-Приморской партии П.К. Яворовский (начальник партии), Э.Э. Анерт, А.И. Хлапонин, М.М. Иванов и П.Б. Риппас (рис.), не состоявшие в его штате, фигурировали как геологи-сотрудники этого научного учреждения. В 1900 г. Риппас принимал участие в первой на Дальнем Востоке полистной геологической съемке (М 2 версты в дюйме, т.е. 1 : 84000), проводившейся Амурско-Приморской партией в Зейском золотоносном районе [7]. В 1901-1913 гг. он проводил маршрутные исследования к востоку от Зеи. Им были впервые изучены Унья-Бомский золотоносный район в западной части хр. Джагды, бассейны р. Уркан Левый, Деп, Мамын (на современных картах Орловка) и Нора. В 1913 г. им составлена сводная геологическая карта Амурско-Приморского района. Несмотря на сравнительно мелкий масштаб, 40 верст в дюйме, на ней оставались многочисленные “белые пятна”. В 1914 г. сотрудники партии приступили к составлению 10-верстной версии карты.

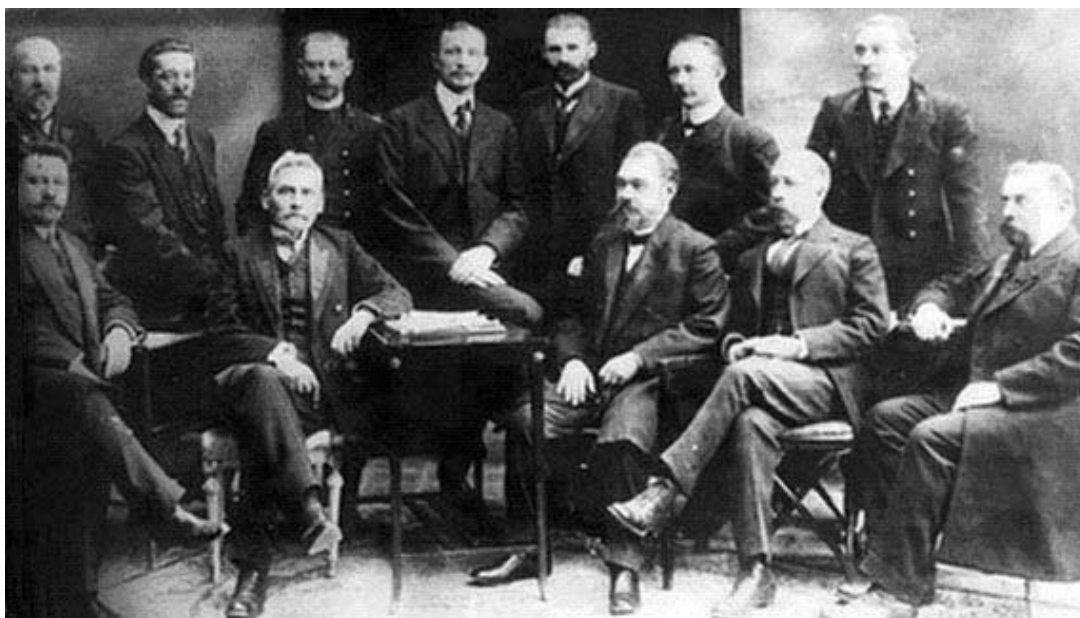


Рис. Геологи, работавшие от Геолкома в Сибири и на Дальнем Востоке.

Слева направо: первый ряд – А.И. Хлапонин, Л.А. Ячевский, П.К. Яворовский, А.К. Мейстер, В.К. Котульский; второй ряд – М.М. Иванов, (?), П.Б. Риппас, П.И. Преображенский, Я.С. Эдельштейн, Э.Э. Анерт, Н.И. Свистальский. Фото 1912 г. (Из отчета: Клеопов И.Л., Ляцкий В.Б. Очерк истории Геологического Комитета – ЦНИГРИ – ВСЕГЕИ. Л., 1960. Геолфонд ВСЕГЕИ).

Для истории изучения севера Европейской России представляет интерес деятельность П.Б. Риппаса как секретаря Отделения географии математической и географии физической Русского географического общества. Особые отношения связывали Риппаса с замечательным исследователем, основателем Печорской естественно-исторической станции Академии наук А.В. Журавским. В 1912 г. Журавский писал Риппасу: “Дорогой Вы мой, Платон Борисович! Сколько труда, сколько унижений, сколько тревог перенесли Вы за те годы, что взвалили на свои плечи ношу добровольного, бескорыстного моего помощника и опекуна...” [7]. По горячим следам трагедии (в 1914 г. А.В. Журавский был убит в Усть-Цильме письмоводителем Печорской станции), сотрудница станции О.В. Семенова пишет Риппасу: “Простите, что я так осаждаю Вас письмами ... ведь больше нет никого, кто бы был так близок к прошлому” (РГИА: ф. 58, оп. 2, д. 1016). После гибели Журавского П.Б. Риппас занимался не только его научным архивом, но и устройством судьбы осиротевших детей.

В марте 1917 г. горный инженер, статский советник П.Б. Риппас подал прошение в Горный департамент о выяснении своих прав на пенсию, но, вероятно, это дело так и не получило завершения. Осенью 1918 г. Геологический комитет, в отличие от Горного департамента благополучно переживший октябрьские события, пригласил Риппаса заняться приведением в порядок коллекций Амурско-Приморской партии. После утверждения новой сметы Геолкома в январе 1919 г. научный сотрудник I категории П.Б. Риппас был зачислен на годовую оклад. В этой должности он фигурирует в Отчетах о состоянии и деятельности Геологического комитета за 1920 и 1921 гг. На этом сведения о геологе-первопроходце Платоне Борисовиче Риппасе обрываются.

Автор выражает признательность Т.М. Дьяченко за бесценную помощь в сборе информации.

Список литературы

1. Амурская область. Опыт энциклопедического словаря. Благовещенск, 1989.
2. *Заблочкий Е.М.* Деятели горной службы дореволюционной России // Краткий биографический словарь. СПб.: Гуманистика, 2004.
3. *Носков А.А.* Кольская экспедиция в 1898 г. // Изв. Имп. Рус. геогр. об-ва. 1899. Т. 35, вып. 3. С. 313-320.
4. *Риппас Б.А.* Отчет о поездке на Кольский п-ов летом 1894 г. для осмотра местности от с. Кандакаша до г. Кола и Екатерининской гавани по линии предполагаемой С.-Петербург-Мурманской железной дороги. СПб.: Паровая скоропечатня “Надежда”, 1895. 183 с.
5. *Риппас Б.А.* Смена вод в реликтовом оз. Могильном на о. Кильдине // Изв. Имп. Рус. геогр. об-ва. 1897. Т. 33, вып. 1.
6. *Риппас П.Б.* Кольская экспедиция 1898 г. Предварительный отчет // Изв. Имп. Рус. геогр. об-ва. 1899. Т. 35, вып. 3. С. 292-312.
7. *Риппас П.Б.* Геологическая карта Зейского золотоносного района. Описание листа II-1 // СПб. 1910. 249 с. 1 лист карты.
8. *Смоленцев Л.Н.* Печорские дали. Художественно-документальная повесть. Сыктывкар, 1979.

А.В. СИДОРЕНКО И ПЕРВЫЕ ШАГИ РАЗВЕДОЧНОЙ ГЕОФИЗИКИ В ГЕОЛОГИЧЕСКОМ ИНСТИТУТЕ

Ю.Д. Зыков

Московский государственный университет, Москва, YUDZ@rambler.ru

По окончании геологического факультета МГУ, геологи-геофизики-молодожены Ирина Ивановна и Юрий Дмитриевич Зыковы были распределены в геологический институт Кольского филиала Академии наук. Страшновато было ехать? Наверное, немного. Первый раз так надолго, а не в экспедицию или поход. Но уже в поезде нам встретился едущий туда же, в Апатиты, зам. директора Института по административной части И.М. Кобок. Приятно удивила его забота о нас. Довезли нас от станции до лаборатории на его машине. Так что начало было хорошее.

Лаборатория (группа геофизики) тогда располагалась в специально построенном к Международному геофизическому году (1957) одноэтажном здании сейсмостанции. Строительство самого института и первых жилых домов только-только разворачивалось. Для жилья нам было выделено единственное свободное место на сейсмостанции – аккумуляторная. Места в ней хватало лишь для того, чтобы расстелить матрац на полу между стеллажами с аккумуляторами и мощным ртутным выпрямителем. Не прошло и года, как жилой дом был сдан в эксплуатацию и мы въехали в него. По взаимному желанию, одну квартиру на две семьи мы заселили с семьёй Наташи и Алексея Арманд, с которыми уже успели сдружиться. В квартире образовался “колхоз” – для упрощения быта, совместных обедов, культурной, общественной и спортивной жизни. Культурных мероприятий было много: чтение лекций-докладов на произвольную, но заранее выбранную тему, лыжные походы, вечера самодеятельности и просто встречи с друзьями из Мурманской геологоразведочной экспедиции.

Только мы разобрались с вещами, как к нам в квартиру позвонил и пригласил к себе в гости Александр Васильевич Сидоренко. Оказалось, его квартира – соседняя. Для нас, не знавших его совершенно, это было шоком. Ещё бы, молодые специалисты в должности лаборантов и ... академик, по-свойски предлагающий отметить по традиции новоселье и знакомство. И сразу же расспросы о том, как устроились, и увлечённый рассказ о перспективах науки здесь, где мы уже начали работать. На прощанье просьба со всеми, “я подчёркиваю, со всеми”, вопросами заходить по-соседски запросто, не стесняясь.



Рис. 1. Академик А.В. Сидоренко на стройке стадиона.

Занят Александр Васильевич, естественно, был страшно. И поэтому вполне понятным было его предложение обсуждать и снимать вопросы во время отдыха или субботников по благоустройству территории и строительству стадиона-катка. Как сейчас вижу крупную фигуру Александра Васильевича в кожаном реглане и вспоминаю о его непосредственном участии в ликвидации валунных нагромождений на будущем катке. Стоянию ледовой арены, на которой уже пробовали свои силы первые команды хоккеистов нового города, в том числе команда КФ АН, он уделял особое внимание. В нашей команде играли сотрудники института (особенно выделялся Колька Бузаев), а также дети старейших сотрудников: Федя Рык и Вовка Галахов. Ярыми болельщиками были всегда Е.К. Козлов и И.В. Бельков. В строительстве, заливании и чистке катка Александр Васильевич принимал самое активное участие (рис. 1). Каток был не очень большим, и после работы он был полон сотрудниками института, которые к этому времени уже успели переселиться из пос. Кукисвумчорр и г. Кировск к нам в Академгородок. Бегать – не бегали, а чинно или резво шуршали по льду, поглядывая, не подаст ли знак Александр Васильевич, при-

глашая к себе подъехать, когда подойдёт твоя очередь поговорить. Он дружески брал собеседника под руку, и началась беседа без прерывания кругового скольжения. Разговоры эти всегда имели тему и могли быть продолжительными, кончавшимися словами “об этом стоит поговорить отдельно” – и сразу назначалось место и время для продолжения беседы, а могли быть очень короткими, но обязательно с информацией, интересовавшей Александра Васильевича. Поражали его разносторонность и эрудиция, а неизменное дружелюбие и внимательность к собеседнику делали контакты с ним незабываемым событием.



Рис. 2. А.В. Сидоренко на открытии выставки картин И.В. Белькова.

В конце февраля 1959 г. на шумное застолье в нашей “коммунальной квартире”, где присутствовали сотрудники института и работники МГРЭ, зашел Александр Васильевич. Узнав, что отмечается рождение дочери В.А. Тюремнова, он подарил ошеломленному молодому папаше статуэтку и принял участие в празднике. Александр Васильевич принимал активное участие во всех культурных мероприятиях института (рис. 2).



Рис. 3. Геофизики Геологического института КФ АН СССР у подножия Панских тундр, 1960 г.

По инициативе Александра Васильевича были начаты комплексные геофизические работы методами гравитационной, магнитной, электро- и высокочастотной сейсморазведки по изучению дифференцированных интрузий Панских, Фёдоровых тундр и других массивов. Особое внимание уделялось возможностям геофизики по изучению рыхлых отложений (в частности, Цагинской депрессии) с целью поисков погребённых “карманов”, благоприятных для локализации россыпей. С этой целью были пройдены опорные профили от пос. Пунча через всю структуру Имандра-Варзуга. В 1959-1962 гг. геофизические работы проводились почти круглогодично с незабываемыми подъёмами и спусками со снежных склонов суровых Панских тундр и преодолением болот, трясин и речушек низменной части этой территории (рис. 3, 4).



Рис. 4. Комплексные рекогносцировочные гравимагнитные исследования по профилю пос. Октябрьский – пос. Краснощелье (по “телефонке”), 1960 г.

Нельзя забыть момент, когда по ряду личных причин, одна из которых состояла в конфликте с заведующим лабораторией А.Н. Балакаем, я собрался увольняться и возвращаться в Москву. Сколько сил приложил Александр Васильевич, чтобы уладить дело миром и удержать меня на Кольском! Вызывал меня к себе в кабинет. Предложил даже открыть новую тематику и лабораторию. Увидав, что возжа уже попала под хвост и я уеду, он на прощание убеждал ещё раз подумать и не спешить с решением. Через много лет в актовом зале МГУ, где проходила встреча сотрудников геологического факультета с министром геологии А.В. Сидоренко, идя по проходу после доклада, он увидел меня, подошёл и стал расспрашивать, как я устроился с работой, интересная ли, не надумаю ли вернуться на Кольский, в КФ АН. И опять я услышал добрые слова, что там мне будут предоставлены все необходимые условия для работы. Но жизнь и работа уже шла в других регионах Крайнего Севера.

ХИБИНСКИЕ ПИРРОТИНЫ. ЗАПАДНЫЙ УЧАСТОК

И.С. Красоткин ¹, Ю.Л. Войтеховский ², А.Л. Лесков ³

¹ Кольский филиал Петрозаводского госуниверситета, ² Геологический институт КНЦ РАН,

³ Хибинская строительная компания, г. Апатиты, woyt@geoksc.apatity.ru

Зона пирротинов приурочена к контакту Хибинского массива нефелиновых сиенитов и свиты Имандра-Варзуга. Интерес к пирротинам в 1930-е гг. был вызван возможностью их использования для производства серной кислоты, необходимой для динамично развивавшейся в довоенных пятилетках промышленности Советского Союза. Основным архивным материалами, использованными авторами, являются отчеты о работе Пирротиновой геолого-разведочной партии в 1939-1940 гг., составленные техником-разведчиком В.И. Котельниковым [1].

В истории геологических исследований хибинских пирротинов можно выделить три периода [1]: 1920-1929, 1930-1935 и 1939-1941 гг. В первый период поисковые работы вели отряды Академии наук. Во второй период поисковые, геофизические и разведочные работы проводились вначале Ленинградским геологоразведочным трестом, а в 1933 г. были переданы комбинату “Апатит”, подразделение которого – Управление “Новопроепатит” – было специально создано для разведки, оценки и испытания новых перспективных геологических объектов (начальник Л.Б. Антонов, зав. отделом химсырья С.В. Константов). Обширными геофизическими, геологопоисковыми и геологоразведочными работами были установлены электроаномалии в трех районах: 1) Восточные пирротины (Пирротиновое ущелье и р. Ловчоррйок), 2) Западные пирротины (ЮЗ подножье г. Тахтарвумчорр), 3) Аномальный район (ст. Апатиты – пос. Титан).

Хронология и ход работ на Восточном участке подробно рассмотрены авторами ранее [2]. Пирротины Восточного района были признаны не имеющими промышленного значения ввиду небольших запасов и низкого содержания серы в руде. Аномальный район не имел серьезных перспектив из-за большой заболоченности. Основные усилия Управления “Новопроепатит” были сосредоточены в Западном районе. Запасы руды, подсчитанные в 1940 г. по категориям А, В и С, составили здесь 4.38 млн. т. при содержании серы 16-21 % [1]. Но в 1935 г. разведочные работы были остановлены, а промышленная добыча так и не была начата. Вероятной причиной стали альтернативные источники серы: рост добычи уральских колчеданов, возможность получения пиритовых концентратов при обогащении полиметаллических руд Кавказа и Казахстана и перспективы переработки медно-никелевых руд Монче-тундры.

Интерес к хибинским пирротинам вновь возник в 1939 г., когда химическая промышленность Ленинграда стала испытывать дефицит серной кислоты ввиду резкого увеличения производства в III пятилетке. Акад. А.Е. Ферман в местной газете “Кировский рабочий” сформулировал новую задачу: “...Претендентов на серную кислоту гораздо больше, чем могут дать ее отходы газов на Мончегорском никелевом комбинате. Для успешного решения этого вопроса надо привлечь пирротины Хибинского кольца...” [3]. По заданию Наркомата химической промышленности комбинат “Апатит” возобновил работы по разведке, добыче и технологическим испытаниям хибинских пирротин на Западном участке в 1939-1940 гг. Общие затраты на разведку и добычу хибинских пирротин в 1930-1940 гг. составили 2.99 млн. руб., из них 1.21 млн. руб. – в 1939-1940 гг.

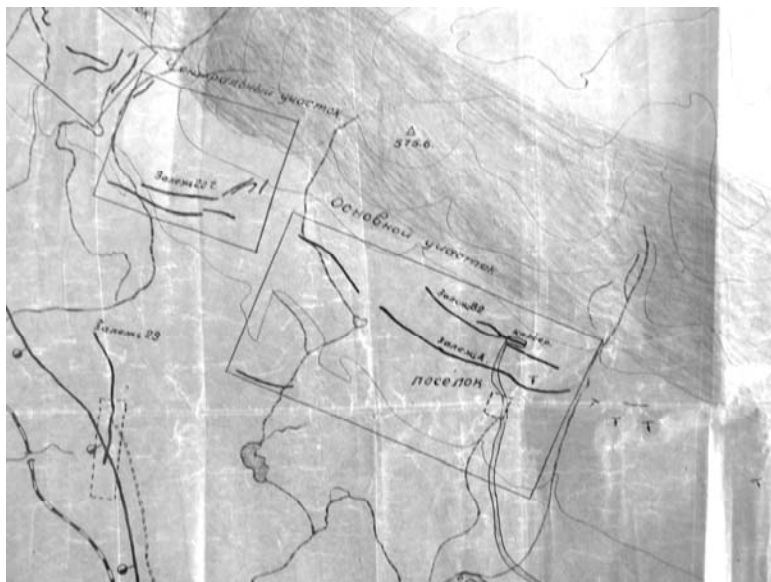


Рис. 1. Схема месторождения “Западные пирротины”.

Месторождение “Западные пирротины” расположено на ЮЗ предгорьях Хибинских тундр на абс. отметках 150-300 м и представляет собой ряд линзообразных залежей на контакте свиты Имандра-Варзуга со щелочными породами г. Тахтарвумчорр (рис. 1). Длина Западной пирротиновой дуги 6 км, ширина 0.5-2.5 км. Наблюдается приуроченность к отдельным обособленным участкам, причем в пределах каждого участка все аномалии, за редким исключением, расположены грубо параллельно друг другу. Выделены участки [1]: Основной, Центральный, Тахтинский и Участок аномалии № 29.

Разведочные и добычные работы в 1939-1940 гг.

В 1933-1935 гг. на Восточном участке были проведены большие геологоразведочные работы: канавы, расчистки, шурфы, буровые скважины [2]. Объем работ 1939-1940 гг. значительно меньше: канавы 637 м³, шурфы 421 м³, колонковое бурение 230 пог. м. Основные усилия и средства направлялись на строительство и добычу руды [1]. От шоссе Апатиты-Кировск были проложены две дороги длиной 5 и 4 км на Основной и Центральный



Рис. 2 Поселок Пирротинстрой на Основном участке 1939 г.

1939-1940 гг. Превращение пирротина в пирит обусловлено мощным метаморфическим воздействием щелочной магмы. Химические анализы подтверждают сложный характер минерализации: соотношение Fe/S в пробах колеблется в пределах 1.12-1.69 против 0.88 в пирите и 1.77 в пирротине, но преобладает все-таки пирротин. По текстуре выделяют преобладающие брекчиевидные и полосчатые разновидности. Рудные тела покрыты моренами и имеют протяженность 100-900 м при мощности 0.7-5 м. Заведующим петрографическим кабинетом комбината проф. П.Н. Чирвинским в 1939 г. составлен паспорт Хибинского пирротинового месторождения.

27 апреля 1941 г. в Ленинграде состоялось заседание выездной сессии ГКЗ, в которой принимали участие геолог В.И. Котельников и профессора П.М. Татарinov, Б.Г. Багратуни и М.П. Русаков, который дал экспертное заключение [1]. Методика подсчета запасов не удовлетворила комиссию. В соответствии с постановлением Госплана от 10.02.1941 она потребовала считать балансовыми только руды с содержанием серы > 25 %, при содержании серы 15-25 % считать руды внебалансовыми, а руды с содержанием серы < 15 % не учитывать. Перевод внебалансовых руд в балансовые возможен

участки. Сформирована промзона Пирротинстрой: стандартный двухэтажный дом на 150 чел., барак на 40 чел., компрессорная, слесарка, кузница, конюшня, кухня, баня (рис. 2, 3). Количество работающих составляло несколько сотен человек. В карьере основного участка было добыто 2 тыс. т руды с содержанием серы 14-21 %. При переработке на Ловчорритовой обогатительной фабрике получено 500 т концентрата с содержанием серы 27-33 %. Концентрат был отправлен на испытания на завод "Красный химик" в Ленинград, которые дали положительные результаты. В карьере Центрального участка добыта 1 тыс. т руды с содержанием серы 22 % для опытного обжига без обогащения. Но руда не была отправлена на завод и осталась в штабелях в карьере. На том же участке была начата штольня сечением 3.15 × 2.5 м для подготовки к эксплуатации вышележащей части месторождения.

Геологические и минералогические аспекты

В работе [1] вновь поднимаются вопросы метаморфического генезиса хибинских пирротинов на контакте эффузивно-осадочных пород свиты Имандра-Варзуга с Хибинским щелочным плутоном. Линзы пирротинов на западном участке расположены грубо-параллельно контакту на расстоянии от 50 м до 2.5 км от нее. Сульфиды железа здесь представлены пиритом в большем количестве, чем считалось до разведок



Рис. 3. Двухэтажный дом на 150 человек на Центральном участке

только при положительных результатах технологических испытаний, которые вызвали у членов ГКЗ большие сомнения. Но все же было признано, что месторождение “Западные пирротины” заслуживает дальнейшей разведки и изучения. Пирротиновая руда с содержанием серы 30 % была признана приемлемым суррогатом пиритовой руды с содержанием серы 45 % при весовом соотношении 1.63 т пирротина против 1 т пирита.

Технологические испытания

Хибинская пирротиновая руда относится к труднообогатимым вследствие весьма тонкого прораствания пирротина и кварца при наличии на поверхности сульфидов силикатной пленки, что установлено проф. П.Н. Чирвинским. В 1939-1940 гг. на Ловчорритовой обогатительной фабрике проведены полупромышленные испытания комбинированной технологической схемы обогащения 4 проб пирротиновой руды [1]. Вес одной пробы составлял 269-313 т, выход концентрата 30-35, содержание серы в исходной руде 14-15, в концентрате 25-27, в хвостах 8-10, извлечение серы в концентрат 55-66 %. Комбинированная схема обогащения включала дробление руды, измельчение в замкнутом цикле с классификатором, основную флотацию и 3 переисточки концентрата. Вместо контрольной флотации хвостов применялся гравитационный процесс на концентрационных столах, причем полученный промпродукт направлялся в мельницу. Флотация производилась в кислой среде при следующих расходах флотационных реагентов: сосновое масло 30-80 г/т, этиловый ксантогенат калия 0.3-0.6 кг/т, серная кислота 0.5-1.0 кг/т. Используемые в технологических испытаниях пробы носили случайный характер. Результаты испытаний можно считать лишь ориентировочными для дальнейшего детального исследования на типовой пробе, которая не была получена на данном этапе работ.



Рис. 4. Фрагмент старой дороги 1930-х гг.



Рис. 5. Штольня на Центральном участке 1940-х гг.

Прошло 65 лет

Наша неформальная творческая группа свою очередную экскурсию провела в ноябре 2006 г. на бывшую промплощадку “Пирротинстроя” у подножия Тахтарвумчорра в 1 км к СВ от АНОФ-2. На месте вырубленного леса (рис. 2) поднялась густая поросль, кое-где сохранились фрагменты старых дорог (рис. 4). Штольню центрального участка едва можно различить на оплывшем склоне (рис. 5). Вот штабели богатой пирротиновой руды, с 1940 г. ожидающие отправки на завод “Красный химик” (рис. 6). Эта руда добыта в карьере Центрального участка (рис. 7). На его стенках – разноцветные корки выветривания. Внутреннюю картину представляет главный карьер на Основном участке (рис. 8) длиной ~100, шириной ~15 и глубиной ~10 м. К нему ведет главная дорога, проведенная в 1939 г. и недавно подновленная в связи с предполагаемым строительством горнолыжного комплекса на Тахтарвумчорре. В этом районе в 1939-1940 гг. располагался пос. Пирротинстроя. Все было ... и былым поросло.

Западная пирротиновая дуга представляет собой заброшенный памятник эпохи социалистического строительства времен II и III довоенных пятилеток и, несомненно, имеет историческую и познавательную ценность. Это интересный геологический объект, ожидающий пытливых исследователей. Здесь можно изучать зону окисления сульфидных руд, сформированную за короткий, по геологическим меркам, промежуток времени.



Рис. 6. Штабели пирротиновой руды, с 1940 г. ожидающие отправки на завод “Красный химик”, г. Ленинград.



**Рис. 7. Карьер Центрального участка,
в котором в 1940 г. добыто 1000 т руды.**



Рис. 8. Карьер Основного участка, в котором в 1940 г. добыто 2000 т руды.

Список литературы

1. Фонд ФГОУ "ГАМО". г. Кировск. Оп. № 11, дд. 350-352, 354 за 1941 г.
2. Красоткин И.С., Войтеховский Ю.Л., Лесков А.Л. Хибинские пирротины // Тр. III Ферсмановской научной сессии, посв. 50-летию Кольского отделения РМО. Апатиты: К & М, 2006. С. 22-26.
3. Ферсман А.Е. Научные конференции и совещания по проблемам Кольского п-ова // Кировский рабочий. № 180 от 8 авг. 1939 г.

И.В. БЕЛЬКОВ – УЧЕНЫЙ И ОРГАНИЗАТОР НАУКИ НА КОЛЬСКОМ ПОЛУОСТРОВЕ: ИСТОРИЯ ПО АРХИВНЫМ ДОКУМЕНТАМ

Е.И. Макарова

Научный архив КНЦ РАН, Апатиты

Игорю Владимировичу Белькову 13 августа 2007 г. исполняется 90 лет. Он известен нам как видный ученый-минералог, профессор, доктор геолого-минералогических наук, заслуженный деятель науки РСФСР, более 50 лет до кончины в 1989 г. посвятивший изучению Кольского п-ова. Его трудовые и боевые заслуги отмечены орденами Ленина, Отечественной войны I ст., Знаком Почета, многими медалями, грамотами и дипломами. Уже после смерти его именем был назван минерал – бельковит.

Родился И.В. Бельков 13 августа 1917 г. в Ташкенте. В 1923 г. семья переехала в Ленинград. Здесь он закончил школу, а затем в 1941 г. с отличием – геолого-почвенный факультет Ленинградского госуниверситета по специальности “геохимия”. Еще студентом – в 1938 и 1940 гг. – он участвовал в геологических исследованиях на Кольском п-ове, и еще тогда способного и энергичного юношу заметил акад. А.Е.Ферсман. После университета Игорь Бельков был приглашен на работу в Кольскую базу АН СССР, но начавшаяся война внесла свои коррективы – все военные годы он участвовал в боевых действиях. В 1945 г. И.В. Бельков приехал в г. Кировск и поступил в аспирантуру Кольской базы АН СССР. В 1946-1948 гг. под руководством проф. С.С. Курбатова им была написана и в 1948 г. успешно защищена в Ленинградском госуниверситете кандидатская диссертация “Пегматитовые жилы района Западных Кейв” [1]. И.В. Бельков прошел долгий и полный творческих и трудовых достижений путь от научного сотрудника и руководителя лаборатории минералогии (в конце 1952 г. он был утвержден в должности заведующего лабораторией минералогии и геохимии, которую возглавлял до 1987 г.) до члена Президиума КФ АН СССР.

Возглавляя Геологический институт КФ АН СССР (1961-1986), И.В. Бельков превратил его в крупное научно-исследовательское учреждение, лидирующее в научных исследованиях по нескольким направлениям геологии. Он принимал участие в организации других научных учреждений Кольского филиала, таких как Горный институт, Институт химии и технологии редких элементов и минерального сырья, Институт экономических проблем, выросших на базе Геологического института. Кроме традиционных минералогических и геолого-петрографических исследований он способствовал внедрению новых научных направлений - изотопной геохимии, микрозондового исследования минералов и др. Перечень выполняемых им обязанностей руководителя и организатора науки: член Президиума КФ АН СССР, Регионального петрографического совета по европейской части СССР, Научного совета АН СССР по геологии докембрия, Научного совета по полезным ископаемым МКС АН СССР, рабочей группы по международному сотрудничеству академий наук социалистических стран, Ленинградского регионального оргкомитета 27-го МГК, Президиума ВМО, почетный член ВМО, председатель Кольского отделения ВМО – свидетельствует о том, что И.В. Бельков всегда был в авангарде российской академической науки, обеспечившей развитие горно-добывающей промышленности Мурманской области.

Обладея высокой трудоспособностью и научным мышлением, И.В. Бельков активно участвовал в разработке нерешенных вопросов геологии и геохимии. Проводимые им в 1950-е гг. исследования в районе Канозера и Зап. Кейв положили начало изучению редкометалльных пегматитов Кольского п-ова, что позволило в дальнейшем установить здесь крупнейшие в стране месторождения редких металлов. В 1951-1958 гг. И.В. Бельков организовал и осуществил всестороннее изучение полезных ископаемых центральной и восточной частей Кольского п-ова, результатом чего явилось открытие уникальных запасов кианита. Эта работа получила обобщение в его докторской диссертации “Кианитовые сланцы свиты Кейв” [2]. Впервые на Кольском п-ове им были выявлены и описаны гадолинит-(Y), фергусонит-(Y), иттриалит-(Y) и чевкинит-(Ce). И еще одно важное научное открытие И.В. Бельков сделал, работая совместно с неизменной спутницей жизни и известным ученым-геологом И.Д. Батиевой – редкометалльное месторождение Сахарйокского щелочного массива в Зап. Кейвах. Их рекомендации послужили основой для организации поисково-разведочных работ на редкие металлы в центральной и восточной частях Кольского п-ова, в итоге которых была доказана ведущая роль региона в ресурсном потенциале страны по Zr, Nb, Ta, Y, Li, Cs [3].

Научное наследие И.В. Белькова включает 200 научных работ по геологии, петрологии, металлогении гранитоидных формаций северо-восточной части Балтийского щита, из которых 162 опубликованы (в т.ч. 11 монографий, из них 2 – личные) и имеют широкое признание. Личный фонд И.В. Белькова хранится в одном из музеев Санкт-Петербурга, с которым он всегда был тесно связан. Большая часть научного наследия и личных документов И.В. Белькова представлены в Научном архиве Кольского научного центра – в фонде “И.В. Бельков – И.Д. Батиева”. Здесь хранятся первичные материалы экспедиций, документация к научным отчетам, неопубликованные научные материалы, полевые дневники, каталоги образцов, проб и шлифов, химические и спектральные анализы пород и минералов, микрозондовые анализы минералов, частные определения в породах и минералах, таблицы расчета рентгенограмм, перфокарты с характеристиками пород и минералов, микрофотографии шлифов и фотографии пород, графические приложения. Кроме того, в фонде хранятся материалы неопубликованных статей, справок, научных докладов, тезисов к докладам, материалы совместно проведенных исследований.

Материалы многолетней совместной научно-исследовательской деятельности И.В. Белькова и И.Д. Батиевой трудно отделить друг от друга – тем, кто знал их лично, трудно представить их отдельно. Ия Дмитриевна известна как Почетный гражданин города Апатиты, доктор геолого-минералогических наук, выдающийся специалист в области формационного анализа древнейших магматических комплексов. Как у И.В. Белькова, вся ее жизнь в науке была неразрывно связана

с Кольской базой – Кольским филиалом АН СССР, в котором с 1944 г. она прошла путь от практикантки-дипломницы до главного научного сотрудника Геологического института КНЦ АН СССР. В фонд вошла первичная документация **И.Д. Батиевой**: к отчету “Об исследованиях в августе-сентябре 1944 г. и сентябре 1945 г. в восточной части Ловозерских тундр” (рук. А.А. Чумаков, 1947); к отчету “Краткая сравнительная характеристика лопаритовых пород Луяввурта” (1947); к диссертации на степень кандидата геолого-минералогических наук “Петрология щелочных гранитов района Канозера-Колвицкого озера” (1956); к отчету “Первичная природа, особенности преобразования и рудообразования докембрийской коры разновозрастных складчатых областей” (1990); **И.В. Белькова**: к отчету “О работе геолого-минералогического отряда № 3 Кольской геологической экспедиции в районе Зап. Кейв на Кольском п-ове” (1947); демонстрационная графика к докторской диссертации “Кианитовые сланцы свиты Кейв” (1965); **И.В. Белькова и И.Д. Батиевой**: к отчету “О результатах поисковых работ Кейвской геологической экспедиции Кольской базы АН СССР летом 1947 г. в районе Зап. Кейв на Кольском п-ове” (рук. А.А. Чумаков, 1947); к отчету: “Петрология, минералогия и металлогения щелочных гранитов района Канозера-Колвицкого озера на Кольском п-ове” (1951); к отчету “Полезные ископаемые Больших Кейв и пути их промышленного использования” (1958); отчеты: “Петрография, вещественный состав и металлогения гранитоидов центральной части Кольского п-ва” (1968), “Петрология щелочных гранитоидов Кольского п-ова” (1973), “Геологическое положение, формационный анализ и петрография гранитоидов” (1975), “Петрология и металлогеническая специализация главных формационных типов гранитоидов северо-восточной части Балтийского щита” (1980), “Закономерности концентрации рудных элементов в докембрийских гранитах и связанных с ними пегматитах и метасоматитах” (1985), “Эндогенные режимы и эволюция магматизма в процессе формирования земной коры в раннем докембрии северо-восточной части Балтийского щита” (1985). Кроме указанных документов в фонд вошли материалы неопубликованных статей, справок, научных докладов и тезисов к ним. [4]. Все документы прошли научно-техническую обработку в архиве, сведения о них включены в справочно-информационный фонд архива и доступны для исследователей.

Есть еще одна удивительная особенность личности И.В. Белькова. Тех, кто был к нему близок, поражала и восхищала не только его энциклопедическая эрудиция. В сочетании с потрясающей зрительной памятью он обладал редким даром художника. Еще при жизни он получил не меньшее, чем ученый, признание как художник-пейзажист. Его многочисленные картины, написанные маслом, запечатлели природу Кольского Севера во всех ее проявлениях и неповторимых особенностях всех четырех времен года – неспешной заполярной весны, короткого северного лета, красочной осени и снежной полярной зимы. Как никто другой он знал и чувствовал “исключительно успокаивающую красоту северных мест, красоту не суровую, но строгую, а в бурную погоду мрачную” [5]. Его талант художника проявился с детства и сопровождал всю жизнь, давая радость творчества и отдых от напряженной научной и организаторской деятельности. Активная деятельность оставляла совсем немного времени для живописи, но Игорь Владимирович занимался ею в минуты отдыха на протяжении всей сознательной жизни – с весны 1949 г. до последних дней. Это и было его манерой отдыхать от дел. Постоянное участие в геологических экспедициях от Европейского Севера до Дальнего Востока и Узбекистана, зарубежные поездки с удивительными встречами, в числе которых одна из самых потрясающих – встреча с четой Рерихов в Индии – все это нашло воплощение в картинах. Большая часть творений была им раздарена по всему миру, часть подарена родными в музеи гг. Кировск и Апатиты. И хотя И.В. Белькова нет среди нас уже почти двадцать лет, книги и картины позволяют ощутить его незримое присутствие – выдающегося человека ушедшей эпохи освоения Кольского Севера.

Список литературы

1. НА КНЦ РАН. Ф. 1, оп.1, д. 306. 249 л.
2. *И.В.Бельков*. Кианитовые сланцы свиты Кейв. М.-Л.: Изд-во АН СССР, 1963. 321 с.
3. НА КНЦ РАН. Ф. 2, оп. 19. Историческая справка к описи № 19 первичной научной документации Геологического института КНЦ РАН (*Бельков И.В.- Батиева И.Д.* за 1944-1989 гг.). Сост. *В.И. Белькова*. Л. 5.
4. Там же. Предисловие к описи № 19 первичной научной документации Геологического института (*Бельков И.В.- Батиева И.Д.* за 1944-1989 гг.). Сост. *В.И. Белькова*. Л. 6-7.
5. НА КНЦ РАН. *В.И.Белькова*. Рукопись статьи “И.В. Бельков”. Ф. 1, инв. № 7068.

ЛОРЕНЦ ПАНСНЕР В ТЮРИНГИИ

М.В. Морозов

Санкт-Петербургский государственный горный институт (технический университет), Санкт-Петербург, morozov@spti.ru

7 января (по старому стилю) 1817 г. в Михайловском замке в Санкт-Петербурге на квартире доктора философии, коллежского советника Лаврентия Ивановича Панснера группа из тридцати трех “любителей неорганической природы” приняла решение учредить Минералогическое общество. На волне всеобщего интереса к естественным наукам, приведшего в итоге к научно-технической революции, в Европе начала XIX в. создавались и распадались многочисленные научные общества. Трудно было предполагать, что судьба Минералогического общества в Петербурге сложится удачно, ему будет суждено выполнять функции геологической службы огромной Российской империи, затем координатора геолого-минералогических исследований в СССР, оно войдет в число учредителей Международной минералогической ассоциации и отметит 190-летие в ранге старейшего минералогического общества мира.

Инициатива по созданию Минералогического общества в Санкт-Петербурге исходила от уроженца княжества Тюрингия, немецкого гражданина, находившегося с 1803 г. на российской службе, Иоганна Генриха Лоренца Панснера (Johann Heinrich Lorenz Pansner), получившего по тогдашней традиции русское имя Лаврентий Иванович. Деятельность Л.И. Панснера в качестве сотрудника Картографического Депо, а позже профессора минералогии Главного педагогического института (позднее преобразован в Санкт-Петербургский государственный университет), подробно освещена в отечественной литературе [1-4]. В то же время, биография Лоренца Панснера до его приезда в Россию и после возвращения в Германию остается забытой, что привело к недооценке личности ученого в истории европейской науки. В итоге, некоторые малоизвестные подробности жизни и деятельности Л. Панснера на родине впервые установлены лишь к 230-летию со дня его рождения.

Лоренц Панснер родился 3 мая 1777 г. в семье церковного старосты г. Арнштадт княжества Тюрингия (ныне – одна из федеральных земель ФРГ), расположенного в географическом центре Германии. Небольшой город Арнштадт (Arnstadt, 22 000 жителей в 2007 г.) находится на пересечении основных дорог Тюрингии и ранее входил в число ее главных центров. Он впервые упомянут (Arnstati) в документах 704 г., позже был княжеской резиденцией, а в одной из его церквей в 1703-1707 гг. работал органистом И.-С. Бах. Даже один из современных символов Тюрингии – знаменитые тюрингские жареные колбаски – впервые упомянуты именно в монастырских документах г. Арнштадт в 1404 г. В XVIII-XIX вв. Арнштадт представлял собой классический немецкий городок, раскинувшийся в живописной долине р. Гера (рис. 1).

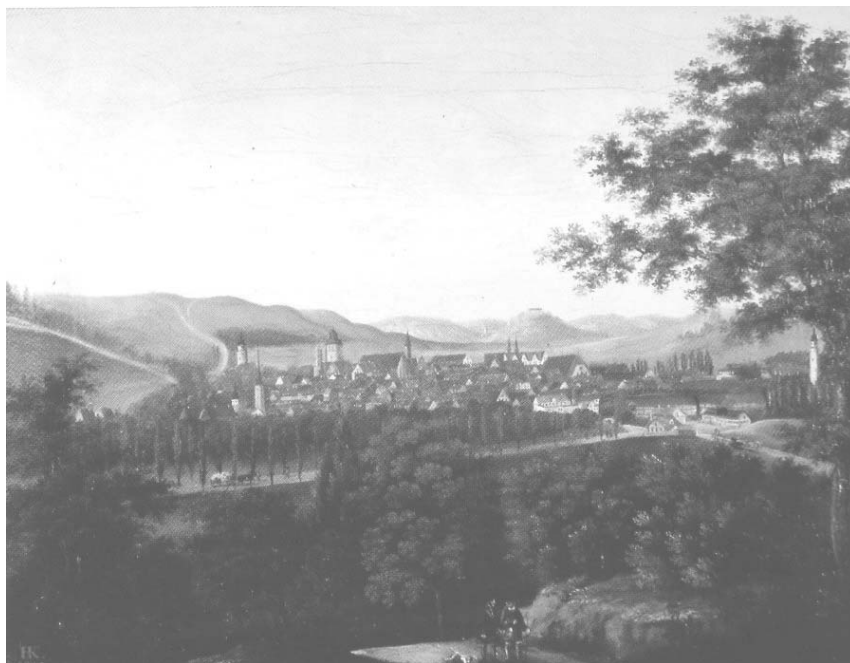


Рис. 1. Вид на Арнштадт со стороны Кюбельберга (юго-востока). Генрих Кригхоф; холст, масло; 1854 г. (из частного собрания) [10].

После обучения в Университете г. Йена (1794-1800) Л. Панснер был возведен в ученую степень доктора наук, исторически обозначаемую как “доктор философии” (Ph. D.). Диссертация Л. Панснера была посвящена “исследованию движения и звука вибрирующего обломка пластины” (Dissertatio physica de investigatione motuum et sonorum quibus laminae clasticae contremiscant, 1801), т.е. классической механике и акустике. Тем не менее, еще будучи сту-

дентом, Л. Панснер вступает в Великокняжеское Минералогическое общество в Йене, основанное в 1797 г. Иоганном-Вольфгангом Гете. Уже будучи в России, Л. Панснер продолжает вести переписку с И.В. Гете [5] в качестве “отсутствующего асессора” Минералогического общества. Безусловно, избрание И.В. Гете одним из первых почетных членов Минералогического общества в Санкт-Петербурге произошло по инициативе Лоренца Панснера.

В 1803 г. Л. Панснер был “вызван по высочайшему повелению” в Россию и определен в Картографическое Депо [2]. За 14 лет работы в качестве топографа Л. Панснер принял участие в экспедиции в Сибирь, составил карты Колывано-Воскресенского горного округа и части Ср. Азии (опубликованы в 1816 г. на 9 и 12 листах, соответственно) и занимался топосъемкой и астрономической топопривязкой в Московской, Санкт-Петербургской и Новгородской губерниях. Однако широту интересов, инициативу и творческий характер натуры Лоренца Панснера проще представить из его попутных занятий: работы в качестве минералога и физика при русском посольстве графа Головкина в Китае (1807-1809), изобретения нового дорожного барометра и способа определения расстояния с помощью звука (этому Л. Панснер обучал офицеров Генерального штаба), публикации труда “Результаты исследований твердости и плотности минералов” [8]. Неслучайно именно по инициативе Л. Панснера на одном из собраний любителей минералогии было создано Минералогическое общество в Санкт-Петербурге, причем Л. Панснер собственноручно написал Устав общества и был единогласно выбран его директором (рис. 2).



Рис. 2. Л. Панснер в Санкт-Петербурге [3].



Рис. 3. Л. Панснер в последние годы жизни.

Русский биографический словарь А. Половцева выразительно описывает первые годы существования Минералогического общества, которое “уже считая в рядах своих такие крупные имена как Севергин, Соколов, Купфер, Теряев и др., в начале обладало весьма скудными средствами, почему члены его должны были помещать свои, часто выдающиеся, труды в повременных изданиях других ученых учреждений. Только в 1830 г., когда благодаря высочайшим повелениям императоров Александра I и Николая I (1825 и 1827 гг.) Общество имело до 10 000 ассигнациями годового дохода, оно могло само начать издание своих трудов и некоторых отдельных сочинений” [2]. Символично, что накануне своего 200-летия Российское минералогическое общество, вновь не имея государственного финансирования, вынуждено решать ту же проблему вхождения в мировое научное пространство, что и во время Л. Панснера, для чего сегодня требуется обеспечение периодического издания научных работ по минералогии на английском языке.

Впрочем, деятельность Л. Панснера в России и ранняя история РМО достаточно подробно освещены в [1, 4]. В 1834 г. Л. Панснер вышел в отставку в чине статского советника и уехал из России в родной город, будучи кавалером орденов Св. Анны 2-й ст. и Св. Владимира, а также действительным или почетным членом семи научных и благотворительных обществ России и Германии.

О последнем периоде жизни Л. Панснера сохранилось мало свидетельств. Поселился он на восточной окраине Арнштадта, с которой открывался вид на зеленую долину Геры. В 1840 г. построил у въезда в город “одноэтажный дом в русском стиле с уютной комнатой-мансардой”, который вошел в число достопримечательностей, упомянутых в адресной книге Арнштадта [6]. Дом Панснера был известен собраниями музыкальных инструментов и “астрономических, геометрических и математических” измерительных приборов. Главной достопримечательностью был все же минеральный кабинет с привезенной из России коллекцией минералов, оцененной современниками в 20 000 руб. У северной стороны дома располагался сад с фонтаном, а перед ним – “пре-

красная липовая аллея” [6]. Свободное время Л. Панснер посвящал садоводству и ботанике [2]. Результатами его трудов стало предисловие к сочинению Томсона (Thompson) о крыжовнике (1846) и собственная монография о крыжовнике, изданная посмертно [9]. Скончался Л. Панснер 22 марта 1851 г. Сведений о его наследниках не сохранилось. Вероятно, собственных детей у него не было, поэтому коллекции были переданы общественным учреждениям Арнштадта. В музее замка Арнштадт сохранились портреты Л. Панснера и его супруги, написанные маслом на холсте (рис. 3). В настоящее время портреты подлежат незначительной реставрации и не выставлены на всеобщее обозрение.

К сожалению, дом Лоренца Панснера в Арнштадте не сохранился. Представление о его облике могут дать русские дома в колонии Александровка в Потсдаме, основанной после наполеоновских войн (рис. 4). В 1873-1878 гг. на месте старого дома был построен новый каменный (рис. 5). В начале XX в. Арнштадт претерпел перепланировку, в результате которой оказались утрачены могилы семьи Панснер. Собрание минералов и другие коллекции также не дошли до наших дней. Современный Арнштадт заполнен оживленным дорожным движением и хотя его старый центр сохранился хорошо, город мало напоминает пейзаж времен Л. Панснера. Но сохранились остатки липовой аллеи близ места, где когда-то стоял дом ученого, и горожане хранят память о своем выдающемся соотечественнике, чье наследие ныне нематериально и потому вечно.



Рис. 4. Дом в русском стиле. Колония Александровка, Потсдам.
(фото: Jörg Kantel, 21.10.2000 [7]).



Рис. 5. Дом в Арнштадте, построенный на бывшем участке Л. Панснера.

Работа поддержана совместной программой ДААД и Рособразования “Михаил Ломоносов” (грант 2006 г.), а также грантами Рособразования (РНП.2.2.2.3.1303) и Роснауки (02.444.11.7272). Автор выражает глубокую благодарность за помощь в работе проф. К. Хайде (Университет г. Йена), проф. Г. Хайде (Фрайбургская горная академия) и г-же Х. Шайдт, хранителю музея замка Арнштадт.

Список литературы

1. Курбатов С.М. История кафедры минералогии Ленинградского государственного университета. Л.: ЛГУ, 1972. 88 с.
2. Русский биографический словарь / Под ред. А.А. Половцова, Вел. Князя Николая Михайловича, А.С. Лаппо-Данилевского, В.И. Вернадского. В 25 т. СПб., 1896-1918 гг.
3. Сборник в память 50-летия существования Минералогического общества. СПб.: Академия наук, 1867.
4. Соловьев С.П., Доливо-Добровольский В.В. История Всесоюзного Минералогического общества и его роль в развитии геологических наук. 2-е изд. СПб.: Наука, 1992. 334 с.
5. Briefe an Goethe. Gesamtausgabe in Regestform. Weimar: Böhlau, 1980. 4248 S.
6. Hatham, A.H.A. Arnstadt nach seinen gegenwärtigen Verhältnissen und unter Beifügung vieler geschichtlichen Notizen, sowie einer getreuen Schilderung seiner Umgebung. Ein Hand- und Addressbuch für Einheimliche und Fremde. Arnstadt, 1841.
7. Kantel J. Berlin-Potsdamer Schlösser- und Seen-Landschaft. Ein Weltkulturerbe. <http://www.flickr.com/people/schockwellenreiter>.
8. Pansner L. Härte und specifische Schwere der Mineralien. St.Petersburg: F. Drechsler, 1813.
9. Pansner L. Versuch einer Monographie d. Stachelbeeren, bearbeitet und geordnet von Maurer. Jena, 1852.
10. Scheidt H., Lappe U., Unger P. Arnstadt in historischen Ansichten: Stadtbilder aus fünf Jahrhunderten; Gesamtansichten auf Grafiken, Gemälden und Porzellanen. Arnstadt: Schloßmuseum Arnstadt, 2004. 127 S.

В ПАМЯТИ ОНИ РЯДОМ

Д.Л. Мотов

ИХТРЭМС КНЦ РАН, Anamumy, motov@chemy.kolasc.net.ru

Два человека – акад. А.В. Сидоренко и д.г.-м.н. И.В. Бельков. Что их объединяет? Они родились в одном и том же бурном 1917 г. Первый – за 19 дней до Октябрьской Революции, второй – на два месяца раньше. Они разные по натуре люди, но в Минералогическое общество оба внесли весомый вклад и им обоим по праву посвящена Всероссийская конференция “Геология и минералогения Кольского региона”.

С Александром Васильевичем судьба свела меня в июле уже далекого 1950 г. После окончания в 1949 г. химического факультета МГУ и года работы на Электрохимическом заводе в Вост. Сибири я был призван в армию, уволен в запас и оказался свободным в выборе дальнейшего пути. Меня привлекала возможность сочетания высокой науки с практической направленностью. В Иркутске в ту пору был открыт Восточно-Сибирский филиал АН СССР. Я устремился туда, но оказалось, что кроме парадной вывески, у этого новорожденного нет ничего, а мне хотелось работать немедленно и продуктивно. В Москве я направился в Совет филиалов при Президиуме Академии наук и там мне порекомендовали обратиться лично к А.В. Сидоренко, который был там в командировке. В то время он был заместителем председателя президиума Кольского филиала АН СССР, но де-факто решал все вопросы и де-юре стал председателем через 2 года, после кончины акад. Д.С. Белянкина.

Я встретился с А.В. Сидоренко в гостинице “Якорь”, беседа продолжалась в его номере больше часа. Она оказалась для меня поворотной в жизни. Я поведал ему о том, что закончил с отличием химфак МГУ и на кафедре электрохимии выполнил дипломную работу, по материалам которой зав. кафедрой акад. А.Н. Фрумкин в 1950 г. представил в Доклады Академии наук статью “Обратимый кислородный электрод на ртути в щелочных растворах и механизм катодного восстановления кислорода”. К тому времени она уже вышла из печати и у меня на руках был ее оттиск. На А.В. Сидоренко это возымело действие, и он решил, что я подхожу для работы в комплектуемом им КФ АН СССР. По его мысли, КФ АН должен был развиваться в комплексное научное учреждение, аккумулирующее в себе, помимо геологии как основы, химию, геофизику, биологию, горное дело, обогащение, экономику. На меня, познающего первые азы в науке, такой подход произвел сильное впечатление и вызвал положительную реакцию. Я поделился с А.В. Сидоренко, что имею от завода направление в аспирантуру Научно-исследовательского аккумуляторного института с рекомендацией акад. А.Н. Фрумкина и должен поехать в Ленинград, но если что-то будет не так, то дам знать об этом. В НИИАИ, как по наитию, аспирантура в том году не состоялась, и 20.09.1950 г. я дал телеграмму по адресу “Апатитовая Гора, Кольский филиал, Сидоренко” о согласии работать. На следующий день пришел лаконичный ответ: “Приглашаетесь на работу в филиал. Сидоренко”. Я сел в поезд и через день прибыл на ст. Апатиты, оттуда электричкой в Кировск и автобусом в пос. Кукисвумчорр, где сразу стал работать в Лаборатории геохимии и аналитической химии под руководством к.г.-м.н. Б.Н. Мелентьева.

А.В. Сидоренко был проводником развития химического направления в КФ АН СССР. Через 7 лет после моего зачисления (1957) был основан первый на Севере институт с химическим уклоном – ИХТРЭМС. Это название ему дали акад. И.В. Тананаев (его имя сейчас носит Институт) и акад. Н.М. Жаворонков. Александр Васильевич вникал в химические проблемы и призывал создавать оригинальные технологии, которые можно было бы эффективно внедрять в производство. Он не ленился входить в так называемые мелочи и, как мне кажется, получал от этого удовольствие. Он знал каждого сотрудника и ценил их, ориентируя на целенаправленную деятельность. Так, он внушил мне, что я должен узнать геологию, чтобы с пониманием относиться к ее проблемам. По его предложению летом 1951 г. в свой первый отпуск я отправился в геологическую экспедицию вместе с к.г.-м.н. И.В. Гинзбург в район р. Ача (левый приток Поноя), где приобщился к геологии.

В конце 1951 г. при проходке туннеля в г. Юкспор неожиданно пошел газ. Александр Васильевич вызвал меня к себе и сказал, что нужно разобраться в этом явлении. Я отправился с помощником К. Лахоней в забой, где набрал в десятилитровый газометр пробу газа непосредственно из свежепробуренного шпура и в канун 1952 г. проанализировал его с помощью прибора Орса, заимствованного в Кировском Горно-химическом техникуме. Газ оказался смесью водорода и метана с примесью этана и пропана. Об этом было доложено А.В. Сидоренко и он отметил, что это новое явление в геологии, т.к. газ образовался в толще изверженных горных пород. Когда я в 1959 г. докладывал на Президиуме КФ АН “Отчет о сернокислотной переработке ловозерского эвдиалита”, А.В. Сидоренко как председатель Президиума живо интересовался, можно ли вскрыть эвдиалит не с помощью серной кислоты, а более оригинальным способом. Вскоре в Институте были поставлены такие исследования.

Масштабность подхода А.В. Сидоренко к проблемам науки вылилась в строительство Академгородка и нашем переселении в 1961 г. из пос. Кукисвумчорр в Новый город, который через пять лет приобрел статус города с именем Апатиты и уже после своей трагической гибели в 1982 г. Александр Васильевич был увековечен в названии проспекта.

С Игорем Владимировичем Бельковым я познакомился в октябре 1950 г., когда стал работать в КФ АН СССР как химик-аналитик, выполняя силикатные анализы и частные определения. Пробы от И.В. Белькова были идеально отобраны и четко маркированы, в них чувствовался почерк заказчика. При более близком знаком-

стве оказалось, что Игорь Владимирович проявляет четкость и талант во многом. Он был одаренным музыкантом, художником и лектором-рассказчиком.

Когда в 1963 г. в работе ИХТРЭМС было показано, что кейвский кианит может быть использован как противопригарный материал в литейном деле и последовало Постановление ВСНХ СССР о проведении широких промышленных испытаний, встал вопрос о добыче партии кианита. И.В. Бельков, будучи директором Геологического института, вместе с Е.К. Козловым был главным идеологом продвижения кианита. Он выбрал точку на Кейвах – месторождение Тяпш-Манюк, где и было добыто около 50 т кианитовой руды, доставленной в г. Кировск и обогащенной в ЦЛ комбината “Апатит”. Я был ответственным за проведение испытаний на крупнейших литейках страны: в Ленинграде на Невском машиностроительном заводе им. В.И. Ленина, на Арматурном заводе им. И.И. Лепсе и Обуховском заводе; в Москве на Электростальском заводе тяжелого машиностроения и заводе Станколит; в Свердловске на Уралмаше.

Со стороны И.В. Белькова при проведении этой работы я ощущал постоянную моральную поддержку. Он считал себя виноватым за судьбу кианитовых сланцев Кейв и в 1965 г. вышла его монография на эту тему. До этого кианит рассматривался как высокоглиноземистое сырье для получения силумина и огнеупоров, а литейное производство могло стать стимулом освоения восточной части Кольского п-ова и, в первую очередь, Кейвской группы месторождений кианита.

И.В. Бельков буквально вдохновлял нас делать испытания качественно. Были выпущены различные сложные отливки, в том числе турбины для Асуанской гидростанции в Египте, ковши шлаковоза для Металлургического комбината в Бхилаи (Индия). Результаты испытаний на всех заводах были положительными и итоги работы по Постановлению ВСНХ рассматривались в ЦК КПСС, но решения об освоении Кейв так и не последовало – не получилось кооперации с возможными потребителями кианита, к тому же сама литейная промышленность отдельно не существовала, а была рассредоточена по разным Министерствам, ни одно из которых не взяло на себя функции субсидирования строительства. И.В. Бельков воспринял этот факт как удар судьбы и очень переживал. В какой-то степени компенсацией кианитовых бедений было присвоение его имени новому минералу – бельковиту.

В 1962 г. А.В. Сидоренко передал бразды правления Кольским отделением ВМО И.В. Белькову и четверть века Игорь Владимирович был его бессменным Председателем. Одновременно он возглавлял Апатитское городское отделение общества “Знание” и, будучи равнодушным к химикам, поручил к.х.н. М.М. Годневой пост ответственного за общество “Знание” по Кольскому филиалу АН СССР.

И.В. Бельков – многогранная личность и не случайно по отношению к Минералогическому обществу он выступает рядом с А.В. Сидоренко. В нашей памяти как ровесники и соратники они оказались рядом – акад. А.В. Сидоренко и д.г.-м.н. И.В. Бельков.

ЧТО РАССКАЗЫВАЛ В.А. РУНДКВИСТ О “МОНЧЕГОРСКОМ ПЕРИОДЕ” СВОЕЙ ЖИЗНИ

Г.В. Панышева¹

Санкт-Петербург

Василий Александрович Рундквист в 1935 г. работал в институте “Механобр” заместителем директора по научно-технической части. Приказом Наркомата тяжелой промышленности СССР от 16/VI-35 г. № 740 был назначен главным инженером и первым заместителем начальника Управления “Североникель”. В это время начиналось бурное строительство и освоение недр Кольского п-ова. В течение примерно трех лет он работал в этой должности. Усилиями многих тысяч людей в Мончегорске были возведены предприятие, рудник, завод и город Мончегорск.

В самом начале строительства Рундквисту часто приходилось общаться с высоким московским начальством. Он всегда вспоминал об Орджоникидзе как хорошем организаторе и деловом человеке, не вмешивающемся в технические решения. Пятакова старался избегать. Вопрос о рабочей силе для строительства был разрешен в духе того жестокого времени: “Получите пять эшелонов (товарных составов) раскулаченных”. Василий Александрович всегда с потеплевшим голосом вспоминал о строительстве предприятия и города, о том, как создавался генеральный план будущего Мончегорска. Он принимал в этом самое активное участие и подписывал принятый к строительству план.

Упорная, тяжелейшая, ежесуточная работа была оборвана 23 февраля 1938 г. Первоначально В.А. Рундквист был обвинен в экономическом преступлении – растрате очень большой суммы казенных денег, арестован и отправлен в Мурманскую тюрьму для такого рода обвиняемых. Через несколько недель, когда ему удалось полностью снять с себя все приписываемые ему действия, заработала новая версия – “враг народа”. Как он рассказывал, под конвоем двух или трех военных, через весь Мурманск его пешком перевели в другую тюрьму.

Вызов на первый допрос

Кто-то из сокамерников сказал: “Снимите чесанки, обуйте галоши”. Автоматически выполнил этот совет, за что был очень благодарен сказавшему. Обвинение в шпионаже в пользу иностранных держав, связь с Бухариным и еще что-то немислимое. Все время допроса почти целую неделю стоял. Ничего не подписал, бросили в карцер. В камере появился через десять суток. Там его считали уже погибшим, расстрелянным. Далее пошло, как везде и обычно – допросы, избиения, пытки. Об этом вспоминать не любил. Боясь потерять разум, подписал бумагу о том, что является французским шпионом и тайным бухаринцем.

Сокамерники были разные. Много старых партийцев. Они перестукивались с другими заключенными и все тюремные новости разлетались очень быстро. Как-то в камеру поместили лопаря, он плохо говорил по-русски и не понимал, в чем его обвиняют. А обвиняли беднягу в том, что он якобы организовал отделение северных территорий от СССР!

Сын В.А. Рундквиста Дмитрий вспоминал, как на юбилейном банкете отец рассказывал, что для “исправления” его перевели в камеру к уголовникам. На следующий же день Василий Александрович приобрел среди них заметный авторитет и стал старостой камеры. Эту свою должность он потом ценил как самую высокую из всех своих назначений. Поскольку камеры были перенаселены, то одной из обязанностей старосты было каждые 2-3 часа подавать команду, чтобы лежащие на нарах вплотную, как сельди в бочке, заключенные, переворачивались на другой бок. Сам В.А. Рундквист ухитрялся сразу же засыпать, но вовремя просыпался для отдачи следующей команды.

О письме “на волю”

Летом 1938 г. стены тюрьмы начали ремонтировать. В окне мелькали лица молодых девушек. Чувствовалось, что они жалеют узников. Одну из них попросили принести конверт, бумагу, карандаш. Ведь никто или почти никто не хотел верить, что о беззаконии, творящемся в Мурманске, знают в Москве! Милая девушка принесла, о чем ее просили, а затем взяла письмо и отправила его. В Ленинграде на Васильевском о-ве, 15 линия, дом 70, кв. 11, семья Рундквиста письмо получила. Брат Василия Александровича, Николай Александрович – морской офицер, поехал в Москву и передал письмо отцу своего друга, партработнику Грузии (фамилии я его не помню), приехавшему на какое-то большое партийное собрание (кажется, пленум ЦК). Этот человек (дело происходило в гостинице) прочел письмо в присутствии Николая Александровича и спросил, есть ли копия. Да, есть. Тогда он сжег письмо и взял с Николая Александровича слово, что тот уничтожит копию и никому ничего не скажет ни о письме, ни о разговоре с ним. Так окончилась эта наивная попытка донести крик о помощи до верхушки власти. Летом 1939 г. Василий Александрович без суда просто был освобожден из тюрьмы.

По возвращении в Ленинград возобновилась деятельность в институте “Механобр”. В течение всех оставшихся лет жизни В.А. Рундквист активно, творчески и плодотворно трудился на благо своей Родины. В 1951 г. за разработку и создание отечественной высокопроизводительной флотационной машины ему была присуж-

¹ Панышева Галина Васильевна, род. в 1916 г. в с. Б. Мурашкино Нижегородской обл., вторая жена В.А. Рундквиста. Обога- титель по образованию, начала учебу в Ленинградском Горном институте, закончила Донецкий политехнический институт, работала на обогатительных фабриках Украины, Забайкалья, Монголии. После окончания войны работала в институте “Ме- ханобр” (прим. ред.).

дена Государственная (Сталинская) премия СССР III ст. и присвоено звание Лауреата. В.А. Рундквист не вступил в ряды КПСС несмотря на неоднократные предложения партийных функционеров института, объясняя это тем, что хочет сохранить и отстаивать свободу своего мнения по научным и техническим вопросам, а не подчиняться решениям парткома. Это обстоятельство, естественно, отразилось на его деловой карьере.

Из [Материалов расширенного заседания НТС института “Механобр” 12 января 1957 г., посвященного чествованию т.т. В.А. Рундквиста, Д.Н. Лифлянда и В.П. Ракицкого в связи с 60-летием со дня рождения и 35-летием научно-технической деятельности. Л.: Механобр, 1957. 23 л. Машинопись. Личный архив семьи Рундквистов]:

Выступление зам. директора по научной части О.С. Богданова

“Василий Александрович еще на заре развития обогащения руд цветных металлов в нашей стране был пионером внедрения флотации полиметаллических руд Кавказа и Алтая. Дальнейшая неутомимая его деятельность протекала на посту руководителя лабораторий института, руководителя отдела испытаний, начальника проектного отдела, заместителя директора института Механобр по научно-технической части, главного инженера Мончестроя, начальника технического отдела Механообра и т.д. На всех этих руководящих постах Василий Александрович неизменно проявлял неутомимость, размах и недюжинную широкую эрудицию в области техники. Его оригинальные работы, имеющие большое значение для промышленности в области флотационных машин, широко известны в Советском Союзе.

Расцвет его деятельности, по-моему, еще не наступил, ибо с каждым последующим годом каждая последняя его работа интереснее предыдущей.

За сравнительно флегматичной, или точнее, спокойной внешностью кроется кипучая энергия, полнота чувств и творческая инициатива.

Василий Александрович много вложил в развитие нашей отечественной техники, и мы не сомневаемся в его больших творческих успехах в ближайшие десятилетия.”

Ответное слово В.А. Рундквиста

“Товарищи! В такой переделке, в какую я сейчас попал вместе с Дмитрием Николаевичем и Владимиром Петровичем, я еще не был, быть объектами чествования не приходилось. Я был в разных переделках, но вот в такой, как сегодня, еще не был. Вот Сергею Ефимовичу (Андрееву) хорошо, он уже привык к юбилеям и переносит их стойко и, наверное, без особых последствий. А мне что-то не по себе, хотя бы потому, почему я, зная, чем все это кончится, заранее не предупредил о ненужности, т.е. как бы сам согласился на славословие и курение фимиама.

Товарищи! В выступлениях было много теплых приятных слов, говорилось о моих заслугах. Много высказано хороших пожеланий. Во-первых, я благодарю всех выступивших за все теплые слова, которые здесь были сказаны в мой адрес, за лестную оценку моей деятельности. В выступлениях и зачитанных адресах, считаю, много лишнего, много незаслуженного. Буду считать это как некоторое обязательное преувеличение, приукрашивание деятельности, свойственное всем юбилейным приветствиям. Было высказано много лестных оценок моей деятельности, так разрешите на моей деятельности задержать несколько Ваше внимание.

Были в моей жизни и работе, как и у всех, огорчения и неприятности, но я не о них, конечно, хочу сказать, было много и приятных переживаний, они в большинстве случаев связаны с увлечениями. Да, с увлечениями. Конечно, я не о всех своих увлечениях вам расскажу. Я хочу рассказать о тех увлечениях, которые связаны с моей работой. Этим самым подчеркиваю, что в моей деятельности не было системы. Хорошо это или плохо, это философский вопрос, на нем не останавливаюсь ... без увлечений нельзя, но и без системы как будто тоже нельзя ... скоро в этом не разберешься.

Моя первая более или менее продолжительная работа (около года) была работа почтальона. Предмета для творческого увлечения в этой работе я не нашел, хотя о ней в детских книжках и рисуется привлекательно. Первой привлекательной работой было производство съемочных и гидротехнических работ для определения линии перехода мостом Оки при впадении ее в Волгу у Нижнего Новгорода (теперь Горького). Представьте себе Волгу и Оку при их слиянии в половодье. Дебет рек, направление течений – для расчета мостов необходимо замерять в весенний период. И вот я с помощником Ипполитом Федоровичем Архангельским сидим с инструментами – теодолитами на разных берегах, в двух-трех километрах один от другого, один на крыше гостиницы, другой на пожарной каланче и ловим в бурной текущей реке на скрещении нитей теодолита поплавки, бросаемые с лодки десятиком Новиковым. Интересная исследовательская работа, определение режима реки в половодье, и тахометрическая съемка подходов к мосту, и точнейший зимний промер оси моста по льду для заказа ферм. Интересно. Весьма интересно, но и кроме того еще молодость, это тоже что-нибудь значит.

Затем небольшой период – эксплуатация нефтяных скважин в Баку, Грозном, Средней Азии (Санто). Эта работа больше для заработка.



В.А. Рундквист, фото 1952 г.

Далее практика и работа в Донбассе на шахте Елпидифор Александровского района. Организация работы врубовых машин. По этой угольной специальности должен был кончать Горный институт. Но опять увлечение, почти закончен дипломный проект, на целый год оторвался от него и почти не вставал с дивана, на котором просиживал брюки (диван нашел на чердаке дома № 54 по Большому проспекту) – в течение года написал новый для того времени аналитический курс горного искусства “Вскрытие пологопадающих пластов каменного угля”, доложил его дважды в Горном институте.

Борис Иванович Бокий считает, что останусь у него на кафедре, а я в это время уже у Сергея Ефимовича, в подвале этого здания для приработка занялся вместе с Варламовым и К.А. Разумовым флотацией. Капали различные масла, в основном употребляли карболку, сперва мало что понимали. Но вот в том же году едем на Садон и сами строим (при помощи строительного подрядчика) и установку, и машины. Пустили – пошла.

Затем Лениногорск – регулировка и первые проекты флотационных фабрик Механобра, мною делался проект Лениногорской фабрики.

Дальше – участие в становлении всей системы Механобра, исследовании, проектировании и борьба за Механобр, ведь его и в те времена хотели, да и теперь хотят разделить на отдельные конторы типа “контор по продаже рогов и копыт”.

В 29-31 гг. работал как в Механобре, так и в Горном институте. Вместе с А.П. Германом и С.Е. Андреевым планировали учебную жизнь обогатительного факультета. Встала дилемма: где оставаться, и тут – опять увлечение. Без колебаний, как само собой разумеется, выбрал Механобр – работа живее, обширнее, тесно связанная со стройками пятилеток.

1935 г. В то время я был заместителем директора по научно-технической части, но предложили принять должность главного инженера строительства Североникеля. Были сомнения, но колебался недолго, было бурное объяснение с женой, а дальше приказ Орджоникидзе и я в тундре. Увлечение. Как построить предприятие, рудник, завод, город в лесу, в тундре – разве может быть это не интересно? Разве можно от этого отказаться?

Три года стройки. Три года борьбы. Товарищи из Гипроникеля знают о многих перипетиях этого строительства. Борьба с пожарами за сохранение леса, за красоту города Мончегорска. Одним словом: Задумчивая нежность короткого лета и снежная зима Заполярья полюдилась². И, несмотря на некоторую неприятность у меня и семьи, о работе в Мончегорске остались самые приятные воспоминания. Сделано, сделано большое дело. Ну разве это опять не увлечение?

В дальнейшем – вновь работа в Механобре.

Вполне возможно, что правильнее было не увлекаться, а для лучшего бизнеса заняться скучными делами, ну, например, заняться получением степеней, как говорят, “остепениться”, остепениться в обоих смыслах этого слова. Не знаю, что правильнее? Да и стоит ли размышлять по этому случаю. Натуру сложно переделать.

Я благодарю выступавших за теплые слова, сказанные по моему адресу, ей-богу, сказано несколько больше, чем следовало бы. Ведь я мало пишу, а писать надо, можно не остепеняться, но писать надо. Пожелания о том, чтобы дальше еще успешнее работать, приму. Принять-то приму, но как это оправдаю – не знаю”.

² “Полюдилась” – устаревшее слово, противоположное “обезлюдилась” (прим. авт.).

О СЕЙДАХ КОЛЬСКОГО ПОЛУОСТРОВА¹

И. Свенск

Москва, svensk@ru.ru

Сейд не может не привлечь взгляд. Когда я впервые увидел такой камень, мне сказали, что это – просто метка, которой лопари обозначили оленью тропу через перевал. Массивная глыба полутораметровой высоты почти квадратной формы была отчетливо видна на фоне снега, странно удерживалась на склоне горы. Она была видна отовсюду. Просто летающий камень – сказали мне. Просто сейд.

“Бог Сторюнкаре часто появляется во время рыбалки, охоты на птиц в виде фигуры человека очень прекрасного роста, одетого в одежды такие же, как там, в обычае, только черные ... и единственная разница, что ступни у него как у птиц. Фигуру Сторюнкаре делают из камня ... и говорят, что идолы лаппов – большие камни в лесах, пустынях или на горах ... Эти камни грубы и никак не оформлены, но они воздвигают их и делают, таким образом, статуи Бога меж скалами, на горах, на берегах рек или близ троп.” Так отзывался о скандинавских сейдах королевский географ из Уппсалы И. Шеффер в знаменитом труде “Лаппония” в 1673 г.

В Эдде встречается слово *Seidhr* в смысле “волшебство”, еще чаще находятся слова с корнем *seid* в сагах: *sidha* – колдовать, *seidhberendr* – волшебник. Но скорее всего прав Шеффер: „Слово “сейд” - пишет он - обозначает всякого рода божественность.” Сейд – русское слово, в других языках, например, в финском, оно звучит как “сеита” (*seita*), в норвежском и шведском как “*seide*”, в лапландском “*sieidde*” (сайад). На территории четырех этих стран и находится Саамедна – страна саамов (лаппов или лопарей), страна сейдов. В России это территория Кольского п-ова. Или полуострова Кола (“рыба” по-саамски), как он назывался до революции и до сих пор зовется на всех других языках.

Древние финские корни “*lappes*” – “изгнанные” или “*lapi*” – “предельная граница” и “ведьма” одновременно... Датчане боялись шведских колдунов, те опасались норвежских, норвежцы верили в финскую ворожбу, но даже финны боялись лаппов. Еще в 1584 г. Иван Грозный послал за самыми лучшими волхвами – лапландцами, дабы истолковать явление кометы. Те предрекли ему смерть, что и сбылось 18 марта того же года.

Они, возможно, первые оленеводы в Европе, до сих пор сохраняющие свой образ жизни. От времен последнего Ледника. Туманная и темная Похъяла – олицетворение “нижнего мира” в карело-финском эпосе “Калевала” – это Лапландия. Страна вечного мрака. Или, наоборот, незакатного солнца. В зависимости от сезона. Может, “предельная граница” – это то, что мы называем “полярным кругом”?

Я видел много сейдов (рис. 1). Вначале – в населенных краях Лапландии, где никто не задумывался об их происхождении. Так же, как и в северной Франции, Ирландии и других землях, где воздвигнутые человеком в незапамятные времена камни – естественная черта пейзажа, обыденная для местного населения. В странах, где некогда жили кельты, эти камни – предмет интереса туристов и “новых друидов”, вдохновленных книгами Толкина. Разумеется, ими занимаются археологи, которые пытаются ответить на вопросы, ответов на которые, возможно, нет...

На протяжении веков Стоунхендж называли “висящими камнями”. Конечно, едва ли нужно искать нечто сходное с “летающими камнями” Лапландии, хотя на побережьях Кольского п-ова находятся каменные выкладки – лабиринты, не отличимые от аналогичных на Британских островах... А на островах Белого моря стоят камни – “менгиры”, такие же, как в северной Франции... Сейды отличны от них.

Классический сейд – это камень размером от среднего валуна до изрядной глыбы, поставленный на один или несколько меньших камней-подставок. Часто еще один или несколько камней лежат сверху. Иногда сейды поставлены на самую неустойчивую часть – ребро или узкую вершину. Бывает, что камни стоят к тому же на крутом склоне или самом краю обрыва. Вообще кажущаяся “неустойчивость” – их характерная особенность. Будто бы глыба упадет при малейшем прикосновении. Но она стоит тысячи лет! Рискну предположить, что сейд, как и большинство культовых сооружений, может представлять собой модель мира, внешне неустойчивого, но очень стабильного.

Академик Б. Рыбаков предполагал, что сейд символизирует волшебную мельницу Сампо из эпоса “Калевала”, а та – гигантская неолитическая зернотерка – примитивное устройство из двух плоских камней. Трудно представить себе мифическую Сампо. Изготовленная в начале времен кузнецом Ильмариненом из двух камней (не напоминает ли это классический сейд – один камень на другом?) и имеющая некие “корни” (“подставка” Сейда?), огромное сооружение хранилось в утесе. Похищение Сампо из мрачных земель Похъялы – основной сюжет эпоса. Пленение идола другого племени – распространенная тема в мифологии. Сделайте выводы сами. Только нужно сказать, что принадлежность земледельческого культа – зернотерка среди ягеля и гранита Лапландии – явление маловероятное. К тому же, зернотерка с корнями... Может быть, Сампо – символ колдовращения мира?

Многие сомневаются в том, что сейды – рукотворные сооружения. В самом деле, камни, пусть и странно поставленные, никак не обработаны. Но еще сложнее было бы объяснить их существование результатами движения и таяния ледника. Во-первых, ничего подобного нет в других местах планеты, также бывших подо льдом. Во-вторых, целые комплексы камней в одних местах полуострова и отсутствие их в других мало объяснимы природными причинами. В-третьих, “подставки” сейдов – часто камни других пород, нередко камней именно три. Можно привести еще много доводов. Да и Шеффер писал, что сейды “воздвигают”. Кстати, до сих пор непонятно, как был сооружен Стоунхендж и прочие

¹ Геологический институт КНЦ РАН и Кольское отделение РМО приветствуют всестороннее изучение памятников природы и материальной культуры. Публикуя эту заметку, мы обращаем внимание на то, что в изучении сейдов пора объединить усилия не только археологов и этнографов, но также петрографов и минералогов. Иначе говоря, заметка указывает кольским петрографам и минералам новый, неожиданный объект исследования (прим. ред.).

мегалитические постройки. Что касается сейдов, то, по моему мнению, их соорудили ... зимой! Роль классической в археологии насыпи для перемещения тяжестей играла горка из льда!

По всей Лапландии вплоть до XIX в. были описаны приношения сейдам рыбы, мяса, крови и оленьих рогов. Рога клали обязательно концами вверх. Возможно, каждый саамский род (сайво) имел собственный камень. Женщин к священным камням не допускали, да и сам глава рода опасался подходить к камню близко. Во многих известных камнях жил дух того или иного “нойды” – лапландского шамана. В случае недостатка внимания к себе он мог принести большие неприятности, покинуть камень или улететь вместе с ним. Считалось, что камни Стоунхенджа были перенесены из Ирландии кудесником Мерлином. Думали также, что все сейды – окаменевшие волшебники. Нойда мог превратиться в камень, если его называли настоящим именем. Но дух его в камне оставался.

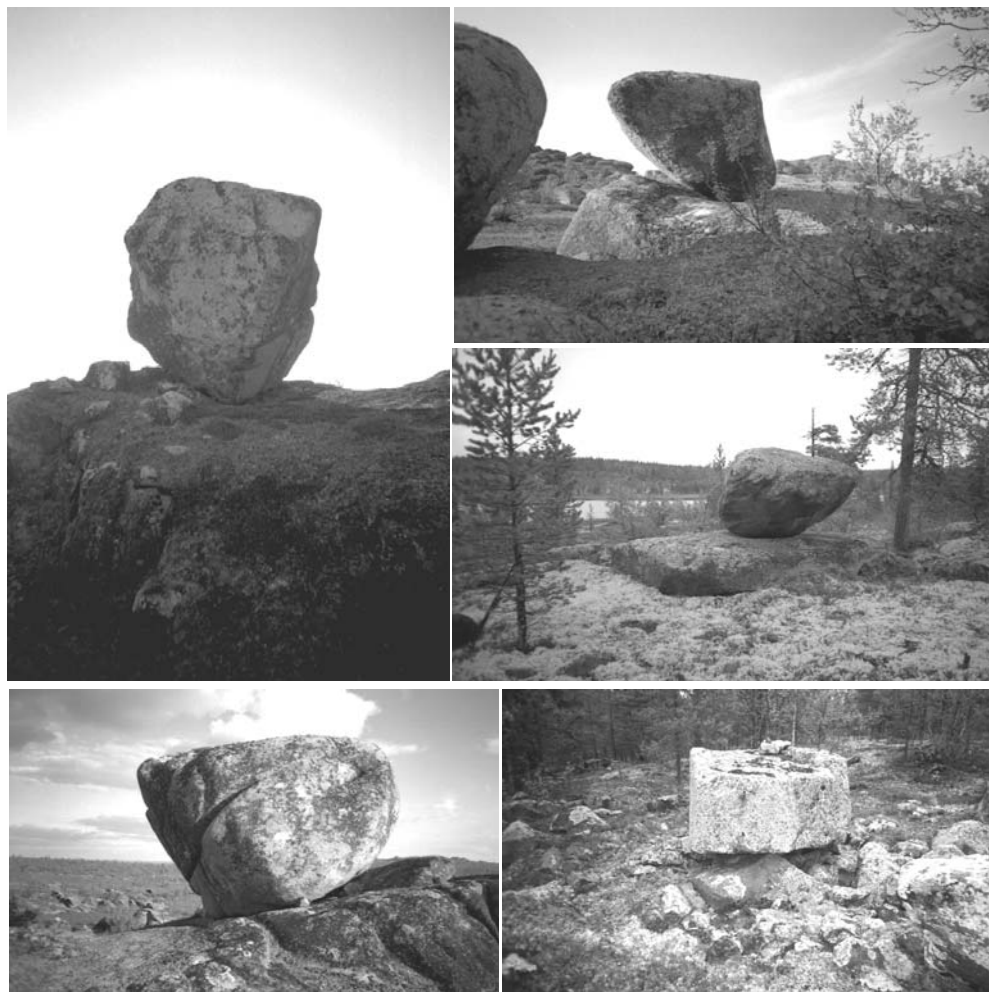


Рис. 1. Сейды Кольского полуострова.

Фото автора.

Лапландцы никогда не претендовали на то, что мегалиты были воздвигнуты ими, так же как Стоунхендж не был сооружен историческими племенами Британии. В археологии существует термины “культура комса” и “прото-саамы”. Воздвижение сейдов приписывается именно им. Часто саамы называют сейд просто стариком или старухой. Не память ли это о древнем народе? Возможно, саамский язык, который сильно отличается от других языков финно-угорской группы, имеет влияние языка этого древнего народа. Надо сказать, что язык лапландцев сам по себе разделен на различные диалекты. Наречие русских лопарей, например, тяготеет к диалекту, существующему у оз. Инари в Финляндии.

Каждый год в течение пятнадцати лет я бываю в центре и на востоке полуострова. Людей там нет, но встречаются сейды. Иногда один большой камень где-нибудь на склоне горы, иногда несколько неподалеку друг от друга в тундре. Или – у воды. Мне кажется, что Шеффер, будучи монотеистом, был не совсем прав. У саамов много богов. В зависимости от того, где находится сейд, он покровительствует охоте, рыбалке... Иногда они действительно помогают в горах. Но больше всего их на оленьих тропах. Пути миграции оленей не меняются столетиями. Оленьи тропы иногда походят на хорошие грунтовые дороги. И часто в местах их сочетания стоят сейды. Скорее всего, большинство священных камней посвящено Мяндашу, небесному оленю с черной головой и золотыми рогами. Вечно охотится на него верховный бог – громовержец Айеке-Тиермес, и если достигнет, то упадут с неба звезды и кончится мир.

“КОГДА МЫ БЫЛИ МОЛОДЫМИ”

М.Г. Федотова

Апатиты

“От нас ничего не зависит” (расхожее мнение).

15 августа 1962 г. после окончания Геологического факультета МГУ кафедры минералогии я с мужем Ж.А. Федотовым и двумя детьми приехали на работу в Геологический институт КФ АН СССР. С этого времени и по сей день моя жизнь связана с Кольским п-овом, Апатитами, Кольским научным центром, Геологическим институтом, его сотрудниками и руководителями, моими коллегами и друзьями. Я начала работать в институте в пору его роста и расцвета, но мне пришлось его видеть и во времена “перестройки”. В институте из руководителей и сотрудников почти никого не было: многие были в отпусках, экспедициях, командировках. Принимал нас В.В. Капитонов, старший лаборант – художник чертежного бюро (в дальнейшем член Союза художников СССР). Нас поселили в комнате на втором этаже силикалитного домика 4 А, который был сдан в эксплуатацию накануне приезда и предназначался для временного проживания молодых специалистов. Комендант Академгородка принес нам железную кровать, стол, электроплитку и мы начали обустраиваться. В соседней комнате поселились М.М. и Э.М. Медведевы, у них тоже было двое детей, часто приезжали родители и тогда в двух комнатах наверху проживало до 10 человек на одну маленькую кухоньку, через которую был вход в нашу комнату. По мере строительства и сдачи пятиэтажек все из общежития переселились в них. Жили мы дружно, без недоразумений. Старшая дочь пошла в первый класс школы № 1, открытую и принятую комиссией к 1 сентября. Младшую устроили в ясли рядом с домом. Леня Мариничев, Аня Федотова, Кирилл Дудкин были первыми и самыми маленькими детьми открывшейся ясельной группы. Входные двери в общежитии на ключ не закрывались и я не помню, чтобы что-то пропадало. Здания ПГИ и ИХТРЭМСа даже еще не строилось. Ягоды и грибы мы собирали рядом с домом. В этот период филиалом, институтом и лабораториями руководили Е.К. Козлов, И.В. Бельков, Г.И. Горбунов, А.М. Иванов, Г.Д. Панасенко, Р.А. Кравченко-Бережной, И.А. Петерсилье, Т.Н. Иванова, И.Д. Батиева и др., многие из них еще работали на 25 км и жили в домиках Ботанического сада. Они были примерно одного возраста и профессионального уровня, их спланивало университетское братство, семейные узы и добрые отношения. О тех, кто повлиял на мою жизнь и научную карьеру в КНЦ АН СССР, расскажу подробнее.

Александр Васильевич Сидоренко в 1962 г. еще не был академиком, но был министром геологии СССР, жил в Москве и был тесно связан с Московским университетом. Он попросил зав. учебной частью Геологического факультета Татьяну Степановну Балякину подобрать хороших выпускников-геохимиков для работы в Геологический институт КФ АН СССР. Выбор пал на нас. Я очень боялась ехать и переживала, т.к. не знала Севера, условий жизни и работы, но подкупало то, что в нас “нуждается наука”, мы получим самостоятельную работу, нам предоставят жилье, что по тем временам (да и сейчас) немаловажно. Св.А. Сидоренко (дочь А.В. Сидоренко), которая в то время училась на втором курсе геологического факультета и к которой я обратилась с вопросами о Кольском п-ове, как смогла, успокоила меня. В дальнейшем, когда акад. А.В. Сидоренко приезжал в Кольский филиал, он всегда интересовался нашей жизнью и успехами. Приходил в музей, где я работала, и мы поили его чаем “с травками” (мятой и др.), рассказывали о своих делах, планах, неудачах и огорчениях. По его просьбе мы готовили коллекции полезных ископаемых и минералов Кольского п-ова, в том числе за границу, в частности, для Геологического музея Болгарской АН и в Румынию. Он приглашал на Кольский п-ов крупных иностранных геологов, которые читали лекции по геологии Югославии, Румынии и других стран. А.В. Сидоренко очень рано ушел из жизни, полный планов и сил. Его трагическая смерть потрясла КНЦ АН СССР, всех кто его знал. Т.С. Балякина до самой смерти интересовалась жизнью выпускников Геологического факультета МГУ, и хотя она не была связана с КНЦ АН СССР, но мы попали сюда по ее рекомендации, и это повлияло на всю нашу дальнейшую судьбу. Я писала ей “отчеты” и, бывая в Москве, посещала ее. В ее честь назван минерал балякинит.

Евгений Константинович Козлов был председателем Президиума Кольского филиала. Он первым из руководства встретил нас по приезде и провел беседу в своем кабинете. В дальнейшем Ж.А. Федотов работал под его непосредственным руководством, ездил на полевые работы и написал научный отчет по амфиболитам Кейв, который Е.К. Козлов очень хвалил. Он часто приходил в музей отдыхать в перерывах между работой. Всех приезжавших в КНЦ АН СССР для знакомства с Кольским п-овом приводил в Музей. Ко мне относился внимательно и по-доброму. По его указанию И.В. Бельков перевел меня в младшие научные сотрудники. На вечерах Евгений Константинович читал стихи, которых знал очень много, танцевал летку-енку и я имела честь держаться за его необъятную талию. Его жена Татьяна Николаевна Иванова – первая женщина, защитившая докторскую диссертацию на Кольском п-ове. На вечерах она танцевала лезгинку, держа “кинжал” в зубах и имела огромный успех. Несколько раз к ним приезжал Лев Ошанин. По этому поводу в филиале устраивались вечера, поэт читал свои стихи, а участники художественной самодеятельности пели песни на стихи Л. Ошанина. Особенно хорошо пела Н.И. Плетнева! Евгений Константинович остался в моей памяти добрым, спокойным, приятным человеком и внимательным руководителем. Татьяна Николаевна долгое время руководила лабораторией петрографии, была отзывчивой, мудрой, интеллигентной, красивой женщиной. Семья Козловых воспитала достойную смену, их дети стали учеными - геологами.

Григорий Иванович Горбунов пришел в филиал с большим опытом партийной работы. Мы с ним встретились в к. 311 Главного корпуса в первые работы. Он заведовал Лабораторией геологии рудных месторождений и приходил к своим сотрудникам Ю.А. Астафьеву и Ю.В. Гончарову, которые работали в этом же кабинете. Григорий Иванович познакомился с нами и поинтересовался планами. Он сразу же стал ориентировать нас на диссертации и научный рост. Рассказал о больших возможностях изучения многих геологических объектов и полезных ископаемых Кольского п-ова. В дальнейшем я и Ж.А. Федотов были тесно связаны с Григорием Ивановичем в научном плане. Я ездила с ним в командировку на комбинат в п. Никель, где впервые увидела образцы свинцово-цинковых руд с побережья Печенгского р-на, что затем стало темой моей диссертации, на Аллареченское месторождение, где собрала материал для минералогического изучения ретгерсита и других минералов зоны окисления медно-никелевых месторождений. Я встречалась и консультировалась с Г.И. Горбуновым и в Москве, когда он работал в министерстве. Будучи председателем Президиума КНЦ АН СССР он принимал участие в открытии филиала Геологического музея по ул. Ферсмана, 16, в конце 1980 г. Григорий Иванович сделал замечания, пришлось поменять порядок расположения витрин и усилить значение медно-никелевых месторождений. Никаких объяснений он не терпел и, конечно, все его замечания тут же исполнялись. В музей Г.И. Горбунов приходил только по долгу службы, сопровождая академиков, членов комиссий, космонавтов, композиторов и др. (рис. 1).



**Рис. 1. У нас в гостях космонавт Евгений Хрунов.
В Геологическом музее ГИ КНЦ АН СССР.**

Слева-направо: И.В. Бельков, Е.В. Хрунов, Г.И. Горбунов,
М.Г. Федотова, 25 ноября 1977 г.

Самое большое влияние на меня оказал И.В. Бельков – директор Геологического института, зав. Лабораторией минералогии, руководитель по аспирантуре – человек, с которым я проработала почти 30 лет. Его послужной список был объемным, но и возможности у него были большими. У него были ученики, соратники, единомышленники, любимая и любящая жена И.Д. Батиева, с которой он почти никогда не расставался, у него была хорошая семья, поддержка на работе и дома.

С 1960-х гг. Геологический институт быстро развивался. Очень способствовал этому акад. А.В. Сидоренко, заложивший базу этого роста. Институт получал новые помещения и производственные площади, организовывались и оснащались новым научным оборудованием новые лаборатории; в институт шла молодежь из престижных вузов страны. Жизнь была ключом: заседания, совещания, сессии, учеба, чтение лекций, сдача кандидатских экзаменов, участие в художественной самодеятельности, субботниках и демонстрациях, спортивные соревнования – это было нормой жизни.

Жили мы в Академгородке почти в одинаковых квартирах одним коллективом, ходили в кино и на концерты в большой зал Геологического института. Там же проходили танцы под духовой оркестр филиала, встречи с интересными людьми: артистами, писателями, поэтами и композиторами, музыкантами и политиками. Мы жили в свое время и, как нам говорили, строили коммунизм. Дух коллективизма пронизывал все наше существование. Как и во всяком маленьком городке, знали все или почти все друг о друге, “варились в одном соку”, старались поддерживать по мере необходимости. Долгое время наша семья пользовалась мебелью, которую отдали нам Бельковы. Как член комиссии парткома И.Д. Батиева заходила узнать о наших нуждах домой, интересовалась, как мы устроились? После этого выделяла нам книжный шкаф и диванчик для дочери, которыми мы с благодарностью пользовались долгое время.

И.В. Бельков, как председатель городского общества “Знание”, на базе филиала и, в частности, института организовывал просветительскую работу среди населения. Большую лекционную работу он возложил на научных сотрудников – членов общества “Знание” и Геологический музей института (рис. 2). При аттестациях эта работа отмечалась в характеристиках и поощрялась благодарностями и грамотами. Праздники мы отмечали в институте дружным коллективом. Много сил этой работе отдавали партийная и профсоюзная организации. До сих пор ходят легенды о встречах Нового года, когда каждая лаборатория готовила маскарадные костюмы и выступления на карнавалах. Помню, были “футбольная команда”, еще раньше – “маленькие лебеди”, Буратино, африканское племя в масках и многое другое. Т.Н. Иванова изображала Фемиду с весами в руках и повязкой на глазах, были шамаханская царица на носилках, узбеки в халатах и шотландцы в юбочках и т.д. И только “день геолога” праздновался на природе, вы-



Рис. 2. Передача по Мурманскому TV.

Слева-направо: Л.В. Козырева, Ю.М. Кириарский,
С.А. Стрелков, М.Г. Федотова.

И.В. Бельков, как председатель городского общества “Знание”, на базе филиала и, в частности, института организовывал просветительскую работу среди населения. Большую лекционную работу он возложил на научных сотрудников – членов общества “Знание” и Геологический музей института (рис. 2). При аттестациях эта работа отмечалась в характеристиках и поощрялась благодарностями и грамотами. Праздники мы отмечали в институте дружным коллективом. Много сил этой работе отдавали партийная и профсоюзная организации. До сих пор ходят легенды о встречах Нового года, когда каждая лаборатория готовила маскарадные костюмы и выступления на карнавалах. Помню, были “футбольная команда”, еще раньше – “маленькие лебеди”, Буратино, африканское племя в масках и многое другое. Т.Н. Иванова изображала Фемиду с весами в руках и повязкой на глазах, были шамаханская царица на носилках, узбеки в халатах и шотландцы в юбочках и т.д. И только “день геолога” праздновался на природе, вы-

езжали “на оленя”, заранее готовили площадки, мясо для шашлыков, спортивные игры и соревнования. Т.В. Новохатская брала патефон и пластинки, все дружно танцевали.

Хор Кольского филиала был одним из лучших в городе, в нем было много сотрудников Геологического



Рис. 3. Хоровой коллектив КНЦ АН СССР, 1976 г.

Среди участников: А.А. Жангуров, Р.А. Трок, А.Н. Волохонский, В.А. Припачкин, О.Ф. Мец, О. Фетисова, Н.Г. Иванова, М.Г. Федотова, К.М. Бабкина – сотрудники Геологического института и др.

ский и др. В отличие от перечисленных учеников, я была выпускницей Геологического факультета МГУ и “впитала” школу акад. В.И. Смирнова, акад. А.П. Виноградова, проф. Г.П. Барсанова, проф. М.С. Сахаровой и др. Мне пришлось многое ему доказывать и о многом спорить, т.к. он тяготел к школе Ленинградского университета. Некоторые традиции и подходы к научным проблемам у этих школ разные. Защитив диссертацию, в институт прислала телеграмму: “Защитила единогласно, выглядела прекрасно, докладывала превосходно!”. Она произвела на И.В. Белькова неизгладимое впечатление. Конечно, в некоторой доле лукавства мне не откажешь. “Обмывали” диссертацию всем миром. После ухода гостей осталось несколько меховых шапок, потом нашлись их хозяева.

В институте существовала традиция поздравлять сотрудников с юбилеями, днями рождения и прочими праздниками. Сочинялись стихи, например, такого содержания:

“Хитро адамово ребро,
Но как там ни крутите,
Свинец, цинк, медь и серебро
– Все знает Маргарита!
Грош стоит диссертация,
Где нет активизации!”

“Мы знаем, что уже давно
Вам чаще, чем другим, дано
Услышать ласковое слово
От самого И.В. Белькова
О, как завидуем, ей-ей,
Все 365 дней!”

Женщинам к 8 Марта Игорь Владимирович дарил духи, в особо торжественных случаях – свои картины. Однажды был устроен аукцион картин И.В. Белькова. Его организовал В.В. Любцов. Все вырученные средства Игорь Владимирович передал в детский дом г. Апатиты.

Мне нравилось работать в институте, я его любила и сейчас люблю и “болею” за институт. Кроме научных интересов для меня важным было общение с людьми, посещающими музей. Первым человеком, привившим любовь к музею, к проведению экскурсий был И.В. Бельков. Он так знал Кольский п-ов, его природу и полезные ископаемые, что мог очаровать своим рассказом любого. Наш музей – детище И.В. Белькова. Он при-

института, лауреатов и дипломантов художественной самодеятельности (рис. 3). И.В. Бельков с семьей всегда присутствовал на выступлениях хора, сидел на передних рядах и морально поддерживал выступающих. Наш музей входил в профячейку Лаборатории минералогии. Из 30 лет работы в институте профоргом и зам. профорга меня избирали 15 лет, а бессменным зав. Лабораторией был И.В. Бельков, он же был и директором института. В то время часто приходилось организовывать соцсоревнования между лабораториями и всевозможные общественные мероприятия. Ввиду загруженности И.В. Белькова многое приходилось организовывать профоргу. Наш коллектив был почти женским, И.В. Белькова мы любили, да и он относился к нам как к своим детям (рис. 4).

Я была аспиранткой И.В. Белькова. Под его руководством защитились С.Н. Суслова, И.Д. Батиева, А.В. Барабанов, А.Н. Волохон-



Рис. 4. Лаборатория минералогии и музейные сотрудники (проф-группа) во главе с И.В. Бельковым, 1985 г.

ходил и контролировал работу по несколько раз в день. В отличие от других руководителей, с Игорем Владимировичем можно было обсуждать проблему и сказать ему, что он неправ. Он горячился, но быстро отходил, а если чувствовал, что обидел, то старался загладить вину. Он был эмоциональным, шумным и часто не мог себя



Рис. 5. На могиле И.В. Белькова 30 сентября 1997 г.

Слева-направо: К.Д. Беляев, Т.Ф. Негруца,
М.В. Фишман, И.Д. Батиева, М.Г. Федотова,
В.А. Припачкин.

сдерживать. Однажды, распекая кого-то, он остановился у кабинета, где работал Ж.А. Федотов. Тот вышел и сказал: “Игорь Владимирович, Вы мешаете мне работать!”. И.В. Бельков был ошарашен, но быстро успокоился. А потом все в институте очень веселились по этому поводу. Моим кредо в общении с людьми и руководителями, в т.ч. с И.В. Бельковым, было не вводить их в заблуждение, высказывать свое мнение и отстаивать его по мере возможности. Думаю, так и создается общественное мнение, которое может повлиять на нашу жизнь. Неправы те, кто думает, что от нас ничего не зависит. Что-то да зависит!

И.В. Бельков был не идеальным человеком и совсем не идеальным директором, но он был интересным! Он был ровесником Октября, человеком своего времени, активным строителем социализма или коммунизма, которые все мы тогда строили, исключительно обаятельным, умным и знающим геологию Кольского п-ова. Он был человеком, который не смог приспособиться к “перестройке”, новой жизни, смене своего лидирующего положения. Его сердце не выдержало начавшихся в 1985 г. перемен (рис. 5). Они коснулись всех, но особенно тех, кто занимал руководящие

посты, и он остался там – в 60-х, 70-х, 80-х годах прошлого столетия. Наше поколение – молодых в 1960-ые годы – стало пожилым, умудренным опытом предыдущих поколений, в том числе – своих учителей. Вспомним же их добрым словом!

ГЕОЛОГ В.Н. ГОДОВИКОВ. СТРАНИЦЫ БИОГРАФИИ.

А.К. Шпаченко

Геологический институт КНЦ РАН, г. Апатиты, ark@geoksc.apatity.ru

В 2007 г. исполняется 100 лет со дня рождения Виктора Николаевича Годовикова. В работе “Репрессированные геологи” [19] о нем написано следующее: “Годовиков В.Н. Геолог. Учился в ЛГИ. Арестован по доносу в конце 20-х (на студенческой вечеринке объявил себя анархистом). Приговорен без каких-либо следственных действий к 10 годам лишения свободы. В начале 30-х гг. - заключенный, сотрудник Особого геологического бюро в Мурманске. В 1939 г., будучи гл. инженером апатитового рудника в Хибинах, уже на поселении (?), взял на себя вину за несчастный случай (ответственность должна была нести женщина – инженер по технике безопасности, член партии). Был осужден еще на 5 лет”. Эта краткая информация принадлежит Н.П. Чирвинскому. Его отец – проф. П.Н. Чирвинский в 30-х гг. осваивал вместе с В.Н. Годовиковым и другими геологами Кольский п-ов [26, 27]. Благодаря архивам удалось узнать некоторые подробности о жизни В.Н. Годовикова на Кольском п-ове в 1930-60-е гг.



Родился В.Н. Годовиков 16 сентября 1907 г., из крестьян, жил в Ленинграде на пр. Володарского. В 1926 г. закончил 37-ю Единую Советскую Трудовую школу 1 и 2 ступени в Петроградском р-не, причем обнаружил достаточные знания по всем обязательным предметам курса... [4, 6]. Естествознание в этой школе преподавал его отец Николай Иванович. Вероятно, именно благодаря ему Виктор Николаевич выбрал нелегкий, как оказалось, путь геолога. Летом 1926 г. сдавал экзамены в три ленинградских ВУЗа: Горный, Электротехнический и Политехнический. По результатам экзаменов, в последний он был включен в список студентов, в первые два – в кандидаты. Но осенью 1926 г. большое число принятых в Горный институт лиц не заняло своих мест и все кандидаты были включены в список студентов. Проучившись на Инженерно-строительном факультете Политехнического института в течение года, когда преподаются общие дисциплины, Годовиков старался подогнать академическую часть ближе и лучше к программе Горного института с тем, чтобы перевестись именно туда. Потом ему еще пришлось писать несколько заявлений, ходить по кабинетам и объяснять, почему он хочет быть геологом, а не инженером-строителем. Его настойчивость была вознаграждена – постановлением Правления ЛГИ от 13 сентября 1927 г. В.Н. Годовиков был переведен на 2-й курс ГРФ. Летом 1928 г. он проходил практику в Донбассе в Кадиевском рудоуправлении (ст. Алмазная), летом и осенью 1929 г. работал

в Алапаевской асбестовой партии Геолкома [6]. С февраля 1929 г. начал преподавание на организованной им кафедре Разведочного дела в Горном институте В.К. Котульский. Одним из его слушателей был и студент В.Н. Годовиков. С ноября 1929 г. на Горном факультете начал чтение лекций по курсу месторождений строительных материалов и нерудных полезных ископаемых С.Ф. Малявкин. Таким образом, еще в Горном институте пересеклись судьбы этих трех человек, которым в 1932-33 г. предстояло оказаться на Кольском п-ове в составе Особого геологического бюро (ОГБ) при Мурманском ОГПУ.

Если информация из [19] верна, то арест произошел не раньше мая-июня 1930 г., возможно, сразу же после окончания Горного института. В Выписке из приказа № 110 от 9 мая 1930 г. по Ленинградскому Горному институту написано: *На основании циркулярного распоряжения Главпрофобра от 31/XII 1929 г. за № 304/2 нижепоименованных, успешно окончивших учебный план студентов считать окончившими ЛГИ с квалификацией горного инженера по геолого-разведочному ф-ту 5) Годовиков Виктор Николаевич – разведочное отд. Рудная спец-ть, уклон цветные металлы* [6]. В Зачетной ведомости студента Ленинградского Горного Института Геолого-разведочного факультета Годовикова Виктора Николаевича пометка: *год поступления 1927, окончил ин-т 8/V-30* [6]. Нет подробностей того, каким образом он оказался в заключении, а затем в составе ОГБ (пометка в личной карточке: *Адм. выслан, справка Муротдела ОГПУ 13/VI-32 г. № 1037*), и был направлен в г. Хибингорск [4]. Что касается способа попадания на Кольский п-ов, то здесь все проще – большинство заключенных-специалистов попадало сюда через Управление Соловецкими лагерями особого назначения (УСЛОН).

В докладной записке Управляющему Треста “Апатит” от 4 января 1932 г. зав. ПТО П.Н. Владимиров и зав. ГРЧ Семеров сообщают: *По нашему плану геолого-разведочных работ на 1932 г. предусмотрена разведка апатитового месторождения Расвумчорр и Куэльпор. Правление Всехимпрома в заседании своем исключило из плана разведку этих месторождений, оставив из общей суммы предусмотренной планом 550 тыс. руб. лишь 330 тыс. руб. ... Если на отсрочку разведки Расвумчорра и можно согласиться, то в отношении Куэльпора никакая отсрочка не может быть допущена. ... Какое из месторождений может быть объектом разработки II очереди? К настоящему времени предварительной разведкой освещен Расвумчорр. Куэльпор найден в 1931 г. и еще не разведан. Авторы записки рекомендуют следующее: необходимо осветить Куэльпор, чтобы состояние его разведанности соответствовало Расвумчорру. Только тогда можно решить, где в 1933-34 г. в первую очередь необходима де-*

тальная разведка [20]. Проведение этих работ было поручено В.Н. Годовикову, и с 16 июня 1932 г. по 18 сентября 1932 г. он руководит Кузельпорской поисково-разведочной партией. В ее составе – четверо студентов Горного института и двое студентов Ленинградского геологоразведочного техникума. За это время ими выполнено: 1) 5,25 км² топосъемки г. Кузельпор в м-бе 1:5000 и 2 км² – Кузельпорского месторождения в м-бе 1:2000; 2) геологическая съемка месторождения; 3) разведочные работы, вскрывшие месторождение: 839,15 пог. м канав, 60 пог. м шурфов; 4) бороздовое опробование – 187 проб, 45 пог. м – 115 проб, методом сколков – 270 пог. м – 34 пробы; 5) по указанию консультанта партии А.С. Амеландова методом сколков опробованы: уртит – 53 пробы, эгирин – 4, титаномagnetит – 3, сфен – 1; 6) поисковые работы в полосе ийолит-уртитов и смежных пород на участке между г. Кузельпор и г. Кукисвумчорр [3].

В отчете В.Н. Годовиков пишет: *“Необходимо отметить некоторую случайность в обнаружении Кузельпорского апатитового месторождения, обусловленную тем, что на карте Рамзая г. Кузельпор показана сложенной целиком из хибинита. Первые находки апатит-нефелиновой породы и уррита в виде обломков в осыпях, были сделаны Б.М. Кулетским в 1929 г. (см. “Материалы по петрографии и геохимии Кольского п-ова”, часть I, стр. 21), но не явились поводом к отысканию коренных выходов этих пород. В 1931 г. А.Н. Лабунцов при поисках сфена обнаружил в южной части западного склона Кузельпора апатит-нефелиновую породу в коренных обнажениях ... В том же году А.С. Амеландовым это месторождение было детально осмотрено, опробовано по трем разрезам методом сколков и по одному разрезу методом борозды”* [3].

В отчете приводятся данные о строении месторождения, детальное петрографическое описание его пород, подсчет запасов руды. В результате проведенных работ, по качеству апатитовых руд В.Н. Годовиковым выделены три участка: бедных руд, руд среднего качества и пятнистых руд. Запасы в сумме составили 6 600 440 т руды и 1 275 600 т Р₂О₅ при среднем содержании по трем участкам 21,74 % Р₂О₅. По заключению В.Н. Годовикова: *Основным вопросом разведки 1932 г. являлось выявление наличия больших запасов богатых руд, могущих составить объект для заложения нового рудника. Этот вопрос разведочными работами был решен отрицательно и поэтому дальнейшая разведка (бурением) Кузельпорского месторождения не являлась безотлагательной* [3].

Для сравнения приведем данные по результатам предварительной разведки месторождения Ю. Расвумчорр в 1931 г. Запасы для открытой добычи были определены в 40 500 000 т апатит-нефелиновой руды, или 9 600 000 т Р₂О₅. Из них для зоны распространения густо-пятнистых руд 5 000 000 т апатит-нефелиновой руды или 1 350 000 т Р₂О₅. При среднем содержании в руде по всему месторождению 20,62 % Р₂О₅ запасы категории С составили 330 000 000 т апатит-нефелиновой руды или 78 000 000 т Р₂О₅. Для Ийолитового отрога (примыкающего к месторождению) запасы апатит-нефелиновой руды 1 000 000 т [1]. Таким образом, Плато Расвумчорр (Ю. Расвумчорр) действительно оказалось более предпочтительным для разработки II очереди.

Формально работы на Кузельпоре проводились Ленинградским геолого-разведочным трестом (ЛГРТ), который в тот момент имел в Хибиногорске геолого-разведочную базу. Но в соответствии с договором между ЛГРТ и ОГБ, общее и оперативное руководство поисково-разведочными работами 1932 г. на Кузельпорском апатитовом месторождении, как и на ряде других объектов (месторождения железистых кварцитов Железная Варака и Печегубское, сульфидов никеля в Монче- и Волчьих Тундрах, железных руд в Кольском фиорде), осуществлялось заведующим ОГБ В.К. Котульским. Между ним и ответственными исполнителями отдельных проектов была налажена регулярная почтовая связь. В отчетах В.Н. Годовиков сообщал о проделанной работе и своих наблюдениях, задавал вопросы, получал консультации и оперативную информацию. Вол выдержки из писем-отчетов В.Н. Годовикова в адрес руководства ОГБ: *21-го первый осмотр апатит. линзы г. Кузельпор. В Вашем втором письме вы спрашиваете о N-склонении линзы ... я написал о N-склонении неск. ошибочно ...*

Параллельно с этим Годовиков ведет работу на Кировском руднике, документируя забой на карьере ... *В одном месте я зарисовал контакт хибинита с пятнистой апатитовой породой, где ясно видно, как жилки хибинита секут апатит. породу ... часто отдельные куски ее захвачены хибинитом. Это особенно интересно, если принять во внимание господствующую точку зрения о более позднем внедрении уртит. магмы ... С Линденером я буду говорить 7-го июля, т.к. 5-го не мог его застать в правлении. 5/VII-3 (подпись) В. Годовиков.*

Что касается моей личной жизни, то она несколько улучшилась ... Как Ваша нога, поправилась ли? Собираетесь ли в Хибиногорск? В середине июля ко мне должен (не разб. – А.Ш.) Амеландов. Как здоровье Семёна Филипповича? (С.Ф. Малявкин – А.Ш.) привет всем знакомым в бюро. P.S. Получил ботинки, как будто посланные Вами ... [12]. 3-е письмо 15 июля 32 г. Хибиногорск.

Годовиков запрашивает справочники Розенбуша и Лизеганга в связи с полосчатостью апатитовой руды. *“Я говорил с Линденером. Ни Рудоуправление, ни Трест денег не дают. Опробование ведется по-вагонетно. Линденер говорил, что на опроб. бороздую средств нет, и что борозда будет отставать. Того же мнения держится и Владимиров ... Написал письмо Болдыреву, с просьбой сообщить анализы, ф-лы, оптику ... редкозем. Хибин. минералов.”*

Сводка по флюориту в Хибин. Тундрах (Приводится описание флюоритовой линзы на Поачвумчорре, которая была взорвана и полностью выбрана – А.Ш.) ... (подпись) В. Годовиков [13].

В письме № 7 от 17/VIII-1932 он сообщает, что сдал Казанскому материал: 15 кг титаномagnetита и 15 кг эгирина. А также осмотрел новое месторождение апатита на г. Суолуайв к востоку от г. Ньоркпахк, открытое съемочной партией Прокопьева. Отмечает, что месторождение заслуживает серьезного внимания. Предполагает 15-20 сентября закончить полевые работы [11]. Одно из ответных писем В.К. Котульского: *“Напоминаю, что к*

15 сент. Вам надлежит предоставить статью о результатах работ...: на апатиты. Ввиду того, что титан и уртиты тесно связаны с апатитом Вам надлежит осветить положение вопроса и с этими полезными ископаемыми. Кроме того, Вам необходимо собрать по всем остальным полезным ископаемым, как то редким землям, гранатам, пегматитам, цирконию, строительным материалам как в Геолбазе, так в Тресте, в НИУ и в Академии Наук. За этими материалами заедет Малявкин. Сообщите, выполнено ли Ваше поручение о посылке эгирина и титаномагнетита. 28/VIII 32 40/1 (подпись) Котульский” [8].

21-25 ноября в Мурманске, а затем 26-27 ноября 1932 г. в Хибиногорске проходила 1-й заполярная геолого-разведочная конференция. В ней принимали участие и сотрудники ОГБ (В.К. Котульский, С.В. Константов, П.Н. Чирвинский, С.Ф. Малявкин, А.Ю. Серк, Н.И. Берлинг, М.Н. Джаксон, В.Н. Годовиков, М.Е. Раковщик, Б.Н. Хавский, А.Н. Фирсов) [24]. Делегаты конференции посетили апатитовые рудники Кукисвумчорра, а вечером 26/XI состоялись доклады Г.Г. Гебера [22] и В.Н. Годовикова о разведках на Куэльпоре и перспективах по апатито-нефелиновой породе [2]. Шла нормальная производственная жизнь, при необходимости начальник (В.К. Котульский) делал “внушения” своему сотруднику. Из письма Котульского: “При сем препровождаем Ваш доклад на конференции и сообщаем Вам, что в очередной месячный отчет о работе Геолбюро Вы не внесены, ибо до сих пор несмотря на наше напоминание не удосужились прислать материал, который по уговору с вами должны были выслать не позднее 15-12 декабря с.г. Зав. Геолбюро: Катульский” [9].

Следующий эпизод связан с работой В.Н. Годовикова в составе Новпромапатита. Из письма директора Невского химкомбината Чекалова от 16 декабря 1932 г. в Трест “Апатит”: “Учитывая напряженное состояние с сырьем для сернокислотного завода НХК, угрозу остановки, а отсюда, как следствие, срыв суперфосфатного производства, что равносильно срыву посевной кампании 1933 г. – использование пирротина является первоочередной задачей для НХК. Необходимо немедленно поставить опыты сжигания пирротина с целью выяснения промышленной пригодности его для сернокислотного производства” [10]. А для этого необходимо срочно отгрузить в адрес комбината 150 т пирротина. 44-тонная проба богатой пирротиновой руды была отобрана и отправлена в Ленинград. Как отбиралась проба и почему эта тема вызвала несколько докладных и служебных записок? Она была отобрана вручную, т.е. искусственно обогащена, и не была представительной.

Из служебной записки техрука Пирротиновой ГРП Михалева от 20 февраля 1933 г.: “В середине февр. 1933 г. Зав. Бюро по освоению Зап. части Кольского п-ова (Монче-Тундры) мне было предложено к 1 марта 1933 г. взять еще 50 т руды с содержанием серы не ниже 25 % с того же описанного рудного выхода на северном склоне Пирротинового ущелья. Без снижения темпов разведки исполнить это задание в срок невозможно. Снижать эти темпы – недопустимо. Кроме этого не могу не привести Вам изложенных выше соображений и еще раз указать на совершенную бессмысленность взятия этих (дополнительных) 50 т богатой пирротиновой руды” [7, 25]. На Совещании 15 марта в Химсекторе НКТП постановлено: “Считать, что выполненные на зав. Кр. Химик испытания пробной партии Хибинского пирротина доказали возможность его применения в качестве сырья для серно-кислотного производства”. Для продолжения заводских промышленных испытаний необходимо поставить на завод Красный Химик еще 150 т пирротина [17].

“Взвесив все доводы, приводимые инж. Д.Н. Михалевым, а также основываясь на результатах детальных личных осмотров I планшета, я прихожу к заключению о нецелесообразности повторения пробы, которая будет носить тот же случайный характер, как и первая. Я считаю, что взятие этой пробы затормозит на время выяснение величины и благонадежности данного месторождения и что подобная перестановка вопроса о запасах на второй план является анти-разведочным прецедентом. Консультант партии В. Годовиков. Резолюция: Г.Р.С. Пробы добывать без привязки (? А.Ш.) к точке (подпись) Островецкий» [7, 25].

Очевидно, доводы геологов не нашли понимания у руководства треста. Ведь если при разведке выясняется, что содержание полезного компонента в руде ниже, чем это нужно для промышленности, то обычно это воспринимается так, что именно геологи провели разведку месторождения не качественно. С 16 апреля 1933 г. горный инженер И.И. Соболев назначен начальником и техруком Пирротиновой партии, а вместо консультанта В.Н. Годовикова курировать Пирротиновую разведку стал С.В. Константов [16].

Геологическая служба страны в тот период непрерывно реорганизовывалась, что не могло не сказаться на качестве работ. В конце 1932 г. ЛПРТ был преобразован в Северо-Западный районный геологоразведочный трест. В период ликвидации ЛПРТ было прекращено финансирование работ на полуострове. Так, на пирротиновой разведке рабочие остались без хлеба. Заботу о них пришлось брать на себя руководству треста “Апатит”. Новое руководство СЗГРТ готово было договариваться с трестом “Апатит” о том, чтобы найти решения проблем и получить завершенные отчеты по не профинансированным поисковым работам. Из письма Управляющего СЗГРТ в адрес руководства Треста: “... мы считаем совершенно не допустимым задержку обработки материалов и представлении отчетов по работам 1932 г., выполнявшимся при вашем содействии и обусловленным особой договоренностью: 1) Отчет по Пече-Губскому м-ию и Жильной Вараке Исполнитель Серк А.Ю. срок 1/VII-1933 года. 2) Отчет по Куэльпорской партии исполнитель геолог Годовиков срок 1/VI-33. 3) Отчет по м-ям железных руд на Кольском фиорде, где исполнитель инженер Константов срок 15/IX-33. 4) Отчет по м-ям сульфидов Нюудайвенча Исполнитель профессор Катульский срок 15/IX-33...” [15]. 2 октября 1933 г. в СЗГРТ поступил пересланный от НОВПРОМАПАТИТА (от 28.IX.33 г.) отчет В.Н. Годовикова о работах Куэльпорской поисково-разведочной партии ЛПРТ в 1932 г., о чем и сообщало руководство СЗГРТ [14].

С 4/V-33 г. В.Н. Годовиков – геолог ПТО Треста “Апатит”, с 1/VI-34 г. – постоянный экскурсовод, с 1/X-35 г. по совместительству консультант Геолого-Разведочной Службы Рудоуправления, с 23/XII-35 г. Вр.И.О. по предупреждению снежных обвалов, специалист исследовательских работ, с 10/VII-36 г. руководитель Геолого-

Разведочного Бюро, 15/IV-37 г. исключен как осужденный [4]. Сохранилась смета работ по подсчету запасов апатитовых руд Кукисвумчорского месторождения, из чего следует, что В.Н. Годовиков непосредственно участвует в этих работах с 1 августа по 15 декабря 1935 г. [21].

По [19], следующий арест произошел в 1939 г., приговор – 5 лет заключения. По нашим данным, арестован он был уже в 1937 г. и в связи с этим уволен 15/IV-37 как осужденный. Данных о местах отбытия наказания и других подробностях периода 1937-1945 гг. отыскать не удалось. Временное удостоверение № 7099 (на период с 3/I-46 г. по 3/VII-46 г.) было выдано В.Н. Годовикову Половинкинским РО НКВД (ст. Половинка Молотовской области). Этот документ фигурирует в Трудовом договоре, который был заключен между директором комбината “Апатит” М.И. Селезневым и В.Н. Годовиковым в том, что последний “*обязуется проработать в системе комбината в качестве Главного геолога Комбината в течении трех лет с 1 января 1946 г. по 1 января 1949 г.*” На этом же договоре – надпись о продлении договора “*... по соглашению сторон, по первое января одна тысяча девятьсот пятьдесят первого года (по 1/I-1951 года). Нанявшийся (подпись): Годовиков. Наниматель (подпись): Селезнев. 2/XII-48 г.*” [23]. С 1/I-46 г. В.Н. Годовиков – главный геолог Управления Треста “Апатит” (приказ о назначении по Управлению Горнохимической промышленности № 206 подписан в Москве 20/XII-45 г.), 27/III-46 г. он назначен членом технического совета комбината “Апатит”, с 15/X-47 г. по 28/X-48 г. на него возложено исполнение обязанностей начальника ПТО. Нетрудно представить себе, в чем заключался круг его обязанностей в первые послевоенные годы: налаживалась прерванная войной и эвакуацией деятельность Кировского апатитового рудника, работа АНОФ-I, жизнь города. 23/IX-49 г. В.Н. Годовиков “*исключен из списочного состава комбината по ст. 47, п. Д, КЗОТ*” [4]. На обрывке бумаги, вложенном в личные карточки В.Н. Годовикова, а их всего четыре, надпись красным карандашом 22/VII-49 г. и чернилами: *Арестован. Вновь арест, третий по счету ?*

Нет материалов о его жизни после 1949 г., но в личной карточке [5] в графе *Место последней работы и занимаемая должность* – запись: *Ешкеульмесская ГРП Джезказганской ГРЭ, старший геолог, здесь же запись – паспорт (бессрочный) выдан Джезказганским РОМ 3/IX-1958 г.*

Из личной карточки [5] становится известно, что с 28/V-60 г. В.Н. Годовиков – ст. геолог Кольской комплексной экспедиции в Апатитах, с 28/XII-60 г. по 19/I-61 г. – и.о. гл. геолога экспедиции (на время отпуска К.Д. Беляева). 8 августа 1961 г. Годовиков участвовал в заседании горной секции Техсовета комбината “Апатит” по рассмотрению промежуточного отчета ГИГХС “Особенности тектонической структуры месторождения Юкспор” как представитель 6-й комплексной экспедиции [18]. С 10/VI-64 г. работает старшим геологом по съемке Кольского РайГРУ. Уволен в связи с выходом на пенсию 24/VI-68 г. и тем же приказом принят на временную работу в прежней должности до 24/VIII-68 г. Последняя запись в личной карточке: “*25/VIII-1968. Уволен по окончании временной работы*” [5].

По отметкам о командировках можно в общих чертах определить круг его обязанностей во время работы в Кольском РайГРУ. Это Оленегорский отряд, Заимандровская, Мурманская, Урагубская, Мончегорская партии, Ловозерский комбинат, Кандалакша, Мурманский Совнархоз, Москва. В соответствии со своими обязанностями, он курировал ГРП преимущественно по апатит-нефелиновым и железным рудам. В графе “*Взыскания*” (зачеркнуто) находим запись: “*29.09.1967. В связи с шестидесятилетием и отмечая его большую и плодотворную работу по разведке Хибинских апатито-нефелиновых и других месторождений Северо-Запада объявить благодарность*” [5]. Вскоре после окончания работы на Кольском п-ове В.Н. Годовиков вернулся в Ленинград, где и скончался в 1974 г.

По словам к.г.-м.н. Е.А. Каменева, в 1960-е гг. они с В.Н. Годовиковым жили в соседних подъездах в доме на ул. Фестивальной в Кировске. Был он очень дружелюбным, доброжелательным. В частных беседах, если заходил разговор о репрессиях, сразу сильно расстраивался и разговоры на эту тему прекращал. Е.А. Каменев для себя отметил, что Годовиков был очень осторожен: прочитывая какой-либо печатный текст, отчет, он ставил запятыя даже там, где они, по мнению Е.А. Каменева, не были нужны – на всякий случай, чтобы подстраховаться ... По воспоминаниям д.г.-м.г. П.М. Горяинова, будучи аспирантом в Геологическом институте КФ АН СССР в 1959-62 гг., он часто встречался с В.Н. Годовиковым, который в тот период был куратором по железным рудам Кольского РайГРУ. Внешне был невысоким, щуплым, запомнилось лицо без мимики, лысый череп. Он часто общался на разные научные темы с д.г.-м.н. М.С. Точиным, обсуждал с ним научные проблемы, чувствовалась его хорошая подготовка. Говорил на разные темы, был начитанным, но не “болтал” даже в застольях. Весьма располагал к себе. Давая какие-либо ответы или советы, оговаривался, что к его мнению следует относиться осторожно, его мнение – личное и может быть ошибочным (в подтексте читалось – следование его мнению может обернуться и во вред...). Обычно его разговор облекался в некую официальную, суховатую форму с характерными рубленными, “канцелярскими” фразами. Рэм Карпов, начальник Кольского РайГРУ, ценил в нем его умение соблюсти канцелярские тонкости при проведении ГРП, написании отчетов, ведении переписки с вышестоящими инстанциями. Был он дружен с Е.А. Гедоуви-сом, также был с ним хорошо знаком В.Л. Богатырев. Его правой рукой в геологическом отделе была И.А. Ясникова. По ее словам, в Кольской комплексной геологоразведочной экспедиции, а затем Кольском РайГРУ В.Н. Годовиков в 1964-67 гг. был старшим специалистом по апатитовым рудам. Если заходили разговоры по специальности, о сырье, то он охотно их поддерживал, о себе ничего не рассказывал. Его жена Антонина говорила, что он нервный, спит плохо ... В 1968 г. В.Н. Годовиков вышел на пенсию и вскоре уехал в Ленинград. Его сын Лев Викторович работал в Геологическом институте КФ АН СССР с 1964 по 1977 г. Такова краткая и полная драматизма история жизни одного из геологов, судьба которого самым тесным образом оказалась связанной с Кольским п-овом.

Документы, приведенные в настоящей работе, большей частью опубликованы с сохранением орфографии и пунктуации. Автор выражает глубокую благодарность директору Кировского филиала Государственного архива Мур-

манской обл. М.Д. Петровой и гл. специалисту С.М. Салимовой, зав. архивом ОАО “Апатит” Н.А. Михеевой, зав. архивом ОАО “МГРЭ” Г.Н. Власовой и зав. архивом СПГТИ (ТУ) Н.Ю. Евстигнеевой за помощь при сборе материалов.

Список литературы

1. *Боголепов К.В.* Подробный отчет Расвумчоррской поисковой партии по работам лета 1931 г. М.-Хибиногорск: НИУ, 1931. 184 л. ФГАМО. Ф. 179, оп. 11, д. 160.
2. *Годовиков В.Н.* Результаты разведки апатита на горе Куэльпор и перспективы по апатито-нефелиновой породе // Труды I заполярной геолого-разведочной конференции 21-27 ноября 1932 г. Л.-М.-Н-ск: Горгеонефтеиздат, 1933. С. 151-155.
3. *Годовиков В.Н.* Окончательный отчет о работах Куэльпорской поисково-разведочной партии ЛГРТ в 1932 г. Хибиногорск. 1933. 98 л. ФГАМО. Ф. 179, оп. 11, д. № 167.
4. *Годовиков В.Н.* Личная карточка. Архив ОАО “Апатит”. Д. 5103.
5. *Годовиков В.Н.* Личная карточка. Архив ОАО “МГРЭ”. Д. 444.
6. *Годовиков В.Н.* Личное дело. Архив СПГТИ(ТУ). Д. 605.
7. Заключение о дополнительном взятии техн. пробы В.Н. Годовикова. ФГАМО. Ф. 179, оп. 1, д. 197, л. 18.
8. Письмо В.К. Котульского В.Н. Годовикову 28/VIII-32 г. ФГАМО. Ф. 179, оп. 1, д. 204, л. 79.
9. Письмо В.К. Котульского В.Н. Годовикову 22/XII-32 г. ФГАМО. Ф. 179, оп. 1, д. 204, л. 116.
10. Письмо директора Невхимкомбината Чекалова 16/XII-32 г. ФГАМО. Ф. 179, оп. 1, д. 197, л. 3.
11. Письмо В.К. Котульскому 17/VIII-32 г. ФГАМО. Ф. 179, оп. 1, д. 190, л. 34-35.
12. Письмо В.К. Котульскому 5/VII-32 г. ФГАМО. Ф. 179. Оп. 1, д. 190, л. 90-91.
13. Письмо В.К. Котульскому 15/VII-32 г. ФГАМО. Ф. 179. Оп. 1, д. 190, л. 94-95.
14. Письмо СЗГРТ в Трест “Апатит” 25/X-33 г. ФГАМО. Ф. 179, оп. 1, д. 201, л. 77.
15. Письмо Управляющего СЗГРТ 22/IX-33 г. ФГАМО. Ф. 179, оп. 1, д. 201, л. 46-47.
16. Приказ по Пирротиновой партии 15/IV-33 г. ФГАМО. Ф. 179, оп. 1, д. 197, л. 155.
17. Протокол № 23 Совещания в ЛУУ НКТП от 15/III-33 г. ФГАМО. Ф. 179, оп. 1, д. 197, л. 159-160.
18. Протокол заседания горной секции Техсовета комбината “Апатит” 8/VIII-61 г. ФГАМО. Ф. 179, оп. 11, д. 793.
19. Репрессированные геологи / Гл. ред. *В.П. Орлов*. Отв. редакторы *Л.П. Беляков, Е.М. Заблоцкий*. М.-СПб.: МПР РФ, ВСЕ-ГЕИ, РосГео. 1999. 3-е изд. испр. и доп. 452 с.
20. Служебная записка Управляющему Трестом “Апатит” 4/I-32 г. ФГАМО. Ф. 179, оп. 1, д. 172, л. 3.
21. Смета работ по подсчету запасов апатитовых руд Куисвумчоррского месторождения. ФГАМО. Д. 558, л. 21.
22. *Тарараксин С.В.* Судеб сгоревших очертанье. Мурманск: ОАО “Мурманское издательско-полиграфическое предприятие “Север”. 2006. 148 с.
23. Трудовой договор *Годовикова В.Н.* с комбинатом “Апатит”. Архив ОАО “Апатит”. Д. 444.
24. Труды I-ой заполярной геолого-разведочной конф. 21-27 ноября 1932 г. Л.-М.-Н-ск: Горгеонефтеиздат, 1933. 200 с.
25. *Шпаченко А.К.* Пирротиновая проблема в Хибинах в 30-е годы по архивным документам // Минералогия во всем пространстве сего слова. Тр. III Ферсмановской научн. сессии, посв. 50-летию КО РМО. Апатиты, 27-28 апр. 2006 г. Апатиты: К & М, 2006. С. 53-57.
26. *Шпаченко А.К.* Нордическая фаза Петра Николаевича Чирвинского // Минералогия во всем пространстве сего слова. Тр. II Ферсмановской научн. сессии КО РМО, посв. 140-летию со дня рожд. В. Рамзая. Апатиты, 18-19 апр. 2005 г. Апатиты: К & М, 2005. С. 27-30.
27. *Шпаченко А.К.* П.Н. Чирвинский на Кольском п-ове (по архивным данным) // Проблемы минералогии, петрографии и металлогении. Научн. чтения памяти П.Н. Чирвинского. Пермь, 2-3 февр. 2006 г. Пермь: ПГУ, 2006. С. 3-14.

ОЧЕРК ЖИЗНИ ГЕОЛОГА М.А. ПАВЛОВА

А.К. Шпаченко

Геологический институт КНЦ РАН, Анапты, ark@geoksc.apatity.ru

Павлов Михаил Алексеевич (1884-1938) – геолог, петрограф. Родился в с. Марьевка Екатеринославской губ. в семье горного инженера. После окончания Царскосельской гимназии (1906 г.) поступил в Петербургский ун-т на отд. геологии и минералогии физико-математического ф-та. С 1908 г. принимал участие в геологических исследованиях на Сев. Урале, в Олонецкой губернии, Ловозерской тундре, на побережье Белого моря. В 1912-1914 гг. работал геологом в экспедиции Г.Я. Седова к Северному полюсу, изучал геологию Новой Земли и Земли Франца-Иосифа, где его имя носят четыре географических объекта. В 1916-1919 гг. преподавал в Пермском ун-те и Уральском горном ин-те. С 1920 г. – профессор Дальневосточного ун-та и сотрудник Дальневосточного отд. Геолкома. Проводил многолетние исследования геологического строения Сучанского р-на в Приморье. С 1930 г. руководил геологическими партиями на Чукотке. Арестован в 1931 г. в Петропавловске-Камчатском. 27 октября 1932 г. коллегией ОГПУ приговорен по ст. 58, п. 6, 7, 11 к расстрелу с заменой на заключение в лагере сроком 10 лет, где работал на строительстве ж. д. Волочаевка – Комсомольск-на-Амуре. В 1938 г. приговорен тройкой УНКВД по обвинению в саботаже в составе группы из сорока человек к расстрелу. Приговор приведен в исполнение 4 июня 1938 г. в следственной тюрьме Хабаровска. Реабилитирован в 1957 г. [4]. Эта короткая, но емкая историческая справка написана к.г.-м.н. Виктором Ивановичем Ремизовским, дальневосточным геологом, посвятившим А.М. Павлову несколько публикаций. В течение восьми лет он занимался отысканием материалов о судьбе М.А. Павлова. В итоге, результаты его работы сложились в книгу [3].

В связи с тем, что среди мест, где работал М.А. Павлов, отмечен и Кольский п-ов, автор попытался прояснить это, т.к. в библиографических указателях по геологическим публикациям о Кольском п-ове работы М.А. Павлова не приводятся. В биографии чл.-корр. АН СССР В.Ю. Визе [1] удалось обнаружить следующее: *“Летом 1910 г., а также летом-осенью 1911 г. (М.А. Павлов - А.Ш.) участвовал вместе с В.Ю. Визе в составе самостоятельных экспедиций на Кольский п-ов. Участники экспедиций сплавлялись по р. Умба, посетили Ловозерские и Хибинские тундры”*. Полагаясь в основном на материалы В.И. Ремизовского, попытаемся изложить очерк жизни геолога М.А. Павлова.



Михаил Алексеевич происходил из потомственной геологической семьи. Его отец Алексей Михайлович после окончания Горного института (по I разряду) в 1881-1897 гг. работал на Луганских заводах и в частных обществах (“Московское каменноугольное производство Любвин и К^о”, “Деконская солекаменная копь”, заводы Абамелек-Лазаревой, Миасские золотые промыслы Асташева, золотые прииски тайного советника Ратькова-Рожнова). Еще студентом в 1880 г. он женился на дочери унтер-офицера лейб-гвардии резервного Преображенского полка Марии Тихоновне Нужиной. От этого брака родилось шестеро детей: четыре мальчика и две девочки. С 20 июля 1897 г. А.М. Павлов служит окружным инженером I горного округа Замосковских горных заводов. А с 1 июля 1901 г. окружной инженер Московско-Рязанского горного округа “горный инженер, статский советник Павлов I-й” назначен Управляющим во Временное Управление по оборудованию Сучанского каменноугольного предприятия в Приморской обл. С 20 декабря 1904 г. Алексей Михайлович – помощник начальника Горного Управления Ю. России (г. Екатеринослав). Здесь он служил вплоть до 1912 г. Семья у него была многодетной и Алексей Михайлович подрабатывал в Екатеринославском горном институте (организован в 1899 г.) ассистентом по черчению. В 1911 г. А.М. Павлов избран членом Горного Совета и по царскому указу Правительственному Сенату получил чин Дейст-

вительного Статского советника. Согласно именного указа от 09.12.1856 г. лица, достигшие по гражданской службе чина Действительного статского Советника (4 разряд Табеля о рангах), автоматически приобретали потомственное дворянство. Потомственными дворянами становились и их дети. Умер Алексей Михайлович Павлов в 1918 г. [3].

Пока горный инженер А.М. Павлов I-й переезжал по служебным назначениям с севера на юг и с запада на восток, семья проживала в Царском Селе, где Михаил и закончил гимназию, после чего в 1906 г. поступил на отделение геологии и минералогии физико-математического факультета Санкт-Петербургского университета. Во время учебы он обнаружил старания и способности, замеченные профессором А.А. Иностранцевым. Уже после второго курса Санкт-Петербургское общество Естествоиспытателей привлекает студента М.А. Павлова для проведения полевых работ сначала на Ср. и Сев. Урале, а затем в Олонецкой губернии. В третий полевой сезон М.А. Павлов был командирован в Ловозерскую тундру для проведения Петрографических изысканий. Отме-

тим, что Ловозерские тундры со времени их открытия научному миру В. Рамзаем [2, 7] в 1887 г. до 1910 г. никем из научных работников больше не посещались. Лишь в 1891 и 1903 гг. на побережье Кандалакшского залива, в т.ч. на Турьем мысу, работал проф. Е.С. Федоров (наст. сб.). Здесь им были установлены нефелин и апатит, и в 1908 г. он высказался о будущем промышленном использовании этих минералов из щелочных пород Кольского п-ова [6]. Можно предполагать, что командировка М.А. Павлова в 1910 г. Санкт-Петербургским обществом Естествоиспытателей имела одной из задач поиски апатита в щелочных породах. По данным Г. Григорьева, в составе экспедиции были и другие студенты: географ Владимир Визе и ботаник Василий. Экспедиция началась в июне 1910 г. При подъеме вверх по Умбе разбился карбас, в результате чего были утеряны минералогические сборы М.А. Павлова и коллекция мхов ботаника Василия. Далее экспедиция проследовала через Ловозерский погост, погост Мотка-губа и завершилась в Коле, откуда они вернулись на корабле [1].

По данным В.И. Ремизовского, *“совершив несколько рекогносцировочных маршрутов, Павлов, в конце концов, выбрал в качестве основного объекта для изучения мыс Турий на северном побережье Белого моря, рядом с поселком Умба ... Более детально месторождение нефелин-сиенитов на мысе Турьем было обследовано М.А. Павловым в следующем 1911 г. Отчет об этих работах был доложен им на заседании геологического отдела Петербургского общества Естествоиспытателей. На этом заседании было принято решение опубликовать отчет М.А. Павлова в виде отдельной статьи под названием “О некоторых новых типах нефелиновых горных пород с Кольского п-ова”. Однако в силу ряда не зависящих от него причин статья так и не была опубликована. Сам же автор многие годы возил с собой коллекцию пород с Ловозерской тундры и, уже живя на Дальнем Востоке, продолжал ее изучать”* [3].

Приведем еще одну выдержку из биографической книжки о В.Ю. Визе: *“Участники второй лапландской экспедиции совершали подъемы на вершины Хибинского хребта ... В Хибинах, в этой дикой каменистой пустыне, Павлов чуть ли не на каждом шагу находил минералогические сокровища. Часто попадались крупные зеленоватый камни. Он сразу определил – апатит! Молодой геолог видел апатит в минералогическом музее и знал, что этот горный камень отличается непостоянством формы и цвета: может быть желтоватым, розовым, бледно-зеленым. Отсюда и его название, происходящее от греческого “апатион”, что означает “обманчивый”. Но в музее были маленькие кусочки этого минерала, а здесь, в лапландских горах, попадались огромные апатитовые камни, которые не сдвинешь с места. – Верь мне, Владимир! – восторженно говорил Павлов. – Здесь несметные богатства. Когда-нибудь в Хибины придут настоящие геологические экспедиции, а не такие кустари-одиночки, как мы... Спустя много лет, в 1926 г., Владимир Юльевич Визе на Международном конгрессе по изучению Арктики встретился с “отцом камня плодородия” – акад. Александром Евгеньевичем Ферсманом и рассказал ему о походах и предвидении Павлова...”* [1]. Неизвестно, что ответил ему А.Е. Ферсман, и был ли в действительности этот эпизод. На этот вопрос могли бы ответить материалы из архива чл.-корр. АН СССР В.Ю. Визе.

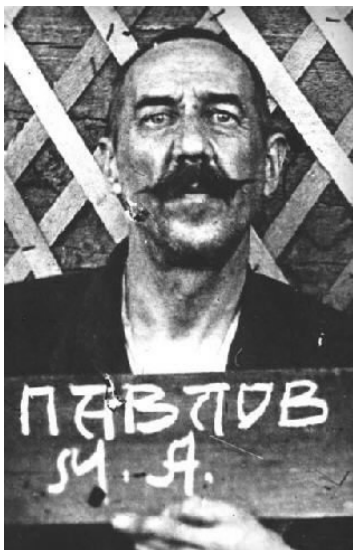


В 1912 г. Михаил Алексеевич вновь выезжает на побережье Белого моря и на Турьем Мысу продолжает петрографические исследования щелочных пород. В этой экспедиции, как и двух предыдущих, его спутником был В.Ю. Визе. С Турьего Мыса в конце августа они прибыли в Архангельск, где были приняты в состав экспедиции капитана Г.Я. Седова к северному полюсу на корабле “Св. мученик Фока” [5]. Участие в этой экспедиции принесло молодому геологу мировую известность. На заседаниях Петербургского общества Естествоиспытателей Михаил Алексеевич выступил с двумя докладами. Первый – “О геологических работах, произведенных на Новой Земле и Земле Франца-Иосифа в экспедиции к Северному полюсу в 1912-1914 гг.” Резюме по нему опубликовано в Протоколах общества и “Геологическом вестнике”. Второй доклад назывался “О научных работах экспедиции к Северному полюсу в 1912-1914 гг.” [3]. После окончания университета в 1916 г. он был направлен для преподавания в Пермский ун-т, откуда перевелся в Уральский (Екатеринбургский) горный ин-т на должность доцента кафедры петрографии и минералогии. Работал, в основном, на Урале.

В начале августа 1919 г. в связи с наступлением отрядов Красной Армии Уральский горный ин-т эвакуировался во Владивосток. Профессора и доценты уезжали вместе со своими семьями, везли книги, коллекции, кое-какое оборудование. Уехала на Дальний Восток и часть студентов старших курсов. Приехавшие с Урала преподаватели включились в работу Владивостокского высшего политехникума, позже – Владивостокского политехнического института, где М.А. Павлов занял должность доцента, и “зам и.о. проф.” по кафедре минералогии и петрографии [3]. Принимал участие в работе Дальневосточного отделения Геолкома. На пасхальные каникулы 1922 г. Михаил Алексеевич с группой студентов старших курсов был командирован в Японию для

экскурсии на медный рудник Ашио-Нико в р-не Чичибу. 25 октября 1922 г. красные войска вошли в г. Владивосток, этим закончилась гражданская война и началась новая советская жизнь.

М.А. Павлов продолжил преподавание в Дальневосточном университете и много времени уделял полевым работам. Он проводил геологическую съемку в разных районах Дальнего Востока. На Сучанских угольных копях в 1926 г. ему удалось установить под рабочими угольными пластами еще мять мощных пластов угля. Затем он проводил доразведку Сучанского месторождения. В начале века горный инженер Алексей Михайлович Павлов строил Сучанский рудник. А затем его сын, проф. Михаил Алексеевич Павлов, изучал Сучанское каменноугольное месторождение, вел геологическую съемку, открыл ряд продуктивных пластов и построил стратиграфическую схему района.



В августе 1931 М.А. Павлов был арестован по стандартному обвинению о вредительстве в угольной промышленности ДВК и был приговорен к расстрелу с заменой ВМН на 10 лет концлагерей. Сразу же после вынесения приговора его отправили в ДАЛЬЛАГ НКВД, где обязали вести геологические исследования вдоль автогужевого тракта Волочаевка-Комсомольск – там предполагалось строительство железной дороги. В ходе этих работ он обнаружил признаки марганцевых руд, чем сумел заинтересовать руководство НКВД. Осенью 1933 г. за счет ресурсов ДАЛЬЛАГА была образована поисковая партия из заключенных в составе геолога (М.А. Павлов), десятника (он же коллектор) и тринадцати рабочих. В 1934-1936 гг. М.А. Павлов разведывает месторождение марганцевых руд на Ванданском хр. В ходе работ проходились шурфы, штольни, бурились скважины. Работы завершились подсчетом запасов и написанием отчета о разведке месторождения. По подсчетам М.А. Павлова, запасы Ванданского месторождения составляют не менее 700000 т руды, прогнозные ресурсы – 2 млн. т. По неизвестным причинам финансирование работ экспедиции в середине 1936 г. было прекращено. А после окончания строительства железной дороги геологи стали не нужны. Экспедиция была расформирована, ее работники переведены в лагерь на общие работы, т.е. лесоповал. И уже в лагере его обвинили в антисоветской пропаганде и восхвалении фашистов. 4 июня 1938 г. в составе 40 “саботажников” он был расстрелян, а в 1957 г. полностью реабилитирован “за отсутствием состава преступления в его действиях” [3].

Использованы материалы из публикаций В.И. Ремизовского и фотографии из архива М.А. Павлова.

Список литературы

1. Григорьев Г. Дороги ведут в Арктику. М.: Мысль, 1969. 160 с.
2. Пеков И.В. Ловозерский массив. История исследования, пегматиты, минералы. М.: ТО “Земля”, Асс. Экост, 2001. 464 с.
3. Ремизовский В.И. Михаил Алексеевич Павлов. Судьба геолога сквозь прорезь прицела (биографический очерк). 2003.
4. http://kfinkelshteyn.narod.ru/Tzarskoye_Selo/Uch_zav/Nik_Gimn/NGU_Pavlov_M1.htm.
5. Репрессированные геологи / Гл. ред. В.П. Орлов. Отв. редакторы Л.П. Беляков, Е.М. Заблочкий. М.-СПб: МПР РФ, ВСЕГЕИ, РосГео. 1999. 452 с.
6. Сергеев И. Шхуна “Св. мученик Фока” или последняя экспедиция лейтенанта Седова. <http://www.shipmodeling.ru/draw/Foka/index.htm>.
7. Федоров Е.С. Белое море как источник материала для сельскохозяйственной культуры // Изв. Моск. с.-х. ин-та. 1908. Кн. 1. С. 94-97.
8. Ramsay W. Geologische Beobachtungen auf der Halbinsel Kola // Fennia. 1890. V 3. N 7. S 1-52.

НЕКОТОРЫЕ ДОКУМЕНТЫ К БИОГРАФИИ В.А. РУНДКВИСТА

А.К. Шпаченко

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

В короткой справке в [8] написано: «РУНДКВИСТ Василий Александрович. 1896-1964 гг. Окончил Ленинградский горный ин-т в 1922 г. Работал на Рудном Алтае, Сев. Кавказе. С 1930 г. профессор Ленинградского горного ин-та. В 1934-1935 гг. - зам. директора Ин-та “Механобр” по научно-технической части. В 1935 г. в связи с открытием медно-никелевых м-ний Кольского п-ова был направлен по приказу Г.К. Орджоникидзе гл. инженером и зам. нач. строительства комбината “Североникель”. Работал с известным геологом В.К. Котульским, который находился там на положении репрессированного. Массовые репрессии в Мончегорске начались в конце 1936 г. с ареста нач. строительства. В феврале 1938 г. был арестован и В.А. Рундквист по обвинению в сотрудничестве с французской разведкой и вредительстве. 16 месяцев, проведенных под следствием с применением пыток в Мурманской тюрьме, так и не вынудили его подписать обвинение. В июле 1939 г. в период очередной чистки в НКВД он был освобожден без восстановления в науч. звании. В дальнейшем работал в “Уралмеханобре” и “Механобре” нач. отдела, лаборатории, зам. директора ин-та”.

Хорошо известно, что В.А. Рундквист был активным участником работ по строительству комбината “Североникель”. Но какова была его непосредственная связь с геологами, для меня было не ясно до тех пор, пока в Кировском филиале ГАМО не удалось обнаружить материалы Экспертной комиссии, работавшей в 1937-38 гг. в Мончегорске в связи с “вредительством” при проектировании и строительстве комбината “Североникель”, а также при проведении геолого-разведочных работ на Мончетундре. Первым из пяти разделов “экспертного заключения” (по сути, обвинительного), был вопрос о позднем открытии богатых жил участка Ниттис-Кумужье. После многостраничного анализа ГРР, в заключении написано: “Ответственными по всему вышеизложенному экспертиза считает Аксельруда С.Б., Котульского В.К. и Рундквиста В.А. по следующим причинам:

Аксельруд С.Б. с декабря (?) 1933 до февраля 1937 гг. занимал должность зам. начальника ГРБ. С 15 февраля до августа 1937 г. он занимал должность начальника ГРБ. В августе 1937 г. снимается с работы. В марте 1938 г. вновь вступает в должность начальника ГРБ. За время работы в его обязанности входило организационное обеспечение всех проводимых геологоразведочных работ. Для участка Ниттис-Кумужье это обеспечено не было.

Котульский В.К. до октября занимал должность консультанта по геологоразведочным работам. С октября 1935 по февраль 1937 гг. занимал должность начальника ГРК. С февраля 1937 г. по настоящее время – консультант по геологоразведочным работам. В период работы нач-ка ГРК на его обязанности лежало обеспечение правильного направления поисково-разведочных работ на медно-никелевые руды. Из вышеизложенного видно, что этот вид работ обеспечен не был, и как следствие повлекло срыв в получении необходимого для обороны страны никеля и меди.

Рундквист В.А. – за период работы гл. инженером Североникеля, на его обязанности лежало обеспечение и правильное направление всех проводимых геолого-разведочных работ для комбината Североникель, чего с его стороны сделано не было” [3].

Таким образом, в обязанности В.А. Рундквиста входило “обеспечение и правильное направление всех проводимых геолого-разведочных работ для комбината Североникель”. Потому он и оказался в одной компании с геологами С.Б. Аксельрудом и В.К. Котульским. По остальным пунктам обвинений: строительству опытного комбината, изысканиям и проектированию комбината “Североникель”, срыву строительства в целом, тяжелым бытовым условиям и антисанитарному состоянию жилья – В.А. Рундквист отвечал уже с другими инженерами и директорами...

Инженерная жилка в семье Рундквистов – потомственная. Дед Василия Александровича Йоганн (Иван), швед по национальности, родился в 1840 г. в Гельсингфорсе (Великое княжество Финляндское), куда переехала его семья. В 1858 г. он приехал в Санкт-Петербург, где окончил техническое училище, после чего стал работать механиком на первых речных пароходах в фирме “Нобель” (Архангельск). Его сын Александр, отец Василия Александровича, также получил техническое образование в Санкт-Петербурге, после чего работал машинистом на паровозах у заводчиков Демидовых на Урале [5]. Как это часто было в то время, после ареста В.А. Рундквиста настала очередь его брата Константина, талантливого инженера-конструктора, который работал заведующим Бюро горно-обогатительного оборудования “Уралмаша”. Правда, он был всего лишь снят должности руководителя и вскоре смог вернуться в Ленинград. В “Механобр” на должность руководителя сектором он смог вернуться только в конце 1939 г. после полной реабилитации В.А. Рундквиста [5].

Мало известно, но с застенками В.А. Рундквист познакомился значительно раньше. По словам его дочери, к.г.-м.н. Татьяны Васильевны Рундквист, научного сотрудника Геологического института КНЦ РАН, вероятно, в 1918 или 1919 гг. Василий Александрович и его младший брат Константин были какое-то время под арестом в связи со своим “иностранным происхождением”. Дело в том, что вся многочисленная семья Рундквистов значилась по документам как “жители Гельсингфорса”. До октября 1917 г. это не имело особого значения, разве что давало некоторые льготы – мужчины не подлежали призыву в армию, было облегченное налогообложение. А вот после октября им срочно пришлось делать выбор: принимать советское гражданство или быть депортированными. По словам Т.В. Рундквист, их мама, Екатерина Сергеевна Рундквист (урожденная Крысова) сказала сыновьям: “Там вас никто не ждет...” Поэтому никто из семьи за границу не уехал. Находясь под аре-

стом, В.А. Рундквист прочитал несколько полезных книг: “Историю Геродота”, “Историю Флоренции” Никколо Маккиавелли. Сколько времени требуется, чтобы прочитать эти книги? В заключении братья находились несколько месяцев, приняли гражданство и вышли на волю.



В личном деле Василия Александровича Рундквиста, хранящемся в архиве Санкт-Петербургского Государственного Горного института (Технического университета) сохранился ряд исторических документов. В зачетной книжке студента “Горного института императрицы Екатерины II” проставлены оценки за 1914-16, 1920-24 и 1927 гг. Перерывы были вызваны необходимостью зарабатывать деньги на пропитание. Примерно такой же график учебы был и у его брата Константина, который начал учиться в Московском высшем техническом училище, потом продолжил в Петроградском технологическом институте, который ему так и не удалось закончить [5]. В зачетной книжке среди круглых печатей стоит четырехугольная: “Проверен и оставлен в качестве студента Ленинградского Горного института 9/VI-24 г. Председатель комиссии по проверке

студентов Л.Г.И. (подпись) Секретарь (подпись)” [2]. Что это была за проверка?

Другой интересный эпизод. Как следует из его выступления на 60-летию, он написал две дипломные работы, но защита прошла лишь в декабре 1929 г. (проект Риддерской обогатительной фабрики). По неизвестным причинам диплома он не получил. В своем заявлении на имя директора Горного института он пишет: “Прошу выдать мне диплом об окончании Ленинградского Горного института. Горный институт окончил в 1929 г., диплома не брал. Сдача экзаменов по курсу горного факультета была мною закончена в 1924 г. После чего последовал пятилетний перерыв в занятиях...” [4]. Этот перерыв был вызван простыми житейскими обстоятельствами – необходимо было зарабатывать на жизнь и кормить семью. Заявление, как и другие документы, связанные с получением копии диплома, датированы 1946-48 гг. Диплом (Временное свидетельство об окончании полного курса Ленинградского Горного института) он получил уже, вероятно, в 1948 г. [1], а выписка из зачетной ведомости (приложение к диплому) датирована 1951 г. [7]. Получается, что можно было служить зав. отделом и сектором “Механобра” (1928-31), читать учебные курсы по флотации и обогатительным фабрикам в Горном институте (1929-31 или даже до 1934 г. ?), быть зам. директора “Механобра” по научно-технической части (1934-35), гл. инженером и зам. начальника строительства комбината “Североникель” (1935-38), отсидеть полтора года в Мурманской тюрьме НКВД (1938-39) – и все это без диплома о высшем образовании... (Впрочем, последнее – не удивительно.)

После освобождения В.А. Рундквист вскоре вернулся в Ленинград и продолжил работать в “Механобре”, руководя техническим отделом. Во время Отечественной войны, в период эвакуации “Механобра”, он работал в Свердловске, на обогатительных фабриках Урала, Ср. Азии и Казахстана. А получением диплома В.А. Рундквист озабочился уже после окончания войны. Возможно, необходимость возникла в связи с проведенными ими в 1948-50 гг. работами по созданию новой флотационной техники, за которую коллектив инженеров “Механобра” был выдвинут на соискание Сталинской премии. Премию он, а также К.А. Рундквист и Н.А. Мишурин, получили в 1951 г. Но, вероятнее всего, это было связано с его назначением начальником вновь организованной лаборатории № 1, на которую при отсутствии специализированных институтов была возложена проблема по исследованию обогатимости руд “редких металлов” [6].

По словам Т.В. Рундквист, Василий Александрович в послевоенные годы вместе с другими сотрудниками “Механобра”, в частности В.Ю. Брандтом, работал над проблемой обогащения урановых руд в горючих сланцах



месторождения Силламяэ. Работы были “режимными” и не исключено, что под давлением отдела кадров Василий Александрович в этот период был вынужден заняться получением диплома. В этот период реально было получить ученую степень кандидата или доктора наук по совокупности работ. Но он не считал это для себя возможным. А диплом для отдела кадров, вероятно, пришлось все же получить.

Автор выражает глубокую благодарность зав. архивом СПбГИ (ТУ) Н.Ю. Евстигнеевой за помощь в сборе материалов и Т.В. Рундквист за помощь при подготовке материалов к публикации.

Список литературы

1. Временное свидетельство об окончании Горного ин-та. Архив СПбГИ/ТУ. Д. 839, 2097, л. 1. Личное дело В.А. Рундквиста.
2. Зачетная книжка студента Горного ин-та имп. Екатерины II. Архив СПбГИ/ТУ. Д. 839, 2097. Личное дело В.А. Рундквиста.
3. Заключение экспертной комиссии. ФГУ ГАМО. Ф. 52, оп. 3, д. 3, л. 1-29.
4. Заявление В.А. Рундквиста. Архив СПбГИ/ТУ. Д. 839, 2097, л. 7. Личное дело В.А. Рундквиста.
5. *Капранов Е.П., Финкельштейн Г.А.* Константин Александрович Рундквист (1897-1976) // Обогащение руд. 1999. № 1-2. С. 88-94.
6. Материалы расширенного заседания НТС ин-та “Механобр” 12 янв. 1957 г., посв. чествованию В.А. Рундквиста, Д.Н. Лифлянда и В.П. Ракицкого в связи с 60-летием со дня рожд. и 35-летием научно-технической деятельности. Л.: Механобр, 1957. 23 л. Машинопись. Личный архив семьи Рундквистов.
7. Приложение к диплому. Выписка из зачетной ведомости. Архив СПбГИ/ТУ. Д. 839, 2097. Личное дело В.А. Рундквиста.
8. Репрессированные геологи / Гл. ред. *В.П. Орлов*. Отв. ред. Л.П. Беляков, Е.М. Заблоцкий. М.-СПб: МПР РФ, ВСЕГЕИ, РосГео, 1999. 452 с.

Е.С. ФЕДОРОВ И А.К. БОЛДЫРЕВ НА КОЛЬСКОМ ПОЛУОСТРОВЕ

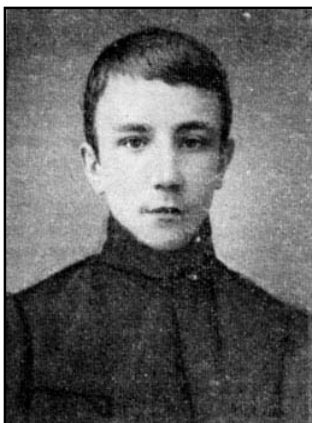
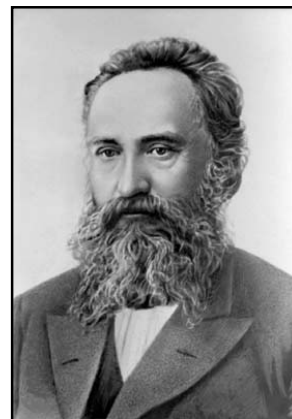
А.К. Шпаченко

Геологический институт КНЦ РАН, г. Апатиты, e-mail: ark@geoksc.apatity.ru

Жизнь и научная деятельность Евграфа Степановича Федорова и Анатолия Капитоновича Болдырева освещены с достаточной полнотой в публикациях [4, 11-14]. Но эпизоды, связанные с Кольским п-овом, известны мало. Е.С. Федоров в 1896-1908 гг. опубликовал шесть работ по петрографии и полезным ископаемым Кольского п-ова, в основном – побережья Белого моря. Еще предстоит понять, что именно привело его сюда, чем был вызван интерес к этим местам, каковы были обстоятельства экспедиций Е.С. Федорова.

В 1891 г. Горный департамент командировал “для разведок” на берега Кандалакшской губы и на Медвежий о-в горных инженеров Л.А. Лебедзинского и Е.С. Федорова. С Люцианом Антоновичем Лебедзинским Е.С. Федоров работал в 1894-1890 гг. в экспедициях по Сев. Уралу, где тот занимался административно-хозяйственными делами и оказался “...превосходный, деятельный хозяин; кормил партию хорошо, все были им довольны” [11]. В поездке по Белому морю Л.А. Лебедзинский заболел и вскоре умер в психиатрической больнице [11]. Впоследствии был опубликован лишь петрографический отчет Е.С. Федорова. Из воспоминаний его жены Людмилы Васильевны: “Эта командировка давала меньший заработок, но была легче уральской, хотя он предпочитал дебри Урала населенным пунктам ... Топографические, геологические и легкие разведочные работы он и там считал подобием дела, так что тут ему будет легче ...” К середине июня он прибыл на Белое море, а вернулся в августе [11].

Известно, что в 1894 г. Е.С. Федоров заключил пятилетний контракт с правлением Турьинских рудников в Богословском Горном округе на работу в качестве геолога, а в 1895 г. получил кафедру геологии в Московском сельскохозяйственном институте. И весь пятилетний срок курсировал между Уралом и Москвой, Москвой и Санкт-Петербургом, где в Горном институте читал лекции по кристаллографии. Только в 1896 г. вышла публикация, где он впервые описал друзиты на южном берегу Кандалакшского залива, очевидно, по материалам полевых работ 1891 г. [6]. В 1901 г. Санкт-Петербургская Академия наук избрала Е.С. Федорова своим адъюнктом, но он продолжал работать и жить в Петровском-Разумовском и отказывался от переезда в Санкт-Петербург, к чему его обязывало избрание в члены Академии наук.



Жена Е.С. Федорова в воспоминаниях пишет, что А.К. Болдырев и Евграф Степанович стали довольно тесно общаться с 1901 г., когда А.К. Болдырев поступил в Горный институт: “... Горничная меня предупреждает, что к барину пришел какой-то мальчик. 1 час – время нашего обеда, а у Евграфа все еще этот мальчик. Наконец, выходит Евграф из кабинета и с ним маленького роста, востроносенький человек, на вид кадетик военного корпуса, а между тем на нем тужурка горного студента. Евграф рекомендует: “Студент Болдырев! Приехал позаниматься у меня”. Мы сели обедать. Евграф все время за обедом беседовал с ним. Потом весь день занимался, и только под конец вечера они вышли к нам ... Потом Болдырев стал наезжать к Евграфу заниматься, он был всегда серьезен не по летам. Евграф был им всегда доволен, хвалил и не тяготился им, не жалея, что отрывается от своих научных занятий” [11]. За год до этого Е.С. Федоров прекратил еженедельные поездки в Санкт-Петербург для чтения лекций в Горном институте. Вероятно, в Петровско-Разумовское А.К. Болдырева направил В.В. Никитин – ученик Е.С. Федорова, которого он, покидая Горный, рекомендовал вместо себя.

Интересен еще один эпизод, относящийся к лету 1902 г., когда Е.С. Федоров вернулся из поездки на Кедабекское месторождение в Закавказье: “Он туда рекомендовал Болдырева, студентика, приезжавшего заниматься к нему в Разумовское, и сокрушался, узнав, что тот тоже вдается в политику: “Занимается больше, кажется, не своим делом, не наукой, к чему его обязывают способности, а государственными делами, в которых он, я уверен, ничего не смыслит. Это общая наша болезнь, как корь. Куда я его могу рекомендовать? Надо поднимать производство, а он мутит рабочих, а те же рабочие подают мне адрес благодарственный, что я спас их от нужды, так как при закрытии заводов они лишились бы заработка. Они считают меня своим спасителем, а за мной едет смутьян, портящий дело. Выходит несообразность” [11].

Известно, что у Е.С. Федорова были весьма сложные взаимоотношения с Санкт-Петербургской Академией наук [11, 12]. Из письма секретаря Академии наук С. Ольденбурга к Е.С. Федорову, в котором обсуждались разные стороны взаимоотношений Академии наук с ним: “...когда Вы нашли необходимым устройство экскурсии на Кольский п-ов, Академия немедленно ассигновала средства и на поездку, и на анализы, и на издание г. Болдырева” [11]. Для нас в этом отрывке важно то, что “экскурсия” была предпринята по инициативе Е.С. Федорова. Предположу, что работы на Кольском п-ове, точнее, на побережье Кандалакшского залива, бы-

ли для Е.С. Федорова своего рода отдушиной от напряжений, связанных с его тогдашней жизнью ... К сожалению, в опубликованной литературе не нашла отражения его поездка на побережье Кандалакшского залива вместе с А.К. Болдыревым в июне 1903 г. [11]. По материалам этих полевых работ Е.С. Федоров опубликовал несколько минералого-петрографических статей [5-10]. Последняя в этом ряду работа содержит провидческую оценку будущего промышленного использования апатита и нефелина, которые он установил и проанализировал в породах Турьего п-ова [10].

В анкетах и автобиографиях А.К. Болдырев пишет, что его научная деятельность началась в 1903 г., когда его, второкурсника, привлек к работе Е.С. Федоров. 20 мая 1903 г. он был зачислен *“Коллектором в партию акад. Е.С. Федорова в эксп. на Белое море и Мурман с последующей обработкой материалов”* [3]. В другой анкете отмечено, что с V. 1903 г. по IV. 1904 г. он работал коллектором в экспедиции акад. Е.С. Федорова от Академии наук [3]. Во вступлении к *“Петрографии Восточного Мурмана”* А.К. Болдырев пишет: *“Летом 1902¹ года я ездил в качестве коллектора с проф. Е.С. Федоровым на Белое море. Мы объехали берега Кандалакшского залива, собравши там обильную петрографическую коллекцию, которая еще подлежит обработке. Небольшой остаток средств, отпущенных на Беломорскую поездку Академией наук, был использован посредством моей экскурсии на Мурманский берег Лапландии. Я проехал в парусной лодке от Александровска до Йоканска и собрал по берегу в отмеченных на прилагаемой карте местах коллекцию горных пород, хранящуюся теперь в С.-Петербургском Горном институте. Предварительное сообщение о собранных мною на Мурмане породах (а также и о собранных нами пред тем в Кандалакшском заливе) было сделано проф. Е.С. Федоровым в 1903 г.”* [1]. С 1904 г. по 1910 г. вследствие студенческих волнений учеба неоднократно прерывалась. Позднее А.К. Болдырев доложил эти материалы на заседании Физико-математического отделения Академии наук 4 февраля 1910 г. В этом же году он был отчислен из Горного института за участие в студенческих революционных выступлениях, а в январе 1911 г. он был арестован и отправлен в ссылку на Сев. Урал. Опубликована работа была уже в 1913 г., когда А.К. Болдырев находился в административной ссылке в Н. Тагиле, где благодаря хлопотам другого его учителя проф. В.В. Никитина получил место геолога в Н.-Тагильском Горном округе [3].

Отметим некоторые детали организации и проведения работ на Мурманском побережье. По окончании работы с Е.С. Федоровым в Кандалакшском заливе, А.К. Болдырев добрался до Архангельска, а затем на пароходе отправился в Александровск, куда прибыл 30 июня. Здесь он отметил в ложине к югу от города скопление раковин современных моллюсков, перекрытое торфом, а 2 июля выехал в нанятой парусной лодке на восток, *“направляясь в Килдинский пролив и причаливая в более удобных местах для наблюдений и сбора образцов”*. От Зарубихи до ст. Заоленьего (18 верст) он вместе с одним из лодочников прошел пешком, местами переходя речки вброд, по пояс в воде. Далее по ходу плавания, на почтовых станциях в Териберке и Гаврилове лодочники менялись. В лопарском погосте Варсино произошла вынужденная остановка – А.К. Болдырев не смог нанять лодку и предпринял экскурсию в 10 км вверх по р. Дроздовка. Можно только сожалеть, что он *“проскочил”* губу Ивановскую, там его коллекция пополнилась бы не только *“красными гранитами”*. Возможно, щелочные породы Ивановской губы были бы обнаружены лет на 90 раньше. 16 июля он отправился в Йоканск, а 18 июля – обратно в Лицу, откуда 20 июля отбыл на пароходе в Архангельск. Всего было пройдено 400 км пути, собрано 90 образцов пород в 47 точках наблюдения [1].

“Петрография Восточного Мурмана” включала библиографию по геологии Кольского п-ова и ее критический анализ от Бётлинга (1840) до Федорова (1905), подробное петрографическое (макро- и микроскопическое) описание образцов пород и заключение, в котором на основе расчета Р-Т условий обоснована возможность образования гранитов Мурманского побережья в результате перекристаллизации и плавления минералов при динамометаморфизме. Вероятно, больше А.К. Болдырев в своих работах к геологии и петрографии Кольского п-ова не обращался. Что интересно в данном эпизоде кроме факта самостоятельно выполненной научной работы? Наверное, это обстоятельства, при которых работа была проведена, наглядный пример взаимоотношений Наставника и Ученика.

А дальше ... была повседневная жизнь, в которой А.К. Болдырев пишет своих первые работы по кристаллографии и участвует в студенческих сходках, а директор Горного института Е.С. Федоров организует учебный процесс, а также первую канализацию и пожарную сигнализацию в помещениях института ... В 1910 г. А.К. Болдырев отчислен из Горного института, как и многие другие студенты из университетов обеих столиц. Е.С. Федоров после трех рапортов об отставке с поста директора Горного института уволен министром торговли и промышленности *“без прошения”*.

Из некролога, написанного 4.12.1919 г. А.К. Болдыревым: *“Условия Российской и особенно Петроградской жизни после начала гражданской войны действовали на Е.С. гнетущим образом. Не только морально, но и физически. Недоедание сказывалось. В последний год стали временами появляться отеки лица, ног, рук, сердце отказывалось работать. Желудок не выносил пищи коммунальных столовок, появилась астма. Не по-*



¹ 1902 г. как год работы с Е.С. Федоровым на Кольском п-ове следует воспринимать, как описку или опечатку.

мог и особый “паек для ученых”, выданный в числе других и ему попечительным правительством. То, что переносится молодым и здоровым организмом лишь с незаметным, хотя и несомненным вредом – то было для Е.С. роковым. Голодовка Советской России пресекла эту драгоценную жизнь” [2].

После кончины Е.С. Федорова стараниями, прежде всего А.К. Болдырева, в Горном институте была создана кафедра кристаллографии, а затем и Федоровский институт [13], которым А.К. Болдырев руководил до ареста 8 октября 1938 г. Таким образом переплетались события в жизни Учителя и Ученика. Поездка на Кольский п-ов летом 1903 г. была одним из общих эпизодов их жизни.

В работе использованы фотографии с интернет-страницы *Кафедры минералогии, кристаллографии и петрографии СПбГИ(ТУ)*.

Список литературы

1. Болдырев А.К. Петрография Восточного Мурмана (Лапландия) // Зап. Имп. АН. Сер. VIII по физ.-мат. отделению. Т. XXXI. № 8. СПб. 1913. 101 с.
2. Болдырев А.К. Е.С. Федоров. Некролог (машинопись). Архив АН. Ф. 543, оп. 5, д. 26.
3. http://www.ras.ru/namozovarchive/7_actview.aspx?id=4290.
4. Личное дело А.К. Болдырева. Архив СПбГИ(ТУ). Д. 46.
5. Смолина Т.П. Магический кристалл. Повесть об ученом-кристаллографе А.К.Болдыреве. Магадан, 1989.
6. Федоров Е.С. О новой группе изверженных пород // Изв. Моск. с.-х. ин-та. 1896. Кн 1. С. 168-187.
7. Федоров Е.С. Краткое сообщение о результатах минералогического и петрографического исследования берегов Белого моря // Зап. Имп. СПб Минерал. об-ва. 1903. Ч. 40. С. 211-220.
8. Федоров Е.С. Минералогическое и петрографическое описания берегов Белого моря // Горный журнал. 1904. Т. 2. № 4-6. С. 98-127, 196-242, 368-395.
9. Федоров Е.С. Заметка о нефелиновых породах с Белого моря // Изв. Имп. АН. Сер. V. 1905. Т. 23. № 1-2. С. 149-152.
10. Федоров Е.С. О горных породах берегов Белого моря и Мурмана // Памяти И.В. Мушкетова. Сб. статей по геологии, изданный друзьями и учениками И.В. Мушкетова. СПб. 1905. С. 117-129.
11. Федоров Е.С. Белое море как источник материала для сельскохозяйственной культуры // Изв. Моск. с.-х. ин-та. 1908. Кн. 1. С. 94-97.
12. Федорова Л.В. Наши будни, радости и горести. Воспоминания. Научное наследие. Т. 20. М.: Наука, 1992. 370 с.
13. Шафрановский И.И. Евграф Степанович Федоров. М-Л: АН СССР, 1963. 284 с.
14. Шафрановский И.И. Федоровская кафедра кристаллографии, Федоровский институт и Федоровские сессии // Е.С. Федоров. Очерки, воспоминания современников, материалы. Тр. СПб об-ва естествоиспытателей. Сер. I. Т. 93. СПб.: СПбГУ, 1999. С. 125-132.
15. Шафрановский И.И., Алявдин В.Ф. Анатолий Капитонович Болдырев (1883-1946). Л.: Наука, 1978. 256 с.

А.К. Шпаченко

Геологический институт КНЦ РАН, г. Апатиты, ark@geoksc.apatity.ru

В работе, посвященной памяти геологов – жертв репрессий сталинского режима, имеются многочисленные ссылки на то, что в 1930-е гг. на Кольском п-ове существовала так называемая “Мурманская шарашка” ОГПУ [34]. Документы из филиала государственного архива Мурманской обл. в г. Кировске (ФГУ “ГАМО”) проливают свет на малоизвестные страницы истории геологических работ на Кольском п-ове. Какова предыстория этой организации (в документах она называется по-разному: Мурманское геологическое бюро, Мурманское консультационное бюро, ОГБ, Особое геологическое бюро, Инженерно-геологическое бюро при Мурманском окр. отделе ОГПУ и др.)?

23-29 апреля 1929 г. в Москве состоялась XVI конференция ВКП(б), на которой был принят 1-й пятилетний план развития народного хозяйства СССР. Конференция утвердила “оптимальный” вариант пятилетки (его задания превышали “минимальный” вариант примерно на 20 %). И реализация этого плана во многом стала возможной лишь с использованием подневольного труда ссыльнопоселенцев и репрессированных специалистов – “врагов народа”. Сырьевая составляющая в народно-хозяйственных планах правительства 1930-х гг. играла ключевую роль. Страна остро нуждалась во всех видах полезных ископаемых, а особенно в экспортируемых, валютных. Непосредственно “эпоха ГУЛАГа” в экономике страны открывается постановлением СНК СССР от 11.07.1929 г. “Об использовании труда уголовно-заключенных” и последовавшей организацией первых исправительно-трудовых лагерей. Заключенных начинают рассматривать как стратегический источник рабочей силы, а ОГПУ-НКВД как “производственный” наркомат, способный реализовать важнейшие государственные проекты. В числе многих других производственных организаций в системе ОГПУ-НКВД вскоре были организованы: Ухтинская экспедиция ОГПУ для разведки и разработки нефтяных месторождения и извлечения радия (июнь 1929 г.) [5, 35], Вайгачская экспедиция ОГПУ для разведки полиметаллических руд на о-ве Вайгач и побережье Карского моря (июль 1930 г.) [2], “Дальстрой” для разведки и добычи золота в верховьях Колымы (13 ноября 1931 г.). Летом 1930 г. в Северном р-не Беломорск НКПС (на инженерно-геологических изысканиях по трассе Беломорско-Балтийского канала) работало около 300 инженеров и геологов [35]. Для проведения специализированных работ на этих объектах в первую очередь требовались квалифицированные геологи. И они поступили туда задолго до появления циркуляра ОГПУ № 109 (25. 10. 1933 г.): “В целях планомерного распределения и лучшего использования вновь осуждаемых специалистов ПП ОГПУ должны сообщать в ГУЛАГ ОГПУ о всех высококвалифицированных специалистах ... Сведения высылаются на всех инженеров, техников, профессоров, научных работников, врачей, агрономов, плановиков-экономистов и крупных адмхозработников (директоров, членов правлений объединений и трестов)” [12].

К концу 1929 г. правительство страны удалось убедить в том, что апатитовые месторождения в Хибинах могут стать одним из камней в фундаменте нового социалистического строительства, и был организован Северный Горно-Химический трест. Первоначально практически все работы по освоению сырьевых ресурсов Кольского п-ова решением ВСНХ были возложены на него. Кроме того, на здесь продолжали работать минералого-геохимические отряды Академии наук, проводившие тематические петрографические, минералогические и геохимические работы в разных частях п-ова под общим руководством акад. А.Е. Ферсмана. Здесь также работали партии Ленинградского РайГРУ. В Хибинах разведка месторождений была поручена геологической партии НИУ под руководством М.П. Фивега. Предварительные результаты работ экспедиций Академии наук 1930 г. и ЛГРТ 1931 г. свидетельствовали о перспективности территории на многие стратегически важные полезные ископаемые и необходимости срочного расширения геологоразведочных работ.

В ходе последовательных реорганизаций геологической службы страны 20.07.1931 г. на базе Ленинградского РайГРУ организован Ленинградский районный г.-р трест Ленгеоразведка. На Кольском п-ове образуются сначала Хибинская, а в I кв. 1932 г. и Мурманская г.-р. базы ЛГРТ, сотрудники которой ранней весной 1932 г. начали геолого-разведочные работы в Мончегундре и Заимандровском р-не. Но практически сразу после начала работ, уже в апреле 1932 г., все геологоразведочные работы (за исключением разведок в Хибинах) были подчинены новой геологической организации – Особому геологическому бюро при Мурманском окружном отделе ОГПУ. Первый из известных документов, по которому устанавливается факт деятельности ОГБ, датирован 25 марта 1932 г. Это записка гл. инженера “Новпромапатита” К.Л. Островецкого (написана карандашом): “Зав. Геол. Бюро Проф. Каткульскому В.К. Просим командировать н/с геолога А.Ю. Серк на месторождение Железная Варакка для осмотра и консультации (не разб. - А.Ш.) геолого-разведочных работ и последующего доклада конторе Новпромапатит 25/III” [24]. Квалифицированных геологов на п-ове не хватало катастрофически, но налаживание взаимоотношений между ОГБ и подразделениями ЛГРТ происходило не просто.

Совещание с И.П. Даниловым (нач. Мурманской геолбазы – А.Ш.): “Переданы проекты телеграмм и отношения в Л.Г.Р.Т. Заявлено о необходимости упорядочения хранения кернов в буровых вышках. Условлена поездка А. Серка на замеры для опробования I-канавы, задание подготовить к 30/IV. Заслушан список начальн. партий по данным Лтр. от 15/IV. Установлено, что от работающих партий информация не получается (Берлинг)” [6]. Вместе с этим ОГБ начало проводить полевые работы и своими силами: “Кильдинский погост. Председателю колхоза. Сообщаю, что Петр Собанин и Яков Антонов с пятью упряжками оленей прибыли 20/IV-32

...". В записке указывается, что для "расчета необходимо обратиться по адресу: Мурманск, ул. Профсоюзов, д. 11, Николаю Ивановичу Берлингу. Нач. партии Константов (подпись). 29/IV-32" [7]. В настоящее время по этому адресу находится Мурманское отделение Сбербанка РФ. Спустя два-три месяца ОГБ переехало (?), и в документах появился еще один почтовый адрес: Красноармейская, 5. Мурманская база ЛГРТ располагалась по адресу: ул. С. Перовской, 17.

По договоренности с руководством ЛГРТ и ОГПУ все оперативное руководство геолого-разведочными работами, проводимыми силами ЛГРТ, передавалось ОГБ: "Ленингр. Геол.-Разв. Тресту. Лнгр., Мурманской Базе ЛГРТ, Мурманск. Для обеспечения эффективности технического руководства геолого-разведочными работами со стороны наших специалистов считаю необходимым выполнение Базой следующих условий.

1. База приказом должна поставить в известность всех начальников партий, прорабов и их заместителей что техническое руководство работами проводится следующими лицами, распоряжения которых в научном и техническом отношении для них безусловно обязательны:

а) по разведочным работам – в части цветных металлов и редких земель – В. Котульский, железных руд – С. Константов, неметаллических ископаемых – С. Малявкин. В случае отсутствия указанных лиц заместителем их в Мурманске является Н. Берлинг.

б) по геологической съемке – съемочные партии: Северо-западная, Чунотундровская, Ловозерская, Хибинская I и II - В. Котульский; Верхн. Понойская, Нижн. Понойская, Терская, Мурманская, Кандалакшская - С. Малявкин.

2. База должна сосредоточить у себя копии отчетов, окончательных и предварительных, по всем производившимся ранее работам в пределах Мурманского округа, со всеми картами и планами. В частности База должна заблаговременно снабдить техруков картографическим и отчетным материалом по работам, производившимся в 1932 г.

3. Для обсуждения рабочих планов и дачи указаний, путь и время следования начальников партий к месту работ, в частности вопрос о необходимости заезда в Мурманск, должен быть согласован с техруками.

4. Считая необходимым создание при Базе музея, предлагаю уведомить всех начальников партий, что им надлежит отбирать специальные коллекции наиболее типичных и характерных образцов пород для Базы в Мурманске, куда и направлять их непосредственно.

5. База подписывает новые договора по производству работ и сдает отчеты по ранее заключенным договорам только по получении визы техруков. Передано т. Алешину 4/V" [26].

В архивных материалах ОГБ фигурируют следующие сотрудники (указаны должности в ОГБ непосредственно перед арестом):

- Котульский Владимир Климентьевич – зав. бюро, горный инженер, гл. геолог и зам. директора НИГРИ месторождений металлов, профессор, зав. кафедрой Разведочного дела Горного института;
- Берлинг Николай Иванович – зам. заведующего бюро, геолог, зав. Бюро учета Геолкома;
- Годовиков Виктор Николаевич – инженер-геолог;
- Джаксон Михаил Николаевич – горный экономист, сотрудник отдела Учета полезных ископаемых Геолкома;
- Константов Сергей Валерианович – технический руководитель по железным рудам, горный инженер, геолог-сотрудник Геолкома;
- Малявкин Семен Филиппович – технический руководитель по неметаллическим ископаемым, горный инженер, директор НИГРИ нерудных ископаемых, профессор Горного института;
- Раковщик Мирон Евсеевич – инженер-технолог, обогатитель, зав. КБ Опытного завода ГИПХа;
- Серк Арист Юльевич – геолог, сотрудник отдела Учета полезных ископаемых Геолкома;
- Чирвинский Петр Николаевич – петрограф и минералог, профессор Донского политехнического ин-та;
- Хавский Борис Николаевич – топограф-геодезист.

В некоторых документах в составе ОГБ также упоминаются: Бернатович, В.П. Вошинин и А.Н. Фирсов. Геологи, оказавшиеся в Мурманске обживались быстро. Из многих записок, адресованных в адрес нач. Мурманского ОГПУ Алешина (в доступных документах нет его и.о. и звания), следует, что в первоначальном составе ОГБ было восемь сотрудников. Список оборудования жилых и рабочих помещений: кроватей – 8, подушек – 8, простыней – 8, наволочек – 16, полотенец – 16 ... [40].

Заведующий бюро, В.К. Котульский составляет смету (в двух вариантах) на проведение работ ОГБ. По первому варианту предполагалась полная передача всех работ в ведение бюро ОГПУ, второй вариант предполагал, что ЛГРТ оставляет за собой разведку месторождений на западном берегу Кольского фиорда и медно-никелевых руд в Монче- и Волчьей тундрах, а поисковые работы (и предварительная разведка вновь открытых месторождений) переходят в Бюро ОГПУ. "При втором варианте оборудование и штат базы сокращается до 9 человек за счет отказа от мастерских и сокращения административного аппарата и лаборатории [37].

Список предметов, требующихся особо срочно. Магнетик для магнитометра, магнитометрические диаграммы - через Л.Г. Разв. Тр., лупу минералогическую 10-кратную, микроскоп минералогический со столиком Федорова и шлифовальным станком, в случае отсутствия, срочно чугунную доску и стекло для изготовления шлифов, материалы из расчета на 2000 шлифов: канадский бальзам, ксилол, корунд разных номеров, крокус и алюминий для полировки рудных шлифов, Вульфовские сетки и Федоровские (Никитинские диаграммы для определения шлифов. плагиоклазов) ... ". [41]. В конце апреля – начале мая Н.И. Берлинг составляет списки литературы, необходимой для работы ("Книги, необходимые для обработки материалов"): "Мине-

ралогия: Hintze C. Handbuch der Miner., Болдырев А. Описательная минералогия, Лебедев Курс минералогии, Микроскопический определитель минералов, Winchell, Schneiderholm и. Ramdor, Rosenbusch, Петрография: Rosenbusch, Holmes, Описание месторождений: Wagner, Culleman, ... (четвертичные отложения), Морфологический очерк Монче-тундры Рихтера (рукопись, которую необходимо срочно переписать), Словари: англо-русский, шведско-русский, норвежско-русский... [39]. Здесь же список изданий (13 кн.), которые необходимо выписать из Норвегии, включая статьи по Ю. Африке, в виде отдельных изданий, в трудах Ю. Афр. Междунар. Съезда и в журн. Econ. Geol., Bull. Com. Geol. De Finland с 1925 г., Переписанный отчет Полканова о Кольском полуостр. в его рудной части. Следует высылать отдельные предметы по мере их получения не дожидаясь остальных ...” [41]. С.В. Константов включает в список необходимого картографические материалы, а также набор для работы паяльной трубкой [38]. Как следует из документов, 26 мая 1932 г. в Мурманске состоялось заседание Экспертного совета по рассмотрению экономической части проекта Заполярного Химкомбината. В его работе приняли участие и сотрудники ОГБ, т.к. протокол заседания, подписанный 9 июня 1932 г. составил Н.И. Берлинг [33].

На совещании при Карело-Мурманском комитете (при Президиуме Ленсовета) по организации лаборатории при Мурманской геолого-разведочной базе (от 25/VI-32) постановили: “Предложить ЛПРТ к 1 июля с/г в соответствии с утвержденными планами Геолого-Разведывательных работ по Кольскому п-ову составить объем работ для организуемой лаборатории в Мурманске. ЦНИГРИ, Механобру и Институту прикладной минералогии к 5 июля с.г. ознакомиться с объемом работ, составленным ЛПРТ и дополнить его работами, не включенными ЛПРТ, по мнению институтов, необходимыми для разрешения вопроса о природе вещества и практической его применения в той или другой отрасли промышленности. Наметить необходимые рабочие площади и лаборатории, оборудование и штаты ...” [32]. К этому вопросу пришлось возвращаться еще раз уже 9/VIII-32 г.

“В Мурманск. Окр. ОГПУ тов. Алешина № 88 от 4/VII-1932 г. Карело-Мурманский Комитет при Президиуме Облсиполкома при сем препровождаст протокол совещания от 25/VI-32 за № 58-100 для сведения и руководства. Карело-Мурманский Комитет (подпись)”. Пометка: “Константову по Механобру, Берлингу по Инст. Прикл. Минер., мне по ЦНИГРИ. Составить письма, определить объем соотв. работ и запросить о необходимом оборудовании, штатах и площади. 9/VII-1932 г. (подпись) Котульский”. Пометка: “Письма составлены и отданы в машинописный окр. отдел ГПУ 10/VII” [8].

Письма с подробнейшим изложением всех вопросов, видов сырья, планов, были отправлены в Ленинград [13]. Вскоре в Мурманск стало поступать оборудование из Механобра, ЦНИГРИ и др. институтов. “В ЛПРТ, копия Мурманск. база. В ответ на Ваш № 336 от 29/VI относительно составления пятилетнего плана геологоразведочных работ на Кольском п-ове сообщаем, что таковое будет срочно выполнено по получению от Вас следующих материалов: 1) имеющиеся в ЛПРТ и ЦНИГРИ данные по степени исследованности Кольского п-ова в геологическом отношении с приложением имеющихся диаграмм. 2) имеющиеся у Вас наметки по пятилетнему плану. 9/VII-1932 (подпись) Котульский. Резолюция: отправьте из Мурман. геолбазы за подписью т. Коновалова 13/VII-32” [21]. Среди документов ОГБ есть и такая записка: “ЛПРТ от сектора Техпропа. Н-ку Мурманского Окр. Отдела ГПУ об организации Комсомольского похода в р-не Кольского Фиорда и Монче-Тундре летом 1932 г.” [25]. Вот уж кто активнее всех участвовал в этом походе, так это з/к из ОГБ (заклученный, з/к – “заполярный комсомолец”, или “забайкальский комсомолец” - А.Ш.).

“Бюро геологов. Председателю Мурман. Окрисполкома. В виду необходимости обеспечить в кратчайший срок ведущие геолого-разведочные работы на железо, известняки и др. ископаемые химической лабораторий, нами в начале лета было временно уступлено Мурман. Геолбазе под химическую лабораторию помещение, занимаемое нашей сотрудницей Яковлевой, в то время отправлявшейся в отпуск. В настоящее время, в связи с ее возвращением в Мурманск и в виду невозможности быстро найти новое помещение под лабораторию прошу Вас срочно предоставить Яковлевой необходимое помещение под жилье. Вместе с тем сообщая, что из Ленинграда в Мурманск высылается оборудование для пробной обогатительной установки, которая позволит нам на месте производить оценку разведываемых руд и, в соответствии с результатами испытаний, давать разведочным работам правильное направление. Необходимо теперь же озаботиться подысканием помещения для обогатительной лаборатории площадью в 50 кв. м., обеспеченное водой и током. Прошу вас срочно принять меры для своевременного приспособления помещения под лабораторию. Нач. Мурман. Окр. ОГПУ Аleshин” [16].

Оставшиеся на базе сотрудники ОГБ постоянно взаимодействовали с сотрудниками Мурманской геолбазы, о чем свидетельствуют расписка Константова, “о получении микроскопа фирмы Лейц с принадлежностями по списку, без столика Федорова и одной лампы” (17/VII-32). В другой расписке упоминается пишущая машинка, которую ОГБ получило во временное пользование и возвращало хозяевам. В начале января 1933 г. в пользовании ОГБ находился книжный шкаф и 152 книги, переданные Мурманской базой библиотеки ОГБ [23]. У сотрудников ОГБ было двойственное положение: по сути, они являлись заключенными, хотя и не за колючей проволокой. Те, кто непосредственно работал на участках (Котульский, Годовиков, Серк), выехать куда-либо без разрешения не могли.

“Мурманск, ул. Профсоюзов, 11. Геологич. Бюро Заведующему Бюро Н.И. Берлингу. ... Вчера после посещения Монче-тундры в Хибиногорск выехала комиссия: из Ленинграда инспектор Комиссаров, Юбков, Гончаров, Мурашов и Островецкий на собрание Горкома. Я не поехал, не имел директивы для участия в официальном

заседании ... (подпись) Котульский. Получено 28/VII-32 - 29/3. (Почт. штемпели: Ленинград 12. ? Мурманск 16.7.32)” [28].

“ЭКО ПП ОГПУ ЛВО. О высылке шлифовальщика. Мургеолбазой без нашего ведома около 2 недель тому назад был отпущен в Ленинград шлифовальщик. Замена ему не высылается, станок стоит и работы по параллельному с разведками микроскопическому изучению состава пород и руд приостановилась. Просим настоять, чтобы ЛГРТ немедленно выслал в Мурманск шлифовальщика с достаточным опытом для самостоятельной работы. 1632 26/VIII. Нач. Мурм. Окр. Отд. ОГПУ Алешин. Геолог-экономист Берлинг” [17].

Идет “нормальная” производственная жизнь. В.К. Котульский активно обменивается письмами и почтовыми карточками с А.Ю. Серком и В.Н. Годовиковым, работающими самостоятельно. Получает регулярные отчеты о ходе работ, информирует о новостях, консультирует по всем рабочим вопросам. В одном из писем пишет В.Н. Годовикову: *“Напоминаю, что к 15 сент. Вам надлежит предоставить статью о результатах работ...: на апатиты. В виду того, что титан и уртиты тесно связаны с апатитом Вам надлежит осветить положение вопроса и с этими полезными ископаемыми. Кроме того, Вам необходимо собрать по всем остальным полезным ископаемым, как то редким землям, гранатам, пегматитам, цирконию, строительным материалам как в Геолбазе, так в Тресте, в НИУ и в Академии Наук. За этими материалами заедет Малявкин. Сообщите, выполнено ли Ваше поручение о посылке эгирина и титаномагнетита. 28/VIII 32 40/1 (подпись) Котульский”* [20].

В сентябре 1932 г. в ОГБ из Медвежьегорска переводят П.Н. Чирвинского и он как петрограф обрабатывает полевые материалы А.Ю. Серка и С.В. Константова по железистым кварцитам Кольского фиорда и Железной Вараки. Верный своим привычкам (учет и еще раз учет!) бывший зав. Бюро учета Геолкома Н.И. Берлинг 7.10.1932 г. делает выписки из оперативных отчетов сотрудников других организаций: о кианите и слюде Ловозерского района (в Кейвах) и графите [3]. А в обстоятельной докладной записке 9/X-32 г. он обосновывает необходимость создания на Кольском п-ове при органах управления Мурманским округом научно-исследовательского института, который бы занимался широким кругом вопросов, связанных с полезными ископаемыми. Для проведения в жизнь изложенного проекта организации исследовательского института в Мурманске с открытием последнего с начала 1933 г., необходимо теперь же создать организационную ячейку, на которую возложить, руководствуясь принятыми принципиальными установками, обязанность разработать положение об институте, рабочую программу на 1933 г., методы финансирования, обеспечения помещением, оборудованием и кадрами и вопросы оформления, предоставив организационной ячейке права созыва совещаний с заинтересованными научными и хозяйственными организациями [1]. Вполне вероятно, что такой ячейкой могло быть стать ОГБ при Мурманском ОГПУ.

“В ЭКО ПП ОГПУ в ЛВО, Ленинград, ул. Дзержинского, 4. В следствие запроса ЦНИГРИ за № 2609 о возвращении ему находящихся в нашем пользовании микроскопов, уведомляем, что они продолжают быть крайне необходимыми для работы здесь. Вместе с тем просим оказать содействие к скорейшей присылке обещанного ЛГРТ шлифовальщика в виду предстоящей обработки значительного накопившегося в Геолбюро материала. 15/X-32 61/11. Начальник Мурукротдела ПП ОГПУ Алешин” [18].

В одной из служебных записок В.К. Котульский пишет своему “куратору” Алешину: *“Работникам Мурманского бюро мною дано задание составить для печати сборник, в котором были бы освещены вопросы о минеральном сырье Кольского п-ова, о его экономической географии, энергетических ресурсах и топографической съемке. Данный сборник имеет в виду привлечь внимание к Кольскому п-ову широкой Советской общественности, от которой следует ожидать помощи в деле освоения мало изученного Кольского края. С этой стороны крайне желательно самое широкое распространение сборника. С другой стороны, так как в сборнике будут помещены данные разведочных работ по полезным ископаемым, его появление в магазинах и свободная продажа являются нежелательными. Прошу Ваших указаний относительно тех условий, которые должны быть соблюдены при издании упомянутого сборника (без даты - А.Ш.)”* [36]. Пояснение: нескольких сотрудников Геолкома, в т.ч. Н.И. Берлинг и М.Н. Джаксон, были осуждены по “Делу Геолкома” за “разглашение данных о запасах полезных ископаемых на территории СССР”. Под следствием находилось 32 геолога, среди которых были К.Л. Островецкий, С.Ф. Малявкин, и ряд других известных сотрудников Геолкома [4].

“Протокол № 1 Заседания Орг. Бюро по созыву Геолого-разведочной Конференции в Мурманске по Кольскому п-ову. Ленинград. 2 ноября 1932 г. Присутствовали: Балева Е.М., Дымский Г.А., Катульский В.К., Куприянов А.А., Невский А.А. (председатель), Осмоловский М.Г. (секретарь), Пирогов К.П., Салье Е.А., Чернобровин В.С. Слушали: Сообщение председателя о цели настоящего заседания – оконтурить работу Конференции в Мурманске ... В докладах необходимо осветить вопросы о результатах геол. разведочных работ истекшего сезона, план предстоящих работ и вопросы организации геол. разведочных работ. Постановили: 1. Поставить следующие доклады: а) Доклад о результатах разведки железных руд с освещением перспектив, которые должны послужить основой для разработки плана дальнейших работ. Докладчик В.К. Катульский, содокладчик С.В. Константов и Д.Ф. Мурашов ...”. Из 17 запланированных докладов 6 было поручено подготовить сотрудникам ОГБ: по цветным металлам и пирротину (медь, никель, золото и др.) – В.К. Котульскому; строительным материалам – С.Ф. Малявкину; содоклад о перспективах промышленного и коммунального строительства в Мурманском округе – Н.И. Берлингу; по топографическим съемкам – Б.Н. Хавскому; содоклад по добыче и

перспективах промышленного использования апатита – В.Н. Годовикову [30]. Из этого можно заключить, как велико было значение работ, выполненных ОГБ.

Кроме докладов предполагалось проведение полевых экскурсий и открытие музейной экспозиции, где были бы представлены образцы пород и руд Кольского п-ова. В связи с этим ОГБ развернуло оживленную переписку с ГРП и ГРБ. *“№ 73. В Хибиногорскую геологоразведочную базу ЛГРТ. г. Хибиногорск. Обогащительная, 23. Геологическое Бюро при Мурокротделе ОГПУ просит поспешить с присылкой ему музейных образцов полезных ископаемых всех обследуемых Вами месторождений и характерных пород. Образцы кроме обычного формата 9 × 12 см должны быть и крупными красивыми глыбами. Они нужны для организуемого в Мурманске музея при Бюро. 2/XI-32. д. № 9. Зав. Бюро”*. В Железо-рудную партию, на ст. Оленья было отправлено письмо с предложением выслать коллекцию *“образцов железных руд разных типов из разных месторождений и сопровождающих пород в/района”*. Начальнику Монче-Тундровской экспедиции, на ст. Имандра – *“образцов руд цветных металлов и сопровождающих пород В/района”*. Подобное письмо было отправлено и в Мурманскую геолого-разведочную базу (г. Мурманск, ул. Петровской, 17) [14].

“Исх. № 78. 14/XI-32 г. д. № 9. В/срочно. Нач. Мончетундровской экспедиции, ст. Имандра, Мурман. ж.д. Геологическое бюро при Мурокружном ОГПУ вторично просит поспешить с высылкой ему музейных образцов пород и руд месторождений сульфидов Ньюдайвенча, Ниттиса и Кумужьей вараки. Образцы необходимо выслать в самом срочном порядке, чтобы не сорвать организацию показательной выставки к открываемой 20-го с.м. 1-й геолого-разведочной конференции. Кроме того, Бюро просит Вас выслать в его адрес, Мурманск, Красноармейская, 5, большой скоростью оставшиеся на Монче-губе ящики с коллекцией ... и материалами валунно-поисковой партии. “ ” ноября 1932 г. Зав. Бюро. Н. Берлинг” [27]. *“№ 357/12 Механообр. 15 ноября 1932 г. Вх. 108 д. 24. Геологическое Бюро, г. Мурманск, ул. Профсоюзов, 11, гражд. Котульскому. На В/запрос от 15/X-тек. года по поводу возможности выделения при обогащении апатитовой руды в первую очередь нефелина – препровождаем отзыв консультанта ТКБ старшего инженера Разумова К.А. Зав. сект. Техпропа (подпись) Миланов. Пред. Техн. Консульт. бюро (подпись) Лобов. Алешин (подпись) Резолюция: Годовикову (подпись) Котульский”* [15]. Суть отзыва заключалась в том, что по легкости флотации минералы располагаются в следующем порядке: апатит, затем “черные” минералы (титаномагнетит и эгирин) и нефелин. Поэтому выделить первым нефелин достаточной чистоты, чтобы направить его на передел, не получается [15].

21-25 ноября 1932 г. в Мурманске, а затем 27 ноября в Хибиногорске прошла 1-я Заполярная геолого-разведочная конференция. Среди участников конференции все известные нам сотрудники ОГБ, выступавшие с докладами о результатах работ за 1932 г., а также в обсуждении планов на будущее [42] Вместе с партийно-хозяйственными организациями Мурманского края и Ленинградской обл., ЛГРТ, трестом “Апатит”, ОГБ выступало одним из непосредственных организаторов и участников конференции.

Из протокола пленума Карело-Мурманского Комитета при Президиуме Ленинградского Облисполкома следует, что В.К. Котульский участвовал в работе пленума 11/II-33 г. как представитель от Мурманского геол. бюро. На пленуме рассматривались следующие вопросы: 1. Итоги ГРР по железным рудам Кольского п-ова за 1932 г. и перспективы на 1933 г.; 2. Обеспечение Ленинградской промышленности топливом; 3. Шпицбергенские угли В протоколе отмечено, что *“энергия и энтузиазм отдельных работников ЛГРТ, Мурманских окружных организаций и Мурман. Геолбюро дали возможность выявить как новые железорудные районы, так и разведать известные месторождения со значительными запасами”* [31].

Из протокола заседания Инженерно-Геологического Бюро при Мурман. Окр. Отделе ОГПУ от 9/XII 1932 г., на котором присутствовали все известные нам сотрудники ОГБ (за исключением С.Ф. Малайкина), следует, что на заседании обсуждались вопросы, связанные с подготовкой второго сборника, выпуск которого был перенесен на апрель 1933 г. Вторым значился вопрос о Музее при Бюро. В целях сосредоточения всей работы по музею в одних руках В.К. Котульский предлагает в качестве ответственного исполнителя по Музею П.Н. Чирвинского [29]. П.Н. Чирвинский готовит проект сметы будущего музея, который так и не состоялся... Продолжается обычная работа. Идет переписка о подготовке новой геологической конференции. *“2568 с 29/XII-32 г. В Оргбюро по созыву Сев. Зап. Геолого-разведочной конференции. В связи с Вашим письмом от 1/XII с.г. за № 88-9 прошу сообщить какие доклады и персонально каким геологам Мурманского Геологического бюро предполагает поручить Оргбюро Конференции. Нач. Мурман. Окр. Отд. ОГПУ Алешин”* [19].

В письме, адресованном ЛГРТ в связи с текущими работами в Мончетундре и датированном 22. 03 (1933 г.?) В.К. Котульский уже значится как зав. НИЧ (конторы “Новпромапатит”) [22]. Можно предположить, что в феврале-марте 1933 г. ОГБ при Мурманском ОГПУ прекратило свое существование и его сотрудники были переведены в трест “Апатит”. М.Н. Джаксон по договору с 17.04.33 г. принят на должность экономиста-плановика Горно-геологического отдела треста “Апатит”, А.Ю. Серк зачислен специалистом по железу, С.В. Константов – заведующим Енской партии конторы “Новпромапатит” с 28.04.33 г., В.Н. Годовиков с 4.05.33 г. – геолог Производственно-технического отдела треста “Апатит”.

Что же удалось сделать в течение года сотрудникам ОГБ под руководством В.К. Котульского? Непосредственное руководство работами по разведке медно-никелевых руд на Сопче, Ньюдайвенчу и Ниттису (В.К. Котульский), предварительная разведка апатитовых руд на Куэльпоре (В.Н. Годовиков), железных руд на

Печегубском месторождении и Железной Вараке и валунные поиски в Мочетундре (А.Ю. Серк), поиски железных руд в районе Кольского фиорда (С.В. Константов), разведка строительных материалов на Кильдине (С.В. Константов, С.Ф. Малявкин), зимняя геолого-съёмочная экспедиция в верховья рр. Поной и Пуранч (В.К. Котульский), участие в работах по организации Заполярного Химкомбината (С.В. Малявкин, Н.И. Берлинг, М.Е. Раковщик), петрографическое изучение железистых кварцитов (П.Н.Чирвинский). В дальнейшем их судьба сложилась по-разному.

В.К. Котульский (см. наст. сб.), а также [11] П.Н. Чирвинский [43, 44] продолжали работать на Кольском п-ове до 1941 г., затем Котульский был эвакуирован в Норильск. Повторный арест произошел в 1949 г., в Ленинграде по возвращении из Норильска. По имеющимся данным, он скончался 24 февраля 1951 г. при этапировании в Норильлаг [34].

С.Ф. Малявкин был освобожден досрочно после пересмотра дела 8.05.1934 г. коллегией ОГПУ [34]. После освобождения работал в ЦНИГРИ-ВСЕГЕИ, скончался в 1937 г.

С.В. Константов работал в тресте “Апатит” до мая 1936 г. [10], вероятно, после этого вернулся в Ленинград (возможно, до 1948-49 гг. продолжал работать в ЦНИГРИ-ВСЕГЕИ).

Н.И. Берлинг некоторое время (1933-34) работал в системе треста “Апатит” – “Новпромапатит”, далее о его судьбе ничего не известно.

В.Н. Годовиков продолжил работу в тресте “Апатит”, которая прерывалась повторными арестами (см. наст. сб.).

А.Ю. Серк до 1938 г. работал вместе с В.К. Котульским в системе треста “Апатит”, а затем треста “Североникель” [11]. Вновь был арестован 2.03.1938 г. и осужден 29.09.1939 г. Особым совещанием при НКВД СССР по ст. 58-6-10 УК на 5 лет ИТЛ [34].

М.Н. Джаксон в 1933-36 гг. продолжил работать в тресте “Апатит”, затем тресте “Североникель”. Других данных нет.

М.Е. Раковщик продолжил работать по специальности в тресте “Апатит”. В марте 1937 г. в Кировске был вновь арестован. Выездной сессией Военной коллегии Верховного суда СССР в г. Ленинград 24 августа 1937 г. приговорен по ст. ст. 58-8-11 УК РСФСР к высшей мере наказания и расстрелян [9].

Б.Н. Хавский какое-то время работал по основной специальности в тресте “Апатит”, о дальнейшей судьбе ничего не известно.

Документы в тексте опубликованы в соответствии с орфографией и пунктуацией оригиналов.

Автор выражает глубокую благодарность директору ГОУ ГАМО в г. Кировске М.Д. Петровой, зам. директора С.М. Салимовой, сотрудникам В.М. Тарасюк и Д.Р. Коробицыной, а также зав. архивом ОАО “Апатит” Н.А. Михеевой за неоценимую помощь при сборе материалов.

Список литературы

1. Берлинг Н.И. Служебная записка: Об организации в Мурманске научно-исследовательского института. ФГАМО. Ф. 179, оп. 1, д. 203, л. 44-45.
2. Виттенбург Е.П. Павел Виттенбург: геолог, полярник, узник ГУЛАГА (воспоминания дочери). СПб.: Изд. “Нестор-история”, СПб ИИ РАН, 2003. 432 с.
3. Выписки из отчетов Н.И. Берлинга. ФГАМО. Ф.179, оп.1, д. 205, л. 45-46.
4. Заблоцкий Е.М. Дело Геолкома // Репрессированные геологи / Гл. ред. В.П. Орлов. Отв. ред. Л.П. Беляков, Е.М. Заблоцкий. М.-СПб: МПР РФ, ВСЕГЕИ, РосГео, 1999. С.398-403.
5. Кичигин А.И., Таскаев А.И. “Водный промысел”: история производства радия в Республике Коми (1931-1956 гг.).
6. http://www.4students.ru/ref_show_frame.asp?id=1B57E6CD93E9484BA5E0A9C3AF9BAEDF&search.
7. Записка Н.И. Берлинга о совещании в Мурманской базе ЛГРТ. ФГАМО. Ф.179, оп.1, д. 204, л. 7.
8. Записка С.В. Константова председателю колхоза. ФГАМО. Ф.179, оп.1, д. 203, л. 3.
9. Записка В.К. Котульского в Мурманск. Окр. ОГПУ. ФГАМО. Ф.179, оп.1, д. 203, л. 23.
10. Ленинградский мартиролог, 1937-1938. Т. 4. 1998. 394 с.
11. http://visz.nlr.ru:8101/search/lists/ukaz/240_1.html.
12. Личная карточка С.В.Константова. Архив ОАО “Апатит”.
13. Новичков А.А. Из мончегорской летописи. Жертвы репрессий. Мончегорск: Кн. изд-во, 2000. 43 с.
14. Петров Н. Гулаг. <http://www.pseudology.org/GULAG/Glava01.htm>.
15. Письма в ЛГРТ, ЦНИГРИ, ИПМ. ФГАМО. Ф. 179, оп. 1, д. 203, л. 28-33.
16. Письма в Хибиногорскую и Мурманскую базы ЛГРТ, Железнодорожную партию ЛГРТ. ФГАМО. Ф. 179, оп. 1, д. 203, л. 46-49.
17. Письма из “Механобра” 27 октября и 15 ноября 1932 г. ФГАМО. Ф. 179, оп. 1, д. 205, л. 47-48.
18. Письмо нач. Мурманск. ОО ОГПУ Алешина председателю Мурман. Окрисполкома. ФГАМО. Ф. 179, оп. 1, д. 203. л. 39.
19. Письмо нач. Мурманск. ОО ОГПУ Алешина ЭКО ПП ОГПУ ЛВО. ФГАМО. Ф. 179, оп. 1, д. 205, л. 8.
20. Письмо нач. Мурманск. ОО ОГПУ Алешина ЭКО ПП ОГПУ ЛВО, 15.10.32 г. ФГАМО. Ф. 179, оп. 1, д. 205, л. 9.
21. Письмо нач. Мурманского ОО ОГПУ Алешина в Оргбюро по созыву Сев. Зап. Геолого-разведочной конференции. ФГАМО. Ф. 179, оп. 1, д. 203, л. 53.
22. Письмо В.К. Котульского В.Н. Годовикову. ФГАМО. Ф. 179, оп. 1, д. 204, л. 79.
23. Письмо В.К. Котульского в ЛГРТ. ФГАМО. Ф. 179, оп. 1, д. 203, л. 25.
24. Письмо В.К. Котульского в ЛГРТ. ФГАМО. Ф. 179, оп. 1, д. 204.

25. Письмо в Мурманскую Геолого-разведочную базу. ФГАМО. Ф. 179, оп. 1, д. 204, л. 131.
26. Письмо гл. инж. "Новпромапатита" *К.Л. Островецкого*. ФГАМО. Ф.179, оп.1. д. 301, л. 39.
27. Письмо ЛГРТ от сектора Техпропа. ФГАМО. Ф. 179, оп. 1, д. 204, л. 46.
28. Письмо *Н.И. Берлинга* в ЛГРТ и Мурманскую базу ЛГРТ. ФГАМО. Ф. 179, оп. 1, д. 204, л. 11.
29. Письмо *Н.И. Берлинга* начальнику Мончегундровской экспедиции. ФГАМО. Ф.179, оп.1, д. 203, л. 51.
30. Почтовая карточка *Н.И. Берлингу* от *В.К. Котульского*. ФГАМО. Ф.179, оп.1, д. 190, л. 83.
31. Протокол заседания Инженерно-геологического Бюро при Мурман. Окр. Отделе ОГПУ. ФГАМО. Ф. 179, оп. 1, д. 204, л. 66-69.
32. Протокол № 1 Заседания Орг. Бюро по созыву Геолого-разведочной Конференции в Мурманске по Кольскому п-ову. ФГАМО. Ф.179, оп.1, д. 202, л. 3.
33. Протокол пленума Карело-Мурманского Комитета от 11.02.1933 г. ФГАМО. Ф. 179, д. 204.
34. Протокол совещания при Карело-Мурманском комитете. ФГАМО. Ф.179, оп.1, д. 203, л. 27.
35. Протокол заседания экспертного Совета. ФГАМО. Ф. 179, оп. 1, д. 203, л. 117.
36. Репрессированные геологи. М.-СПб: МПР РФ, ВСЕГЕИ, РосГео, 1999. 452 с.
37. Система исправительно-трудовых лагерей в СССР. Справочник / Сост. *М.Б.Смирнов*. Авторы вступительных и справочных статей: *М. Джекобсон, А.И. Кокурин, С.В. Кривенко, С.П. Сизачев, М.Б. Смирнов, С.Г. Филиппов, Д.В. Шкапов*. Научн. ред.: *Н.Г. Охотин, А.Б. Рогинский*. М.: "Звенья", 1998. <http://www.memo.ru/history/NKVD/GULAG/index.htm>.
38. Служебная записка *В.К. Котульского* нач. Мурманского ОО ОГПУ *Алешину*. ФГАМО. Ф. 179, оп. 1, д. 203, л. 43.
39. Сметы на проведение работ и объяснительная записка *В.К. Котульского*. ФГАМО. Ф. 179, оп. 1, д. 203, л. 17.
40. Список дополнительного необходимого оборудования *С.В. Константова*. ФГАМО. Ф. 179, оп. 1, д. 203. л.15-16.
41. Список необходимых книг. ФГАМО. Ф. 179, оп. 1, д. 203, л.12-13.
42. Список оборудования жилых и рабочих помещений ОГБ. ФГАМО. Ф. 179, оп. 1, д. 203, л. 9.
43. Список предметов, требующихся особенно срочно. ФГАМО. Ф. 179, оп. 1, д. 203, л. 2.
44. Тр. I заполярной геолого-разведочной конференции. Хибиногорск, 21-27 ноября 1932 г. Л.-М.-Н-ск: Горгеонефтеиздат, 1933. 200 с.
45. *Шпаченко А.К.* П.Н. Чирвинский на Кольском п-ове (по архивным данным) // Проблемы минералогии, петрографии и металлогении. Научн. чтения памяти П.Н. Чирвинского. Пермь, 2-3 февр. 2006 г. Пермь: Изд. ПГУ. 2006. С. 3-14.
46. *Шпаченко А.К.* Нордическая фаза Петра Николаевича Чирвинского // Минералогия во всем пространстве сего слова. Тр. II Ферсмановской научн. сессии КО РМО, посв. 140-летию со дня рожд. В. Рамзая. Апатиты, 18-19 апр. 2005 г. Апатиты: К & М, 2005. С. 27-30.

ВЫДАЮЩИЙСЯ ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ СТРАТЕГ ДВАДЦАТОГО ВЕКА АЛЕКСАНДР ВАСИЛЬЕВИЧ СИДОРЕНКО

Н.П. Юшкин

Институт геологии Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар

В 1960-70^х годах наиболее сильной и, несомненно, наиболее известной личностью в геологии был Александр Васильевич Сидоренко. Академик, Председатель Президиума Кольского филиала АН СССР, министр геологии СССР, вице-президент Академии наук СССР, президент Всесоюзного минералогического общества, руководитель множества официальных и общественных организаций, комиссий, секций. Он оказал огромное влияние на развитие геологической науки, может быть, не столько своими научными трудами, сколько выдающимся организаторским талантом, завидным умением видеть магистральные пути науки, умением направить именно по ним главнейшие геологические исследования. Отечественная минералогия тоже многим обязана Александру Васильевичу. Мы не были с ним особенно близко знакомыми, но случилось так, что почти тридцать лет Александр Васильевич был и в поле моего зрения, как и всех других людей, мало-мальски имеющих касательство к геологии, и в поле моих специальных интересов.

Услышал об А.В.Сидоренко впервые я в 1952 г., став учащимся Кировского горно-химического техникума, тесно связанным и учебным процессом, и практиками с Кольским филиалом АН СССР. Александр Васильевич был в то время Председателем Президиума филиала. Летом 1954 г. меня направили на практику в Геологический институт КФ АН. Филиал был небольшой. Он помещался в двух двухэтажных деревянных домиках на 25-ом километре, на Кукисвумчоррском руднике - в одном доме Президиум, в другом - Геологический институт. Были еще здания в Ботаническом саду, на опытных станциях, под склады снимались подвалы в солидных рудничных домах. А немногочисленные сотрудники жили в финских домах тут же во дворе филиала. Жили тесно, по комнатухе на семью. Но академический филиал жил полнокровной исследовательской жизнью, его авторитет и в городе, и в стране был высоким. Александр Васильевич тоже был авторитетной фигурой. Он был депутатом городского совета и, между прочим, я голосовал за него, когда впервые в жизни получил это право. О нем часто писали местные газеты, он постоянно выступал с лекциями.

В филиале я “прикипел” к минералогам и постигал минералогическую мудрость у Ирины Ивановны Куприяновой, ныне доктора геолого-минералогических наук, научного сотрудника ВИМСа, а тогда молодого специалиста, только что окончившей МГРИ. С нею я ходил в маршруты, а после полевого сезона частенько ездил по вечерам на 25-ый км и копался под биноклем в минералогических пробах. На следующую практику я опять отпросился в филиал. Мы занимались минералогическими исследованиями молибденового месторождения на западе Кольского п-ова, изучали интереснейшие грейзены и пегматиты в его районе. Руководителем темы был А.В. Сидоренко. Впрочем, он руководил и многими другими темами, в т.ч. и геоморфологическими, и видимо тогда, на Кольском, он глубоко проникся идеей о единстве эволюции геологических процессов на различных этапах развития земли, о взаимосвязи геисторических событий, которую всесторонне прорабатывал и пропагандировал всю жизнь.

Закончив в конце 1955 г. техникум, я уехал с Кольского п-ова, но старался следить за жизнью филиала. А он начал бурно расти. Создавались один за другим новые институты, строился современный академический городок в прекрасных Апатитах, где и природа, и погода значительно лучше, чем в горном Кировске. Панорамы академической стройки часто печатались в газетах и журналах. Кольский филиал рос, конечно, в значительной степени благодаря кипучей энергии А.В.Сидоренко. Другие академические филиалы в это время переживали трудный период. Их один за другим ликвидировали, институты передавали соответствующим министерствам и ведомствам. Решение это было непродуманным и ошибочным, ученые и руководители областей и республик это видели, но сохранить филиалы удавалось лишь там, где сопротивлялись ликвидации отчаянно – в Коми, Дагестане, на Урале и, конечно, на Кольском п-ове. На съезде Коммунистической партии как раз в разгар этой ликвидационной кампании Александр Васильевич, ровесник революции, выступил с горячей и очень аргументированной речью в поддержку филиалов. Он сказал, что филиалы академии – это форма регионального размещения науки, полностью оправдавшая себя. И он был прав – принцип филиалов в дальнейшем был использован в создании научных центров, а ликвидированные филиалы постепенно создавались вновь.

В 1962 году из газет я узнал, что Александр Васильевич – министр геологии. И им долго - тринадцать лет. Думаю, это не случайность, что именно в годы, когда он возглавлял практическую геологию, были достигнуты наиболее крупные успехи. Это открытие нефти и газа в Западной Сибири, обеспечение страны запасами практически всех полезных ископаемых, бурение Кольской сверхглубокой скважины. Столь благополучного минерально-сырьевого положения в нашей стране еще не бывало. Да и само Министерство геологии стало работать по-новому. Оно взяло на себя заботу не только об освоении, но и об охране недр, резко повысилась роль науки, была создана сеть региональных минерально-сырьевых управлений. В газетах много писалось о новых формах организации труда в Мингео, об автоматизации и компьютеризации. Да это и понятно – помнится, еще в Кольском филиале в те далекие времена Александр Васильевич в полной мере пользовался диктофоном, а он был новинкой не только у нас, но и за границей. За все новое, прогрессивное он брался смело.

Встав во главе производственной геологической службы, А.В. Сидоренко опубликовал вскоре массовым тиражом примечательную брошюру “Будущее геологии”. Это была своего рода программа геологической науки и практики. В брошюре несколько страниц было посвящено анализу состояния и направлениям развития минералогической науки. В те годы я много думал над судьбами минералогии, которая, по-моему, никак не выходила из состояния длительного застоя, и читал этот анализ, проведенный А.В. Сидоренко, особенно заинтересованно. Меня поразило и обрадовало совпадение в мыслях, совпадение в оценках. Эта брошюра и сейчас стоит на одном из почетных мест на моих полках, среди наиболее часто перечитываемых минералогических трактатов.

В 1975 г. А.В. Сидоренко перешел полностью на работу в Академию наук и был избран ее вице-президентом. В 1976 г. скончался самый авторитетный геолог-полезник член-корреспондент АН СССР Павел Михайлович Татаринев, многие годы возглавлявший Всесоюзное минералогическое общество. Обществом всегда руководили ленинградцы, и в этом был большой смысл. Оно могло вести самостоятельную политику в области минералогии и смежных наук, поддерживать течения, которые не очень вписывались в официальную академическую концепцию о минералогической парадигме, давало возможность проявить свой научный и организационный талант широкому кругу молодых минералогов, которым в Москве ходу не дали бы. И вообще, когда активно функционируют несколько школ – это хорошо. Но тогда в Ленинграде не было ни одного близкого к минералогии ученого с академическим званием, позволявшим быть президентом. И вот кому-то удалось уговорить А.В. Сидоренку взять на себя руководство Обществом.

Слух о том, что президент будет не ленинградец, а москвич, хоть и столь высокого ранга, вызвал некоторое смятение среди минералогов. Будет ли время у вице-президента АН СССР заниматься Обществом? А может и другое – не задавит ли инициативу, не превратит ли Общество в общественный придаток московских институтов? И на XIII Съезде ВМО, который А.В. Сидоренко открывал и который должен был избрать нового президента, не было равнодушных. Своим вступительным словом А.В. Сидоренко покориł всех. Это была умная речь о фундаментальной роли минералогии в единении геологических наук, ее важнейших задачах. Несомненно, она имела позитивные последствия. Ее цитировали постоянно, опираясь на нее, прорабатывали новые направления, внедряли и отстаивали минералогическую тематику. В программных минералогических работах А.В. Сидоренку мы находим авторитетную опору.

Конечно, обладая широчайшим кругозором, активно вмешиваясь во все области геологической науки, везде продвигая свои идеи, Александр Васильевич нашел и немало идейных противников, даже врагов. Некоторые даже слышать не могли его имени. Но все же он был доброжелателен, правда, выпадов против себя, открытых и тайных ударов не прощал. Выдвинул в большие руководители одного из своих сотрудников. Тот загордился, переуверился в себе. Раз два сделал не так, как намечал А.В., видимо нарушил что-то в его глобальной стратегии. Последовало недвусмысленное пожелание вернуться в лабораторию, сосредоточиться на научной работе. Как-то я летел с коллегами в Хабаровск, и оказались в соседних креслах с заместителем Госплана Исаевым. Полет долгий, разговаривали о том, о сем. Больше слушал знающего человека. Зашла речь об Александре Васильевиче, он тогда первые годы был министром: “Нет, не продержится Сидоренко долго министром. Нет у него необходимого политеса”. Но продержался, и был министром сильным, деятельным, заметным. И политесом владел завидно, умело гасил конфликтные ситуации, находил выходы из, казалось бы, безвыходных положений. Ходит байка, что поднял однажды тост за здоровье дорогого Никиты Сергеевича в присутствии только что снявшего его Л.И. Брежнева. Оговорился. Все были в шоке, но пронесло.

На заключительном заседании того XIII Съезда ВМО, на котором он был президентом, уже после всех выступлений и принятия решений вдруг как-то сумел подняться на кафедру П. Вадило и начал свое очередное “разоблачение” И.И. Шафрановского и его “банды”, которые завладели ВМО. И речь, и поведение маньячные, но весь зал слушает. Как справиться, усадить, лишить слова – не демократично, тем более в первый день президентства. Дать высказаться – говорит ахинею, комкать конец съезда нельзя. Александр Васильевич очень громко, но спокойно, даже ласково и страшно убедительно прерывает Вадило: “Давайте мы так порешим. Поскольку прения мы уже закрыли, и за это проголосовали все, мы уже не будем больше дискутировать. А Вы все, что хотите сказать, изложите письменно и подайте в Президиум. Мы Вам незамедлительно ответим”. Вадило довольный садится – писать клеветы для него радость. После выхода каждой кристаллографической книжки он писал от имени разных лиц в дирекции соответствующих институтов письма, в которых крушил И.И. Шафрановского и возмущался, что есть один крупный кристаллограф П. Вадило, а его даже не цитируют. Или писал жалобы в обком, почему сингонии классифицируют так, а не этак – это вредительство. Помнится, во время президентства П.М. Татаринев на юбилейном съезде с иностранцами Вадило удалось выскочить на трибуну и облить грязью всех, кто попался в поле зрения – Павел Михайлович потом публично извинялся. А Александр Васильевич справился с ним легко.

Став вице-президентом АН СССР, он начал создавать себе институт, как по традиции повелось у высококого руководства. Это было широко известно, ходили проекты института осадочной геологии докембрия. Порученцы разрабатывали программы, писали бумаги. По-моему, слухи даже искусственно раздувались. И конечно, никто в реальность этих планов не верил. Противники готовились во всеоружии, имея полную информацию. Контраргументы были убийственными – во-первых, в Москве новые институты уже давно запрещено создавать их можно только по решению правительства. Во-вторых, зачем же еще докембрийский институт, когда уже есть один в Ленинграде. И вдруг неожиданное для всех решение – Александр Васильевич в 1979 г. назначается директором давно безглавой, но на правах института, Лаборатории осадочных полезных ископаемых, которую

беспрепятственно превращают в Институт литосферы. А там штаты и перетекание лучших московских умов, особенно молодых, перспективных. Институт осадочной геологии докембрия был, оказывается, дезинформацией, громоотводом, о чем не знали даже самые доверенные помощники.

Александр Васильевич очень много сделал для Всесоюзного минералогического общества, которое при нем окрепло, стало намного активнее, получило как бы второе дыхание. Резко вырос состав общества, появились новые отделения, упростилось руководство. Появились, хоть и немного, свои штатные единицы, а это укрепило связи с отделениями. На следующем съезде Александра Васильевича уже избрали на новый срок без опаски. Все знали, что он много внимания уделяет обществу – участвует в разработке планов, намечает важнейшие мероприятия, приезжает на многие заседания, принимает в Москве своих вице-президентов и членов совета по делам общества. Он был научным организатором и руководителем удивительно масштабным. Нет такой области геологии, где бы он не оставил яркий след.

Первые послевоенные труды А.В. Сидоренко, когда он после тяжелого ранения под Сталинградом и демобилизации стал научным сотрудником Геологического института Туркменского филиала АН СССР, были посвящены гипергенным процессам, в т.ч. минералообразованию в современных пустынях. Кандидатскую диссертацию защитил по жильным месторождениям Копет-Дага. Он много сделал в области литологии, изучения докембрия, геохимии и биогеохимии. По сути, им создано космическое земледование, идейному организационному оформлению которого он отдал много сил. По его инициативе создана Комиссия по изучению природных ресурсов с помощью космических средств, которую он с 1976 г. возглавлял, так же как и Рабочую группу социалистических стран по дистанционному зондированию. Александр Васильевич – организатор, главный редактор нового журнала “Исследование Земли из Космоса”, первый номер которого вышел в январе 1980 г. Несомненно, только благодаря энергичной поддержке Александра Васильевича Сидоренко Е.К. Лазаренко удалось “пробить” новый “Минералогический журнал” и образцово наладить его издание. Мне много раз приходилось слушать доклады Александра Васильевича Сидоренко на различных заседаниях, в основном крупных – на юбилее Геологического института КФ АН СССР, юбилейной сессии АН СССР и др. Может быть, поэтому доклады, которые я слушал, были масштабными, в них поднимались фундаментальные проблемы. Но они были настолько ясными и четкими, выводы настолько очевидными, что убеждали каждого, доходили даже до не специалистов.

Александр Васильевич хорошо знал жизнь и дела геологических коллективов страны, его информированность вызывала удивление. Попал в его поле зрения и наш тогда еще небольшой коллектив сыктывкарских минералогов. На одном из заседаний Президиума АН СССР, на котором обсуждалась деятельность Коми филиала, он подчеркнул, что *“группа специалистов, работающая в области минералогии, в ряде своих разработок и в идейном отношении, и даже в воплощении этих идей находится на передовых позициях и, может быть, даже сильнее, чем во многих других учреждениях. Там хорошая, мощная группа!”*. Эта оценка оказала нам сильнейшую поддержку в утверждении не совсем традиционных направлений исследований, становлении коллектива и развитии исследовательской базы. А.В. Сидоренко следил за ходом наших исследований по разным каналам академической информации, но в основном по публикациям. Наши статьи регулярно публиковались на страницах научных журналов, мы стали регулярно издавать свой сборник, печатать фундаментальные монографии. На некоторые из них он откликался устно или в письмах. В марте 1981 г. я получил от него такое письмо на вице-президентском бланке: *“Глубокоуважаемый Николай Павлович! Благодарю Вас за “Опыт среднемасштабной топоминералогии”. Книгу возьму на воскресенье для просмотра. Она мне представляется интересной, как и все другие Ваши работы, за которыми слежу уже много лет. Хотелось бы встретиться с Вами для обсуждения проблем минералогии. Может быть, Вы выступили бы у нас с докладом о своих работах на семинаре в институте Литосферы? Обычно собирается довольно представительская аудитория, время можно определить позже. Мне сейчас трудно сформировать свой календарь на ближайшие месяцы. Желаю успехов. Ваш А. Сидоренко”*. О желании встретиться для обсуждения минералогических проблем А.В. Сидоренко напоминал еще несколько раз через директора нашего института или председателя Президиума филиала, но встречи срывались по разным объективным причинам.

В начале марта 1982 г. А.В. Сидоренко предложил группе минералогов, которых он считал ведущими и реформаторскими – Д.В. Рундквисту, А.Г. Жабиную, Ю.В. Дымкову, мне и некоторым другим проанализировать состояние минералогической науки и практики, определить комплекс наиболее перспективных проблем, а потом собраться, как он выразился, в хорошей обстановке у него на даче и написать программную статью о развитии минералогии. Мы решили провести эту очень заинтересовавшую нас работу в Ленинграде на сессии ВМО, на которой чествовали И.И. Шафрановского в связи с его 75-летием. Собрались утром в помещении Президиума ВМО, разговаривали в ожидании запаздывавшего Д.В. Рундквиста. Он пришел явно расстроенным, бледным и сообщил, что вчера Александр Васильевич погиб в автомобильной катастрофе в Алжире. Это случилось 23 марта 1982 г. на 65-м году его жизни. Все мы были потрясены этой ужасной трагедией. Как потом выяснилось, автомобиль, в котором ехал А.В. Сидоренко, на большой скорости врезался в верблюда. Водитель отделался травмами, Александр Васильевич, отличавшийся грузной фигурой, вылетел в окно и смертельно ударился об асфальт. Д.В. Рундквист в растерянности тряс листом бумаги, зажатым в руке. “Не знаю, что делать? Александр Васильевич перед вылетом в Алжир собственной рукой написал приветствие Илариону Иларионовичу. Не разрешил перепечатывать на машинке. Получается послание с того света.” Ситуация, конечно, создалась неоднозначная. Но жизнь есть жизнь, поэтому мы сообща порешили не говорить пока ничего Илариону Иларионовичу, Рундквист зачи-

тал и передал ему душевное президентское приветствие, которое его до слез растрогало, а потом, уже вечером, мы достойно, по-российски почтили память Александра Васильевича.

Я часто езжу на Кольский п-ов, с которым связала меня судьба, бываю в Апатитах, Кировске, на 25-ом километре, где размещался КФ АН СССР. Память об Александре Васильевиче там чтится свято. Однажды мы проехали и прошли по сидоренковским местам с его вдовой Калерией Петровной и дочерью Светланой Александровной. Возвращения в юность не получилось – рудничный поселок зиял пустыми окнами этажей, красивейшие финские здания Президиума и Геологического института, любовно собранные из калиброванных бревен, растаскивались по бревнышку. Но на самых передовых научных позициях ведет фундаментальные исследования Кольский научный центр, мудрым решением и мощной волей А.В. Сидоренко перенесенный в Апатиты и построенный с индустриальным размахом, укрепляются его институты. Это самый лучший памятник Александру Васильевичу. А вот московский Институт литосферы постигла печальная участь: в пепле перестроек он вначале превратился в Институт геологии внутренних морей, а потом и полностью прекратил свое существование, вернувшись в лоно ГИНа как в стародавние времена. В память об А.В. Сидоренко назван минерал сидоренкит.

Светлана Александровна, которую я не только глубоко уважаю, но и по-настоящему люблю, продолжила дело Александра Васильевича, стала известным геохимиком-органиком, много сделавшим в познании роли органического вещества в эволюции литосферы. Судьба у нее оказалась нелегкой. Рано ушел из жизни ее талантливый муж, ведущий исследователь кор выветривания и бокситов В.Н. Теняков, были серьезные проблемы со здоровьем, жизненные неурядицы, но сидоренковский характер не дал ей сломаться. Она продолжает свои интересные исследования и ведет ответственную и хлопотную работу ученого секретаря Института проблем нефти и газа РАН. В 2003 г. С.А. Сидоренко приезжала в Сыктывкар и докладывала о своих новейших результатах на Международном совещании “Минералогия, геохимия и космохимия углерода”, активно участвовала в дискуссиях. Постоянно встречаю ее и на других углеродных форумах.

В истории страны и науки А.В. Сидоренко останется как один из лидеров и активных деятелей “золотого века” в геологии, а в моей памяти – как крупный ученый реформаторского типа, тонко ощущающий ситуацию в науке и определяющий наиболее эффективные направления ее развития.

В рамках празднования 75-летия начала геологических исследований в Монче-тундре и 70-летия Мончегорска по инициативе Музея истории Мончегорска и при активной поддержке Кольского отделения РМО 30 апреля 2007 г. состоялась конференция “Геолог В.К. Котульский”. К ней было приурочено создание Мончегорского представительства КО РМО, в котором на сегодня пять новых членов. Значение этого события видится в следующем. В прошлом году КО РМО отметило свое 50-летие. Все это время оно охватывало лишь жителей гг. Апатиты и Кировск. Открытием Мончегорского представительства КО РМО начинается активную экспансию в другие города и поселки Мурманской области, где расположены предприятия и организации горно-геологического и химического профиля. Первоочередная помощь Мончегорскому представительству будет состоять в пополнении Музея истории Мончегорска архивными материалами из фондов КНЦ РАН, а Музея цветного камня им. В.Н. Дава - систематической коллекцией кольских минералов и горных пород. Далее публикуются доклады, прозвучавшие на конференции. Они с разных сторон освещают историю освоения богатейших медно-никелевых месторождений Мончегорского рудного района. (Прим. ред.)

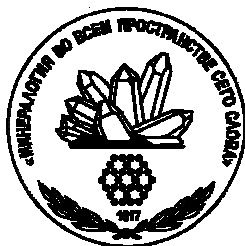
ЦЕЛИ И ЗАДАЧИ РОССИЙСКОГО МИНЕРАЛОГИЧЕСКОГО ОБЩЕСТВА

Ю.Л. Войтеховский

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

Глубокоуважаемые коллеги!

Благодарю за приглашение выступить на сегодняшней научно-практической конференции “Геолог В.К. Котульский”, проводимой в рамках празднования 75-летия начала геологических работ на Монче-тундре и 70-летия Мончегорска. В первую очередь хочу передать вам приветствие от президента Российского минералогического общества



академии РАН Д.В. Рундквиста. Он знал В.К. Котульского еще в предвоенные годы, когда жил в Мончегорске вместе с отцом, создававшим здесь металлургический комбинат. Дмитрий Васильевич вспоминает, что его постоянным поручением было “носить газеты от отца к Владимиру Климентьевичу”. Догадываюсь, что тот не имел права выписывать их как репрессированный. Это маленькое воспоминание сразу высвечивает весь драматизм исторического периода. Сегодня доброе имя В.К. Котульского восстановлено. Его профессионализм, интеллигентность и благородство души подчеркивает встречающийся в рудах Кольского п-ова минерал котульскит

Pd(Te,Bi), содержащий благородный палладий. О заслугах В.К. Котульского в освоении Монче-тундры сегодня было доложено в целом ряде интересных докладов. Я коротко расскажу о деятельности Кольского отделения РМО, продолжающего изучение богатств региона.

Российское минералогическое общество создано почти два века тому назад – в 1817 г. – как добровольное научно-общественное объединение специалистов в области геолого-минералогических наук. Цель общества – содействие развитию в России фундаментальных и прикладных наук о Земле, что емко выражено в лозунге “минералогия во всем пространстве сего слова” из его первого Устава. Она достигается решением следующих задач: активным участием членов Общества в изучении геологического строения и минеральных ресурсов страны, преподаванием геолого-минералогических дисциплин в высшей школе и всемерной популяризацией научных достижений через средства массовой информации. Если два первых пункта можно отнести к профессиональным занятиям работников Российской академии наук и высшей школы, составляющих большинство в РМО, то просветительская миссия целиком обеспечена их энтузиазмом и противостоит лженауке, мистицизму и мракобесию, обильно питаемым теми же средствами массовой информации.



Основателем и первым председателем Кольского отделения РМО (1956-1962) был Александр Васильевич Сидоренко – крупный специалист в области геологии и геоморфологии пустынь, процессов минералообразования и металлогении кор выветривания, комплексной оценки минерального сырья и охраны окружающей среды, основоположник нового научного направления – литологии осадочно-метаморфических толщ докембрия, заместитель председателя Президиума Кольской базы АН СССР (1950-1952), доктор геолого-минералогических наук (1952), председатель Президиума Кольского филиала АН СССР (1952-1961), член-корреспондент АН СССР (1953); в последующем – первый замес-

титель председателя Государственного комитета Совета Министров РСФСР по координации научно-исследовательских работ (1961-1975), министр геологии и охраны недр СССР, председатель Государственного геологического комитета, министр геологии СССР (1962-1975), академик АН СССР (1966), почётный член ВМО (1971), вице-президент АН СССР (1975-1982), президент ВМО (1976-1982), обладатель многих правительственных и научных наград. Именем А.В. Сидоренко назван минерал сидоренкит и проспект в г. Апатиты. В истории нашего отделения 1956-1962 гг. можно назвать периодом становления, в основе которого – огромный задел, достигнутый трудами многих минералогов школы академика А.Е. Ферсмана, трудившихся на Кольском п-ове в довоенные и первые послевоенные годы. В архиве Кольского отделения РМО сохранился список его первых членов – сотрудников Геологического института КФ АН СССР, расписавшихся в получении членских билетов, за подписью А.В. Сидоренко от 22 декабря 1956 г.

Вторым председателем Кольского отделения ВМО (1962-1987) был *Игорь Владимирович Бельков* – крупный специалист в области геологии, петрологии, минералогии и металлогении гранитов, генезиса метаморфических пород, технологической минералогии кианитового и редкометалльного сырья, заведующий лабораторией минералогии (1952-1988), директор Геологического института КФ АН СССР (1961-1985), доктор геолого-минералогических наук (1965), почётный член ВМО (1987), заслуженный деятель науки РСФСР (1987), обладатель многих правительственных и научных наград. Именем И.В. Белькова назван минерал бельковит. В истории нашего отделения 1962-1987 гг. – четверть века! – можно назвать периодом расцвета минералогических исследований, чему в немалой степени способствовало их стабильное государственное финансирование и обеспечение академических институтов высокообразованными молодыми кадрами – выпускниками геологических факультетов ведущих университетов России.



Третьим председателем Кольского отделения ВМО/РМО (1987-2004) был *Олег Борисович Дудкин* – крупный специалист в области минералогии, геохимии, учения о полезных ископаемых, геотехнологии и геоэкологии. Его основные научные интересы связаны с геологией, геохимией, минералогией и полезными ископаемыми Кольской щелочной провинции, в частности, Хибинских апатитовых месторождений; доктор геолого-минералогических наук (1979), заведующий лабораторией металлогении щелочных массивов (1982-2002), лауреат премии РАН им. А.Е. Ферсмана (1983), постоянный член комиссий РМО по технологической минералогии, а также экологической минералогии и геохимии, почётный член РМО (2004), обладатель правительственных наград. В истории нашего отделения 1987-2004 гг. – период “перестройки”, а точнее, значительных кадровых потерь и сужения тематики минералогических исследований, наконец, изменения статуса РМО, что поставило отделение перед выбором новых форм деятельности.

С 2004 г. Кольское отделение РМО имеет честь возглавлять автор этих строк. Прошедший небольшой период определять собственным именем. Совет отделения ищет новые формы работы. Существенно расширен и продолжает расширяться его состав за счёт сотрудников сторонних организаций, в основном – институтов КНЦ РАН. Систематически проводятся минералогические семинары. Под титулом Кольского отделения РМО ежегодно проводятся, по меньшей мере, две Всероссийские конференции: Ферсмановская научная сессия (в 2007 г. состоялась уже четвертая сессия – прим. ред.) и научная школа “Математические исследования в кристаллографии, минералогии и петрографии”, поддерживаемая Комиссией РАН по работе с молодежью, обе – с изданием трудов. Мероприятия отделения освещаются в местной и центральной (газета “Поиск”, Москва) печати. Кроме сугубо профессиональной, его члены проводят работу по естественнонаучному образованию молодёжи в университетах Мурманской области, школах и творческих коллективах гг. Апатиты и Кировск, а также на базе Музея геологии и минералогии Геологического института КНЦ РАН. На протяжении трех лет Кольское отделение РМО вместе с Геологическим институтом КНЦ РАН ежегодно – обычно ко Дню геолога – издает том беллетристики, среди прочего содержащий ценные крупницы исторической памяти.



Так сложилось, что все 50 лет своей истории Кольское отделение РМО объединяло жителей гг. Апатиты и Кировск. Исправляя это положение, я объявляю сегодня о создании Мончегорского представительства Кольского отделения РМО. В нем пока пять новых членов РМО. Не сомневаюсь, что из года в год представительство будет крепнуть, вдохновляемое благородными целями Общества.

ЧУПИЛИН ИВАН ИЛЬИЧ

1885 – 1971 гг.

Л.И. Гурская

Санкт-Петербург, ВСЕГЕИ

Крупный ученый в области геологии рудных месторождений, доктор геолого-минералогических наук, профессор Иван Ильич Чупилин свою научную деятельность начал в Геологическом комитете (ныне ВСЕГЕИ) в 1923 г., где с небольшим перерывом (1941-1946) трудился всю жизнь.



Родился Иван Ильич 18 июня 1885 г. в Нарве, там закончил реальное училище, а затем в Ревеле Политехнический институт, откуда за отличные успехи был направлен для продолжения образования в Санкт-Петербургский Горный институт. Учеба в институте была прервана Октябрьской революцией и он в составе советского Военно-дорожного комитета отправился строить мосты и дороги. Возобновить учебу в Горном институте удалось только в 1921 г., где он стал учиться на геологоразведочном факультете и где зародилась его глубокая страсть к минералогии. Эту страсть он сохранил на всю жизнь, став выдающимся коллекционером, владельцем богатейшего собрания разнообразных минералов. После его кончины эта коллекция (по его просьбе) была передана в Мончегорский Музей цветного камня.

После окончания Горного института (1926) Иван Ильич был направлен в Геологический комитет России, где, работая в отделе полезных ископаемых, он вместе с проф. А.А. Полкановым изучал геологию и рудоносность советской Лапландии. Позже, будучи ученым секретарем секции “Золото и платина”, он активно работал под руководством проф. Н.К. Высоцкого, с ним он посетил ряд месторождений Урала, побывал в Ильменском Минералогическом заповеднике.

В последующие годы Ивану Ильичу предстояло заниматься “ударными” (как он сам говорил) металлами, в которых остро нуждалась страна. Перед войной это был мышьяк, в войну и после войны – редкие металлы. Являясь организатором работ по мышьяку, он объездил всю страны – Урал, Кавказ, Сибирь, Дальний Восток, Среднюю Азию, Колымский край. Благодаря этим работам он приобрел заслуженный авторитет, был назначен главным куратором страны по мышьяку, вошел в состав особой комиссии по мышьяку при Президиуме ВСНХ СССР.

В годы войны Иван Ильич Чупилин был откомандирован в Геологическое управление Казахстана для проведения работ по укреплению рудной базы редкометаллической промышленности. Посетив многие месторождения, он дал оценку промышленных ресурсов молибдена, вольфрама, олова, висмута, лития, бериллия, составил первую прогнозную карту Казахстана на редкие металлы. В послевоенные годы Иван Ильич был назначен куратором по апробации балансовых запасов редких металлов всей страны и включен в состав Комиссии ГКЗ. В 1952 г. особым приказом Министра геологии СССР Ивану Ильичу Чупилину было присвоено персональное звание “Директор геологической службы I ранга”.

После возвращения во ВСЕГЕИ (1946) он продолжал прогнозно-оценочные работы в отделе металлогении. Теперь важным сырьем для страны стал бор и вместе с Г.М. Утехиным, Э.Э. Микельсоном и А.И. Пертелем Иван Ильич подключился к этой проблеме. Одновременно он разрабатывал новый метод поисков редких металлов – биогеохимический. Это был его последний труд. Иван Ильич Чупилин был одним из лучших знатоков минералогии многих металлов, в т.ч. редких. Свои знания он успешно передавал студентам и аспирантам, ибо одновременно с научной работой вел и преподавательскую в Горном институте. Особо следует отметить, что везде, где ему приходилось жить и работать, он активно участвовал в развитии музейного дела. Именно он создал первую рудную экспозицию в ЦНИГР Музее им. Ф.Н. Чернышева при ВСЕГЕИ.

Всего И.И. Чупилиным написано около 100 работ (к сожалению, в закрытом режиме), большая их часть посвящена проблемам промышленной оценки месторождений мышьяка и редких металлов. Он осуществил экспертизу рудной базы многих заводов и предприятий, отрабатывающих это сырье. За свои работы И.И. Чупилин награжден Правительством СССР орденами “Знак почета”, “Трудового Красного Знамени”, многими медалями. Имя этого замечательного ученого, большого энтузиаста своего дела, крупного знатока рудной минералогии не должно быть забыто геологической общественностью нашей страны.

В.К. КОТУЛЬСКИЙ В ИСТОРИИ МОНЧЕГОРСКА

А.В. Зайцев

Музей истории Мончегорска, г. Мончегорск, History@monch.mels.ru

Уважаемые участники конференции! У нашей встречи сегодня есть два достойных повода. Во-первых, мы собрались накануне Дня геолога, во-вторых, в этом году исполнилось 75 лет со дня начала геологических исследований Монче-тундры. Один из старейших геологов нашего города как-то сказал, что “металлургия начинается с горы”, в которой есть запасы промышленных руд. Не была бы найдена руда – не построили бы комбинат и город. В становление и развитие Мончегорска внесли свой вклад люди многих профессий: геологи, проектировщики, строители, горняки, металлурги и т.д. Но первые страницы истории Мончегорска написаны именно геологами. И в списке геологов, причастных к открытию рудных богатств Монче-тундры, имя В.К. Котульского должно быть написано золотыми буквами.

Предыстория появления В.К. Котульского у нас на Севере такова. Будучи до революции вице-директором Геолкома, он многое сделал для изучения геологии страны, в которой было много белых пятен. После революции задачи Геолкома кардинальным образом изменились. ВСНХ возложил на него организацию и осуществление всех геологических работ в стране. К концу 20-х годов политическая атмосфера в стране стала осложняться. В “Ленинградской Правде” была опубликована статья с критикой Геолкома. Газеты заговорили о вредителях на шахтах Донбасса. Все это кончилось тем, что Геолком в 1929 г. был расформирован. В.К. Котульский стал директором геолого-разведочного института цветных металлов. А в 1930 г. его арестовали. Он был осуждён по 58-й ст. “за вредительство и шпионаж”. В Музее истории города есть копия выписки из уголовного дела Котульского. По настоянию С.М. Кирова осужденных геологов направили на Север для расширения поисков рудных месторождений. Так В.К. Котульский оказался в Мурманске, где был назначен руководителем спецбюро по геологоразведке.

В 1933 г. В.И. Кондриков пригласил В.К. Котульского в Хибиногорский трест “Апатит” и направил на должность консультанта-геолога в Монче-тундру, где в это время шли интенсивные геологические поиски. Но фактически Владимир Климентьевич стал с 1934 г. научным руководителем всех проводившихся здесь геологоразведочных работ. Он прибыл на Мончу несколько раньше официального назначения, в октябре 1934 г. К тому времени ситуация с разведкой рудных запасов была очень непростой. Результатом трёх предыдущих геологических сезонов были находки залежей бедных вкрапленных руд на сопках Нюд и Сопча, замеченных еще А.Е. Ферсманом в 1931 г. Содержание никеля в них составляло менее 1 %. Кроме того, на Ниттисе и Кумужьей были околонтурены многочисленные аномальные зоны с повышенной электропроводностью горных пород. Для ускорения поисков в составе будущего комбината “Североникель” была создана геологоразведочная контора (ГРК). Ядро ГРК в то время составляли молодые геологи: Аксельруд, Баженов, Галкин, Голуб, Зонтов, Прозоров, Лялин и др. Желания и энергии у них было много, но знаний и опыта не всегда хватало.

К 1934 г. количество разведанных запасов никеля составило 70000 тонн. По этим данным было принято постановление о строительстве никелевого завода. Но всей сырьевой базы, разведанной к тому времени, хватило бы всего на 3,5 года работы. Встала первоочередная задача – расширить сырьевую базу, чтобы обеспечить завод рудой. В.К. Котульский сразу же задался целью проверить все аномальные зоны, надеясь найти здесь руды с более высоким содержанием никеля. Для этого необходимо было резко увеличить количество буровых станков. Помощь оказал В.И. Кондриков. В 1935 г. здесь работали уже 22 буровых станка. Поиски и разведка расширялись. Все же разведка началась с неудач: скважины раз за разом пересекали только тонкие непромышленные прожилки. В адрес В.К. Котульского посыпались несправедливые упреки и подозрения. А не сознательно ли “старорежимный профессор” уводит поиски в сторону? Зачем он поставил буровую на Кумужьей, а не на Сопче? Особенно этим отличался главный инженер “Новпромапатита” Л.Б. Антонов, который в газете “Хибиногорский рабочий” прямо призывал “дать Котульскому по рукам” и убрать буровые станки с бесперспективной Кумужьей.

Но В.К. Котульский этого не делал, продолжал бурение, прослеживая аномальные зоны. Для этого было необходимо большое гражданское мужество и уверенность в успехе. Его ведущую роль в организации геологической разведки отмечают все работавшие с ним. Так вспоминает о том времени буровой мастер И.С. Миронов: “ГРК тогда размещалась в палатке, где отдельный кабинет был выделен Котульскому. Уже в 7 часов утра он принимал посетителей. Вышел он к нам из-за какой-то перегородки в рабочем халате, с очками на лбу, держа в руках кусок керна. Это был уже пожилой человек чуть выше среднего роста, плотный и осанистый. Но не в росте дело. Личность видна сразу. Неторопливые уверенные движения, внимательный взгляд слегка прищуренных глаз. И ума - палата!”

А вот отзыв о В.К. Котульском начальника участка Большая Сопча В.Д. Сенькина: “Крупный человек. Места не только для скважин, но и для шурфов обозначает сам. Каждый день следит за работой. Иногда заранее скажет, что должно получиться. И почти не ошибается, как сквозь землю видит”. Огромная эрудиция и опыт позволяли Владимиру Климентьевичу почти безошибочно по данным электроразведки определять глубину, условия залегания, мощность никелевой жилы. В то время в обиход геологов вошло выражение “подземный штурман”. При углублении в недра земли, отработке месторождений в забоях часто обнаруживается много нюансов в поведении жил и вкраплений. За всем этим нужно внимательно следить, чтобы задавать правильные “маршруты” горнякам. Поэтому рудничных геологов и называли “подземными штурманами”. Эта работа находи-

лась под самым пристальным вниманием В.К. Котульского. Он тщательно проверял документацию, составленную молодыми геологами, умело направлял их внимание на наиболее важные моменты. Так, он посоветовал вести рабочий дневник, аналогичный судовому журналу на корабле.

Бесценным стал созданный им геологический кружок, который был, как вспоминала молодой в то время геолог Г.М. Шешукова, “не менее чем настоящий научный семинар. Кроме самого В.К. Котульского, на этих занятиях всегда выступали и мы с рефератами, сообщениями, разбирали новые по тем временам методики исследований. Занимался кружок по воскресеньям”. Об этой “школе Котульского” с теплотой вспоминали позднее Н.С. Зонтов, П.В. Лялин, Ю.Б. Голуб, В.И. Ездора. И это давало блестящие результаты. Так, в 1939 г. в Мончегорске происходило широкое и ответственное совещание по линии Кольского филиала АН под председательством А.Е. Ферсмана, на котором присутствовали представители из Горного института. Как вспоминает Г.М. Шешукова, “после докладов таких корифеев как Ферсман, Котульский, Грейвер, Белоглазов с содокладами выступили и мы. И ей-ей, мы не посрамили земли мончегорской! При этом доклады наши никто предварительно не проверял и не утверждал. И еще одна черта: при огромном, широком диапазоне знаний, обилии интереснейшего фактического материала он крайне мало и скупо писал. Не знаю, хорошо это или плохо, но и нас он приучил не наводнять геологическую литературу скороспелыми статьями ради количества публикаций. Зато его тетрадки, обычные школьные общие тетрадки, были для нас и справочником, и учебником”. Впоследствии многие “ученики” школы В.К. Котульского сами стали крупными руководителями.

Одним из них был И.В. Галкин, которому Владимир Климентьевич предложил должность начальника участка “Кумужье-Тростниковый-Ниттис” и изложил идею о топографическом выражении жил. И именно И.В. Галкину, о котором говорили “застенчивый до робости, и непреклонный до мужества” принадлежит честь открытия на Ниттисе в 1937 г. богатых жильных руд с 5-6-процентным содержанием никеля. Это открытие, когда на Ниттисе уже почти все махнули рукой, многократно увеличило подсчитанные запасы, позволило значительно удешевить проект строительства комбината, так как не нужно было строить обоганительную фабрику. Отдавая дань упорству и настойчивости И.В. Галкина, надо помнить, что опирался он в своих поисках на авторитет Владимира Климентьевича. Магнитные же аномалии на Ниттисе выявил Л.А. Баженов.

Открытие Галкина, как ни странно, послужило поводом для дальнейших обвинений в адрес В.К. Котульского. Те же самые люди, которые упрекали его в отвлечении внимания от “перспективной Солчи” и требовавшие убрать буровые с Кумужьей и Ниттиса, стали обвинять его за то, что он якобы затягивал разведку Ниттиса. В Музее хранятся ксерокопии документа “Выводы комиссии по вопросу расследования записки В.К. Котульского “К вопросу истории открытия жил на Ниттисе” от 16.10.1938 г.” из Кировского ГАМО. Поражает жесткость и категоричность выводов: “Поставить вопрос ... о дальнейшей целесообразности пребывания на руководящей работе ... консультанта Котульского...” И в конце: “Передать весь материал следственным органам”. И это при том, что Владимир Климентьевич и так фактически был арестантом. Дело дошло до вызова комиссии из Москвы, которая, объективно разобравшись, сняла все обвинения. Конечно, 1938 г. – страшный период “ежовщины”, когда арестовывались тысячи невинных людей, но это не оправдывает тех, кто, стремясь лишний раз продемонстрировать личную преданность тираническому режиму, пытался опорочить честного ученого.

Несомненной заслугой В.К. Котульского стал и предварительный подсчет рудных запасов в Мончегундре. Современник тех событий Н.С. Зонтов писал позднее: “Результаты подсчета составляют исходную базу, на основе которой строится реальный крупный комбинат с огромными капиталовложениями. Тут недопустимы какие-либо просчеты, неправильная трактовка геологических условий. Это очень дорого обойдется государству”. У самого Н.С. Зонтова опыта в таком деле тогда не было. Он признается в одной из газетных статей: “То, что я узнал о методах подсчета в институте, оказалось далеким от практики”. Поэтому основная нагрузка легла на В.К. Котульского, и он блестяще с ней справился. Первый раз в 1935 г., когда были известны только бедные вкрапленные руды, и второй раз в 1938 г., когда было открыто месторождение на Ниттисе. Результаты подсчета запасов были утверждены ГЗК без изменений и положены в основу проектирования комбината. Это был блестящий успех, подтвержденный такими видными специалистами как главный геолог Главка А.А. Глазковский, профессора Д.И. Щербаков и А.Г. Бетехтин. Кроме того, с особенной тщательностью проверял работу по подсчету запасов председатель специальной комиссии Главка Д.Я. Суражский. Но все проверявшие убедились на месте, что месторождения действительно являются крупномасштабными и могут служить самостоятельной базой для проектирования и строительства комбината. По данным подсчета запасы составили 184824 т никеля. На то время это составляло 36 % всей рудной базы СССР.

С началом войны Владимир Климентьевич оставил Мончегорск и уехал в Норильск. Доброй памятью о нем стала рудная база комбината “Североникель”, которой хватило до 1969 г. Среди научных трудов В.К. Котульского, связанных с Мончегундрой, можно выделить 8-томную монографию, вышедшую в 1949 г. Ранее в журнале “Разведка недр” вышла его статья “Новые месторождения Мончегундры”. В памяти многих мончегорцев В.К. Котульский, ученый с мировым именем, навсегда остался человеком, олицетворяющим высокий профессионализм, трудолюбие, интеллигентность и нравственную чистоту. Учитывая его исключительные заслуги перед мончегорцами, 17 января 1986 г. Мончегорский городской совет народных депутатов принял решение: “Присвоить улице в северо-восточном районе города имя В.К. Котульского”. Наша конференция – тоже дань памяти этому человеку, вписавшему в историю Мончегорска самые первые и героические страницы.

В.К. КОТУЛЬСКИЙ И МОНЧЕ-ТУНДРА: ПРОБЛЕМЫ ИСТОРИОГРАФИИ В СВЕТЕ ИСТОРИЧЕСКОГО РЕГИОНОВЕДЕНИЯ.

А.А. Киселев

МГПУ, г. Мурманск, gtm07@mail.ru

Владимиру Климентьевичу Котульскому не повезло – он жил и работал в переломное время войн и революций и попал ни за что – ни про что в жернова мельницы политических репрессий. Выпускник Горного института в Петербурге, потом преподаватель и заведующий кафедрой полезных ископаемых этого института, старший геолог Геологического комитета, работавший в Прибалтике, Казахстане, на Алтае, в Норильске и на Кольском п-ове, был признанным специалистом по вопросам теории рудообразования. Он “был одним из инициаторов внедрения геофизических методов поисков и разведки рудных полезных ископаемых, шлиховых и минералогических исследований в СССР. Участвовал в разработке современной квалификации запасов минерального сырья” (так отмечены научные заслуги Котульского в Большой Советской Энциклопедии, т. 13, с. 292 – 293). По-доброму вспоминается В.К. Котульский и в юбилейной монографии “Ленинградский ордена Ленина и ордена Красного Знамени горный институт им. Г.В. Плеханова (1773-1973)”, а также в работах академиков И.Ф. Григорьева, М.П. Русакова и С.С. Смирнова.

Но все это написано в 70-е годы, спустя 20 лет после смерти В.К. Котульского, в пору реабилитации жертв политических репрессий. Но когда В.К. Котульский жил и работал в Монче-тундре, о нем мало говорили, а больше молчали. Его первая известная нам печатная работа по проблемам Кольского п-ова появилась в 1933 г. Называлась она “Результаты разведки и перспективы по железным рудам Кольского п-ова” и опубликована в “Трудах 1-й Заполярной геолого-разведочной конференции”. А спустя несколько лет, в 1938 г., В.К. Котульский написал большой очерк “К истории открытия жил на Ниттисе”. Вот как оценивает его летописец Мончегорска А.А. Новичков: “Отличный, обстоятельный материал! В нем не только год за годом, шурф за шурфом, скважина за скважиной прослеживаются поиски и разведка медно-никелевых руд, но и даются сведения о научно-познавательных посещениях Монче-тундры начиная с В. Рамзая, высказана не утратившая и поныне значения гипотеза о геологической природе сульфидов Заполярья. Жаль, что очерк не опубликован”. Кроме этого, А.А. Новичков сообщает, что “В.К. Котульский и его ученики на материалах Монче-тундры подготовили 8-томную научную монографию”. (Интересно, где она? – А.К.). Из довоенных публикаций заметным событием была его статья “Новые месторождения Монче-тундры”, опубликованная в журнале “Разведка недр” (Суть работы обстоятельно рассматривают его ученики Ф.И. Вольфсон и Н.С. Зонтов в статье, опубликованной в “Известиях АН СССР” (№ 6, 1969). Они отмечают: “Основные идеи, высказанные ученым по вопросам генезиса гидротермальных месторождений, а также в отношении организации научных исследований, получили дальнейшее развитие и углубление в трудах его многочисленных учеников и последователей”.

Краеведы и регионоведы Мурманска до последнего времени мало знали о В.К. Котульском. О нем нет информации и в книге В.А. Сорокажердьева “Исследователи Кольского п-ова” (Мурманск, 1979). Все это объясняется рядом факторов, главными из которых были два. Во-первых, ученый-геолог был все время под опекой ОГПУ-НКВД. В 20-е гг. его держали в тени как представителя старого (еще с царских времен) Геолкома и человека, сотрудничавшего в 1919-20-е гг. с белогвардейским правительством А.В. Колчака. В 30-е гг. он отбывал 10-летний срок наказания на Кольском п-ове сначала в Особом геологическом управлении (в 1932-1933 гг. в должности начальника), затем в тресте “Апатит” (консультантом), потом в Мончегорске на комбинате “Североникель”. В 1949 г. его арестовали по “Красноярскому” делу. И опять его имя исчезло из анналов. Во-вторых, В.К. Котульский был узким специалистом по рудным месторождениям и многие, даже работавшие рядом с ним в Мончегорске, знали о нем не много. Вот поэтому в книге В.Я. Познякова о “Североникеле” о В.К. Котульском мы находим всего несколько упоминаний. Инженер-металлург, приехавший в Заполярье в канун войны, знал его издавна. А сам В.К. Котульский, чтобы не усугубить свое сомнительное и незавидное положение “консультанта” и не подвести других сотрудников “Североникеля”, предпочитал помалкивать. Тем не менее, в монографии В.Я. Познякова мы находим ряд интересных деталей по нашей теме.

Во-первых, он дает предисторию изучения Монче-тундры (от экспедиции Б.А. Попова в 1920 г. до “набегов” А.Е. Ферсмана в 1930-1931 гг.). Автор говорит об экспедиции К. Висконта в 1922 г. и исследованиях Г.Д. Рихтера в 1929 г. Во-вторых, в книге “Североникель” дается высокая оценка деятельности В.К. Котульского на посту научного руководителя “Новпромапатита” – “крупный специалист проф. В.К. Котульский” (с. 14). В-третьих, у В.Я. Познякова дается отличная от других авторов дата начала работы В.К. Котульского в Монче-тундре в качестве главного геолога “Североникеля” (январь 1934 г.) и указывается, что профессор жил в одном из бревенчатых коттеджей на Монче с начальником строительства Н.Н. Воронцовым (с. 19). В-четвертых, автор утверждает, что именно В.К. Котульский настоял на исследовании Ниттиса и Кумужей вараки, где И.В. Галкиным и Л.А. Баженовым в начале 1937 г. были обнаружены мощные жилы богатой руды.

Все это происходило в период массовых репрессий, когда любое решение геологов могли квалифицировать как вредительство. И в то же время В.К. Котульскому, несмотря на стесненные условия существования (фактически он был под домашним арестом), удалось печататься в специальных изданиях. В шестом томе сборника “Хибинские апатиты” (1936 г.) опубликована статья “Медно-никелевые месторождения Монче-тундры”. В 1935 г. в Ленинграде вышла брошюра (75 с.) “Горные богатства Кольских тундр”, авторами которой были Л.Б.

Антонов, В.К. Котульский и П.Н. Чирвинский. В 1941 г. В.К. Котульский заявлен как автор отдела “Геология” во втором томе “Географического словаря Кольского п-ова” по разделу “Геология и полезные ископаемые Заимандровских тундр (Монче и др.)”. В 1948 г. в журнале “Советская геология” (с. 29) напечатана его статья “Современное состояние вопроса о генезисе медно-никелевых сульфидных месторождений”. А сколько работ разбросано по архивам! Нам известно, что в фондах комбината “Североникель” с 1936 г. лежала его рукопись “Геологическое описание района Монче-тундры” (об этом есть упоминание во втором томе “Географического словаря Кольского п-ова”, с. 233.). Отчеты, докладные записки, научные работы, наброски В.К. Котульского есть, вне всякого сомнения, в фондах ГАМО (коллекция документов В.И. Кондрикова), Кировского архива, ОАО “Апатит” и областного управления ФСБ. Изучить их – задача историков XXI века.

Впервые о В.К. Котульском громко заговорили в годы реабилитации жертв политических репрессий. Его имя появилось в книгах памяти, воспоминаниях друзей и сослуживцев, краеведческой литературе, специальных публикациях по геологии. В год 90-летия В.К. Котульского (1969 г.) появилась упомянутая статья Ф.И. Вольфсона и Н.С. Зонтова “Памяти профессора Владимира Климентьевича Котульского”. Она была опубликована в Изв. АН СССР, сер. геол., 1969, № 6. В книге памяти “Репрессированные геологи” (М.-Л., 1995) есть статья о В.К. Котульском, где впервые говорилось о причинах и точном времени его арестов.

Первый арест был 28 октября 1930 г. в Ленинграде. В.К. Котульский обвинялся в том, что в свое время в Сибири “организовал Геологический комитет, содержащийся на средства белогвардейского правительства, в 1925 г. вовлек в организацию некоторых местных геологов из числа руководящих работников, тормозил освоение месторождений, занимался вредительством, искажал отчетность, занижал запасы месторождений металлов, сообщил английской концессии “Лена-Голдфильдс” секретные сведения по Алтайским месторождениям”. 19 января 1932 г. коллегией ОГПУ он был приговорен по 58-й ст. (пп. 7 и 11) к 10 годам лишения свободы. Вторично В.К. Котульский был арестован 10 мая 1949 г. по “Красноярскому делу” (было сфабриковано по сигналу корреспондента “Правды”: геологи Сибири и центра обвинялись в сокрытии урановых месторождений на территории Красноярского края) и осужден 28 октября 1950 г. на 25 лет лагерей. При этапировании в Норильсклаг он и скончался.

В этой справке о В.К. Котульском из книги “Репрессированные геологи” есть, на наш взгляд, три неточности: во-первых, говоря о его экспедициях, надо исключить Кавказ, заменив его Кольским п-овом; во-вторых, по-иному выглядит деятельность Особого геологического бюро в Мурманске; в-третьих, часть работы XVII Международного геологического конгресса проходила на Мурмане, и вот тут-то (а не в Москве) появлялся В.К. Котульский с “секретарем”.

Кроме названных книг и статей исследователи проблемы “В.К. Котульский и Монче-тундра” должны знать, по крайней мере, еще две публикации:

1) В 1978 г. в “Очерках по истории геологических знаний” (вып. 19) появилась работа В.П. Нехорошева “Владимир Климентьевич Котульский (1879-1951)”.

2) Есть материалы о В.К. Котульском в книге В.И. Смирнова “Тропой геолога”, изданной в МГУ в 1992 г. (с. 76-78).

Говоря об историографии, обозначенной в научном сообщении проблемы, надо особо подчеркнуть пионерскую роль краеведа и регионоведа А.А. Новичкова. Он справедливо отмечал, что в старых книгах о Мончегорске деятельность В.К. Котульского замалчивалась, что он заслуживает должной памяти потомков. Но я не могу не возразить уважаемому автору. Я никогда не приклеивал В.К. Котульскому ярлык “политической индифферентности”, но и сейчас считаю, что ученый сторонился политики и не участвовал в общественной жизни Мончегорска. Кстати, и сам А.А. Новичков говорит: “Высказываний Котульского об Октябрьской революции и Советской власти, ни критических, ни одобрительных, я не встречал”. И попутно замечу, что в хорошей статье “Судьба профессора Котульского” есть небольшие огрехи: в одном месте инициалы академика Русакова даются как Н.П., в другом (с. 11) Н.Л.; да и цитата о В.К. Котульском из БСЭ дана неточно. Тем не менее, важно подчеркнуть, что А.А. Новичков в своем очерке о В.К. Котульском дает много ценного мемуарного материала (в т.ч. ссылается на его родственницу Л.К. Фагутову). О геологе и ученом в бытность его мончегорцем тепло вспоминают его сослуживцы и товарищи по работе. Но эти воспоминания надо разделить на две группы: кто сотрудничал и близко соприкасался с ним, и кто вспоминал по происшествии ряда лет.

А.А. Новичков вел переписку и разговаривал с В.И. Ездровой, Н.С. Зонтовым, П.В. Лялиным, М.Г. Кривенко, С.М. Рутштейном, Г.М. Шешуковой и использовал эти воспоминания. Так, главный геолог Норильского комбината Г.М. Шешукова в своих воспоминаниях писала, как В.К. Котульский учил молодых геологов Монче-тундры, как по выходным дням работал их геологический кружок. Главный геолог комбината “Североникель” П.В. Лялин сообщал, что “отказом в помощи он никого не огорчал”. Но при всем уважении к П.В. Лялину, я не могу положиться на его мемуары, ибо прямых контактов с В.К. Котульским у него, по-видимому, все же не было (ведь Лялин был тогда просто коллектором). Кстати говоря, по-разному можно оценивать и взаимоотношения В.К. Котульского и Л.Б. Антонова. Да и другие воспоминания о Котульском, особенно написанные в последние годы, требуют критического анализа. Как-никак, а философское кредо “о мертвых либо хорошо, либо ничего” действует и сейчас.

И последний момент – об использовании средств массовой информации. Их не так много, тем не менее, следующие газетные материалы могут быть полезными при исследовании проблемы:

Татур В. Страна ждала от них победы // Мончегорский рабочий. 11 апр. 1972.

Богорад Н. Встреча на улице Красноказарменной // Там же. 27 июня 1972.

Лапий С. Владимир Котульский: это улица в три дома // Там же. 16 сент. 1999.

Горюнова Е. Есть такой минерал // Там же. 21 янв. 2006.

И еще о четырех статьях о В.К. Котульском можно вспомнить.

В 1967 г. опубликован очерк бывшего мончегорца инженера В. Лебединского. К сожалению, в нем не все достоверно, даже дата смерти указана неверно, да и родился В.К. Котульский не в Одессе, а в Белостоке, и не в польской, а в русской семье.

13 апреля 1989 г. появилась еще одна статья о В.К. Котульском и М.П. Русакове в “Ленинградской правде”. Она называлась “Ответ на письмо пришел ночью”, ее написал С. Гладкий.

В 1990 г. в “Сибирской газете” № 20 (номер вышел в мае) опубликована статья Л. Виноградского “Норильск: и ненавижу, и люблю!”. Там утверждается, что В.К. Котульский был награжден орденом Ленина (я в этом сомневаюсь).

Наконец, 3-9 июля 1998 г. краевед С.Н. Дашинский дал справку о В.К. Котульском в газете “Рыбный Мурман”. Но и тут на 10 строчек текста приходится три ошибки:

1) “Руководил разведочными работами на Кольском п-ове с середины 20-х годов” (на самом деле с 1932 г., и не всеми работами).

2) “В 1929 г. был арестован” (нет, арестован в 1930 г.).

3) “После отбытия наказания заведовал спецбюро...” (тоже неверно).

Из последних журнальных публикаций, где рассказывается о В.К. Котульском, следует вспомнить подборку материалов “Первопроходцы Монче-тундры: к 65-летию Мончегорска” в альманахе “Живая Арктика”, 2002, № 1, с. 64-79.

Р.С. Когда этот материал был вчерне готов, заведующая отделом краеведческой и саамской литературы Мурманской областной научной библиотеки Е.Р. Михайлова сообщила мне данные о В.К. Котульском из Интернета. Вот они: В биографических материалах, справке о В.К. Котульском, составленной Р.И. Вербицким и Л.В. Добрыниной, в основном приводятся известные факты. Но есть и новые детали:

1) В 1930 г. В.К. Котульский был осужден по делу “О вредительской и шпионской деятельности контрреволюционных групп в геологоразведочной промышленности” (!):

2) утверждается, что в Мончегорске он “работал вне лагеря под надзором личного конвоира-лейтенанта”;

3) говорится, что “за работу по Мончегорскому и Норильскому месторождениям был награжден в 1943 г. орденом Трудового Красного Знамени” (в другой справке Интернета говорится о двух орденах – это сомнительно).

И в интернетовской списке литературы о В.К. Котульском (для написания рефератов и курсовых) нового ничего нет: те же статьи 1933, 1948 и 1969 гг.

К сожалению, в Интернете та же беда, что и в центральной прессе – авторы не знают местной, региональной, краеведческой литературы. Напомнить им об этом – задача исторического регионоведения.

В.К. КОТУЛЬСКИЙ: ФАКТЫ БИОГРАФИИ

Э.Н. Кожевникова

Клуб любителей истории Мончегорска, г. Мончегорск

Клуб любителей истории Мончегорска начал свою работу в конце 2005 г. Одной из первых тем работы Клуба была “Презентация фотоальбома В.К. Котульского”, сохранившегося в архиве А.А. Новичкова. Она была посвящена 20-летию со дня присвоения одной из улиц города имени Котульского. А.А. Новичков знал В.К. Котульского лично и на презентации поделился своими воспоминаниями, за что мы ему очень благодарны. После этой встречи созрело желание собрать больше информации об этом удивительном человеке, так как осталось много недосказанного.

Для меня В.К. Котульский всерьёз начался в 1987 г., когда в Мурманском книжном издательстве вышла книга “Не просто имя – биография страны”, которая включала в себя очерки о людях, оставивших заметный след, чьими именами названы улицы, посёлки, суда и т.д. В ней из мончегорцев оказалось всего два имени: М.М. Царевский и Н.Ф. Климентьев. Мне стало обидно за город. Я вправе считать себя его старожилом и патриотом, так как мои родители приехали в Монче-тундру в 1934 г. Я позвонила редактору книги А.Б. Тимофееву и спросила: “Почему в книге нет очерка о В.К. Котульском?”. “Значит, у вас нет такой улицы”, – ответил мне редактор. “Но такая улица есть!”

Александр Борисович не поленился и приехал в Мончегорск. Я провела его по городу. Показала ему сохранившиеся двухэтажные дома на бывшей ул. Западной, последний оставшийся коттедж на бывшей наб. Красного спорта. Мы с ним прогулялись по парку и пришли на улицу Котульского. Когда он убедился, что такая улица действительно существует, то сказал: “Собирайте материал, давайте сведения о нём”. У меня возник вопрос: “Где искать?”.

Я просмотрела все книги о Мончегорске, 5-томную Горную энциклопедию издания 1984 г., Большую Советскую Энциклопедию. В ней нашла статью о сестре Владимира Климентьевича – Елене Катульской, народной артистке СССР, солистке Большого театра, профессоре Московской консерватории. О Владимире Климентьевиче я не нашла никаких сведений и сообщила об этом А.Б. Тимофееву. Он сделал официальный запрос в мончегорский отдел культуры. Впоследствии вышло ещё четыре тома “Не просто имя – биография страны”, В.К. Котульского в них не оказалось. И этот грех несделанного остался на мне на многие годы.

Можно сказать, что эта конференция для меня – личная реабилитация. Но интереснее другое. Ведь знаки жизни мне подавала ещё и раньше. В 1973 г. в Москве в мастерской известного скульптора В. Дудника мне подарили книгу “Курс кристаллографии” 1897 г., учебная библиотека Горного института Императрицы Екатерины II, автор Евграф Федоров. Изучая биографию В.К. Котульского, я узнала, что Е.С. Фёдоров в 1908 г. пригласил Владимира Климентьевича на должность ассистента при кафедре минералогии Горного института. Он вёл практические занятия по фёдоровскому методу определения минералов в шлифах.

В своих архивах я нашла сборник “Старинные русские романсы и песни” 1961 г. под редакцией Е. Катульской. Здесь были два сомнения. Во-первых, не было отчества, во-вторых, фамилия “Катульская” была написана через “а”. В декабре 2006 г. в Санкт-Петербурге я попала на концерт “Старинный русский романс”. Выступали Н. Ширинский и А. Субботин. Н. Ширинский рассказывал о дореволюционной истории русского романса. Я написала ему записку по поводу издания этой книги и попросила назвать имя и отчество, и сказать несколько слов о Е. Катульской. Он называет: Елена Климентьевна Катульская, профессор Московской консерватории. К сожалению, он не был с ней знаком и не занимался её биографией. Но воспоминания современников о Е. Катульской были самые тёплые и добрые.

Ну, а что касается В.К. Котульского, я расскажу о нём немного как о человеке. О моей работе в Геолкоме: великолепное здание ВСЕГЕИ, построенное по замыслу Чернышёва, имя которого носит сегодня один из лучших минералогических музеев мира. Кабинет № 100. Здесь работал В.К. Котульский, к нему “не зарастала народная тропа”. Шли с радостями и горестями геологи различных специализаций, зная, что от него всегда можно получить добрый совет. Естественно, в служебное время работать не удавалось, и только в поздние вечера он ухитрялся писать научные статьи. В общей сложности им написано 72 научные работы, издана половина. Но не только научная эрудиция привлекала к нему многих. Он был человеком высокой культуры, любил и знал литературу, музыку, оперное искусство. В 20-х гг. прошлого века стал инициатором создания в Геолкоме кружка самодеятельности, на концерты которого собирались работники Геолкома, Горного института, Академии наук, университета.

Обладая хорошим голосом, Владимир Климентьевич сам принимал активное участие в концертах. Его любимой арией, пользовавшейся большим успехом, была ария из оперы “Князь Игорь” “О, дайте, дайте мне свободу!”. Здесь начинали свою карьеру такие певцы как Печковский, Рейзен, Сливинский, известные артисты Александринки: Тиме, Корчагина-Александровская, Горин-Гореинов. Всем запомнился вечер 9 февраля 1922 г., когда праздновали 40-летие Геолкома. После докладов Яковлева и Пригоровского были накрыты столы, довольно скудные, и состоялся концерт. Прекрасным был дуэт “Лапти” в исполнении Кассина и Шильникова. Их несколько раз вызывали на “бис”. В.К. Котульский вручил исполнителям по паре лаптей. Они имели реальную ценность, т.к. сапоги достать было невозможно, и известный геолог-нефтяник Калицкий самым серьёзным образом просил дирекцию снабдить его лаптями – в них удобно работать на болотах – вода не задерживается.

Несколько слов о сыне Владимира Климентьевича. Котульский жил на Монче в отдельном домике. На лето к нему иногда приезжали его жена и сын Александр, подававший большие надежды. Однажды, проходя мимо буровой, Саша пренебрежительно отозвался о работе буровых рабочих и мастеров. Владимир Климентьевич, хороший психолог и педагог, оборвал этот разговор, сказав сыну: “Завтра же пойдёшь работать на буровую и проработаешь две недели. После этого поговорим о работе буровых бригад”. Поработав с буровиками, Саша стал с уважением относиться к физическому труду. 5 февраля 1942 г. при защите Шлиссельбургской крепости, прикрывавшей от врагов “Дорогу жизни”, погиб сын В.К. Котульского Александр, студент 4-го курса Горного института, ушедший добровольцем защищать Родину. Это был жестокий удар. Только исключительное самообладание и чувство долга позволили Владимиру Климентьевичу продолжать работу.

В.К. Котульский был великолепным организатором, умело подбирал и воспитывал кадры, не случайно сотни его непосредственных учеников и помощников выросли в крупных учёных. Академики А.Г. Бетехтин, И.Ф. Григорьев, С.С. Смирнов и М.Н. Русаков, член-корреспондент Ю.А. Билибин, доктора наук, профессора и рядовые геологи получили путёвку в жизнь из рук Владимира Климентьевича.

Что касается материалов, которые я собирала во ВСЕГЕИ. Ни в одной публикации до 2003 г. о том, что В.К. Котульский был арестован и сослан на Кольский п-ов, я не нашла. Писали, что он был вынужден уехать на Кольский п-ов в связи с расформированием Геолкома и в 30-е годы занимался проблемами никеля. В 2003 г. в издательстве “Туманистика” вышла энциклопедия “Геологи и горные инженеры” А.И. Мелуа. Там написано: “Арестован в 1930 г. по обвинению в службе на пользу Колчаковской армии в период гражданской войны в Томске. Он был Вице-директором Сибирского Геолкома, финансировавшегося Колчаковским правительством”. На самом деле ситуация с арестом выглядит следующим образом. В 1916 г. остро ощущался недостаток в минеральном сырье. По инициативе В.И. Вернадского была создана Комиссия по изучению естественных производительных сил страны. Раздел “Минеральные ресурсы” поручили Геолкому и В.К. Котульский принимал активное участие в разработке плана.

В конце 1918 г. по распоряжению В.И. Ленина усилено финансирование геолкома и организованы 4 экспедиции: на Урал, в Сибирь (где уже была установлена Советская власть) и две на Алтай (А.К. Болдырев – Заряновский р-н, В.К. Котульский – Усть-Каменогорский р-н). В Петрограде был голод, многие геологи уезжали в поле с семьями. Но к осени положение изменилось. Омск был объявлен столицей Верховного правительства России адмирала Колчака. Геологи оказались заложниками, без средств к существованию. Выход был неожиданным. В составе Колчаковского правительства министром народного просвещения оказался геолог Преображенский, и при его содействии геологам удалось легализовать своё положение. В Томске при Технологическом институте был организован временный Геолком, финансируемый колчаковским правительством. Директором стал Эдельштейн, вице-директором – В.К. Котульский. По соображениям морали того времени всё было логично. Но тогда почему В.К. Котульского не арестовали в 1920 г., когда он вернулся? В то время В.И. Ленину было доложено, что он “был под Колчаком”. На что Ленин ответил: “Пусть работает”.

Далее запись: “Осуждён на 10 лет лишения свободы и сослан на Кольский п-ов, где работал начальником Особого геологического бюро. В 1933 г. в Хибиногорске – консультант треста “Апатит”. В 1934–41 гг. – консультант комбината “Североникель” в Мончегорске. Был освобождён без права проживания в крупных городах. В период Отечественной войны работал начальником научно-исследовательского сектора в Норильске, с августа 1941 года – геолог при Норильском горно-обогатительном комбинате. Внёс большой вклад в освоение процесса электролиза никеля и налаживание работы комбината в оборонных целях. В 1944 г. вернулся в Ленинград, получил учёную степень доктора геолого-минералогических наук и звание профессора. Работал в институте “Гипроникель”. Вновь арестован по “Красноярскому делу” в 1949 г. Осуждён (1950 г.) на 25 лет лагерей. Умер в 1951 г., реабилитирован 5 мая 1954 г. Его именем назван проезд в Норильске и минерал класса теллуридов – котульскит, в 1963 г.». Именем вдохновителя и руководителя поиска руд в Монче-Тундре названа одна из улиц северо-восточного района Мончегорска.

1 февраля 2007 г. Городской совет ветеранов войны, труда, вооружённых сил и правоохранительных органов, ветеранский клуб, клуб любителей истории Мончегорска и объединение “Дети войны” обратились к Председателю Совета депутатов Мончегорска Е.Б. Коклянову и в комиссию по рассмотрению предложений об установке памятных (мемориальных) досок на территории Мончегорска с ходатайством: “В связи с празднованием 70-летия Мончегорска об установке памятной (мемориальной) доски на улице Котульского”. Предложение по тексту: “Улица названа в честь Котульского Владимира Климентьевича, профессора, доктора геолого-минералогических наук. Жил и работал в Мончегорске с 1934 по 1941 год”.

Конференция подходит к концу. Но точку ставить не хочется. Много белых пятен в биографии Владимира Климентьевича Котульского. Хотелось, чтобы эстафету подхватили молодые. Есть чем заняться учителям истории и географии нашего города.

ГЕОЛОГОРАЗВЕДОЧНЫЕ РАБОТЫ НА КОЛЬСКОМ ПОЛУОСТРОВЕ СЕГОДНЯ

В.А. Павлов, И.В. Поляков

ОАО “ЦКЭ”, г. Мончегорск, cke@monch.mels.ru

За последние десятилетия направление геологоразведочных работ на Кольском п-ове коренным образом изменилось. Если раньше огромное значение играли поисковые работы на цветные металлы (медь, никель), черные металлы (железо), то сегодня приоритетными являются поиски алмазов, платиноидов, золота. ОАО “Центрально-Кольская экспедиция” проводит поисковые работы на алмазы на Терском берегу Белого моря и в центре полуострова. В его южной и юго-восточной частях ведутся работы на трех площадях: Ермаковской, Варзугской и Пулоньгской.

В пределах Ермаковской площади ранее выявлены алмазоносные кимберлитовые трубки “Ермаковская-7” и “Ермаковская-20”. На наиболее крупной трубке “Ермаковская-7”, имеющей в плане размеры 100 × 100 м, в 2000 г. пройден карьер глубиной 15 м и отобрана проба из кимберлитов весом ~ 55 т. Цель опробования – переоценка алмазоносности трубки. Работы выполнялись за счет областного бюджета. Всего было обнаружено 115 кристаллов алмаза общим весом 182.10 мг (0.91 карат), в т.ч. 19 – от 1 до 2 мм, остальные – от 0.5 до 1 мм. Вес самого крупного алмаза – 15.2 мг. Доля кристаллов ювелирного качества – 25-30 %. Полученные данные подтвердили алмазоносность кимберлитовой трубки, хотя и не имеющую пока практического значения. По опыту работ в различных регионах мира, в пределах одного куста число трубок составляет не менее 5-10. При этом промышленный потенциал даже близлежащих трубок может значительно отличаться. На этом основании можно сделать вывод, что перспективы Ермаковской площади на промышленно-алмазоносные кимберлиты весьма высоки. В пределах Ермаковской, Пулоньгской и, в меньшей степени, Варзугской площадей в четвертичных отложениях выявлен весь набор минералов-спутников алмазов (пироп, хромшпинелиды, хромдиопсид, пикроильменит). На Пулоньгской площади обнаружены три кристалла алмаза и минералы-спутники “алмазной ассоциации”. Все это повышает перспективы площадей. В центре Кольского п-ова ОАО “Центрально-Кольская экспедиция” проводит поиски алмазов на Туломо-Териберской площади между Мурманском и Оленегорском. Поисковые работы на алмазы на всех указанных объектах проводятся за счет иностранных инвесторов (Everfor Diamonds PLC). В 2006 г. завершены региональные работы по оценке алмазоносности всей Мурманской обл. В результате выделено несколько площадей, перспективных на кимберлитовые (лампроитовые) источники алмазов. Работы выполнены за счет средств областного бюджета с участием компании “De Beers”. АК “АЛРОСА” за счет собственных средств проводит поиски алмазов в юго-восточной и восточной частях Кольского п-ова на Ондомозерской и Усть-Понойской площадях.

Другим приоритетным направлением являются геологоразведочные работы на платиноиды. ОАО “Центрально-Кольская экспедиция” ведет поисковые работы в южной части Мончегорского р-на и на Волчьих тундрах. Финансируют работы зарубежные инвесторы. На рудопроявлении платиноидов Вурэчуайвенч южнее Мончегорска работы ведутся за счет средств компании “Норильский никель”. В 2006 г. завершены поиски платиноидов за счет федерального бюджета на юге Мурманской обл. на Ковдор-Зеленоборской площади. Хотя промышленных объектов и не выявлено, говорить о бесперспективности этой площади пока рано. Разведочные и поисковые работы интенсивно ведутся рядом совместных предприятий на Федорово-Панских тундрах.

В центральной части Кольского п-ова в пределах Колмозеро-Воронинской структуры компанией Black Fox проводятся поисковые работы на золото. В западной части Мурманской обл. ОАО “Центрально-Кольская экспедиция” ведет поиски графита – объект “Пестпакша”. Источник финансирования – Федеральный бюджет. Южнее Мурманска на массиве Гремяха-Вырмес ООО “Печенгагеология” заканчивает разведочные работы по оценке запасов титановых руд.

Мончегорскими гидрогеологами из ОАО “ЦКЭ” ведутся работы по оценке прогнозных ресурсов подземных вод для хозяйственно-питьевого водоснабжения Мончегорска в р-не руч. Гирино, а также по мониторингу качественного состава вод в родниках Мурманской обл.

Таким образом, перспективы Кольского края на целый ряд полезных ископаемых с каждым годом укрепляются, что позволяет с оптимизмом смотреть в будущее нам и следующим поколениям Кольских геологов.

ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ В МОНЧЕГОРСКОМ РАЙОНЕ

В.С. Пустовойтов

ОАО "ЦКЭ", г. Мончегорск

За период 1930-1938 гг. в Мончетундре, в окрестностях нынешнего Мончегорска, выявлены значительные запасы богатых жильных и бедных вкрапленных сульфидных медно-никелевых руд. Результаты разведки позволили правительству уже в 1934 г. принять решение о строительстве горнометаллургического комбината "Североникель", который 8 октября 1938 г. дал первую плавку металлического никеля. При проектировании снабжение металлургического завода предполагалось осуществлять рудой мончегорских месторождений: богатых руд "Ниттис-Кумужье" вкрапленных бедных руд "пласта 330" Сопчи, участка Нюд и других месторождений. До войны разрабатывались руды "Ниттис-Кумужье" и велись подготовительные работы на Сопче. После войны работы велись только на "Ниттис-Кумужье". В изучении руд Мончегорска принимали участие выдающиеся геологи, в числе которых ведущую роль играли академики А.Е. Ферсман и А.Г. Бетехтин, члены-корреспонденты Н.А. Елисеев и А.А. Амирасланов, доктор наук В.К. Котульский и др. Геологическое изучение района можно разделить на несколько периодов.

Первый период (1930-1937) характеризуется общегеологическим изучением района, открытием медно-никелевых месторождений и рудопроявлений, их предварительной разведкой и оценкой, созданием новой горнорудной базы никелевой промышленности. Первые находки медно-никелевых руд были сделаны в 1930 г. геохимическим отрядом акад. А.Е. Ферсмана в породах западного склона горы Нюдауйвенч. Работа А.Е. Ферсмана была доведена до конца благодаря упорному труду многих геологов. В течение 1934-1941 гг. руководил геологическими работами, разведкой и передавал молодежи свои большие знания и богатый опыт профессор, доктор геолого-минералогических наук В.К. Котульский. Можно сказать, что приоритет в открытии мончегорских руд принадлежит А.Е. Ферсману, а создание горнорудной базы – В.К. Котульскому.

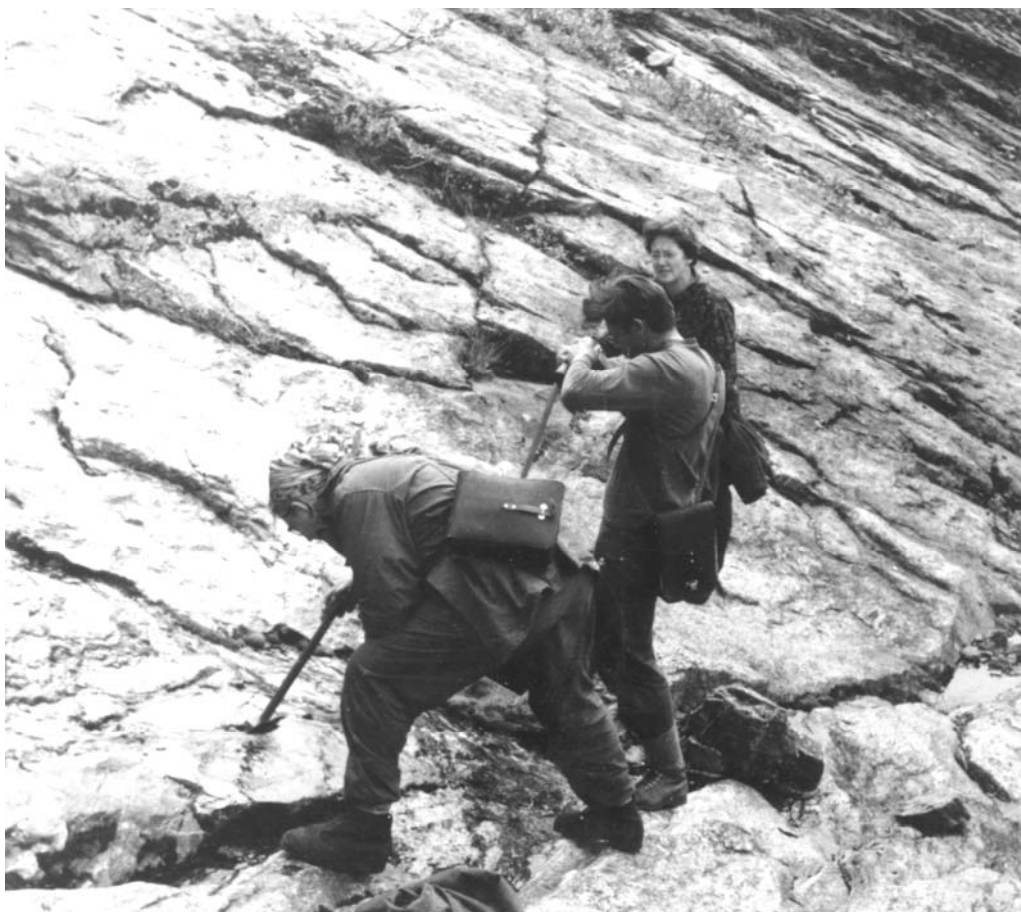
Второй период закончился в 1952-1953 гг. Он характеризуется детальным изучением месторождений и рудопроявлений приповерхностных руд никеленосного плутона. В 1947 г. под руководством В. К. Котульского в институте "Типроникель" проведена обработка всех геологических материалов по Монче-тундре. Результатом этой работы стала 8-томная монография "Монче-тундра и ее месторождения медно-никелевых руд". Отметим предсказания В.К. Котульского о возможности нахождения слепых сульфидных жил в массиве Сопча, расположенных вдоль его оси. В тоже время работами этого этапа был сделан вывод об очень малой вероятности обнаружения новых медно-никелевых месторождений на больших глубинах.

Третий период завершился в 2001 г., характеризуется изучением глубинной структуры Мончеплутона и поисками глубинного оруденения. Доказано, что перспективы выявления промышленных руд в Мончеплутоне не исчерпаны. Так, буровыми работами установлено комплексное медно-никелевое с ЭПГ оруденение в осевой части подошвы массива НКТ, а также в юго-восточном ответвлении жильного поля от г. Ниттис к оз. Сопча. При проведении глубинных геофизических исследований Мончегорского р-на в 2000-2003 гг. выявлен ряд аномалий в Островском массиве, в осевой части Мончетундровского массива, а также на его восточном фланге, отождествляемые с залежами медно-никелевых руд.

Четвертый период, продолжающийся до сего времени, характеризуется поисками малосульфидных платинометалльных руд. Этому способствуют находки малосульфидных платинометалльных руд в расслоенных массивах Мончегорского и Кировско-Апатитского районов и высокая стоимость этих металлов на мировом рынке. Перспективными объектами являются рудопроявления в массивах Умбареченского (Имандровского) интрузивного комплекса, Мончетундровского и Волчьетундровского массивов (есть находки ЭПГ и в Чунатундровском массиве). В качестве объектов поисков последнего времени выбраны крупные Имандровский (г. Ягельная, Девичьетундровский и условно отнесенный к нему Островской массивы), Мончетундровский и Волчьетундровский комплексы. В них проводятся поиски и предварительная оценка платинометалльных, железотитан-ванадиевых, хромовых и медно-никелевых руд. В этом году заканчиваются поиски и начинается оценка выявленных проявлений платинометалльных руд. На всех перечисленных объектах выявлены значительные содержания ЭПГ, качество и количество которых будет определено в ходе оценочных работ.

Мончегорский район обладает значительным рудным потенциалом. Отработанные приповерхностные медно-никелевые руды составляют лишь небольшую часть от ресурсов глубоких горизонтов. Учитывая ресурсы платинометалльных руд, а также наличие месторождений и проявлений хромовых, высокованадиевых титаномагнетитовых руд и других видов минерального сырья, Мончегорский район может играть одну из ведущих ролей в развитии горной промышленности России.

ГЕОЛОГИЯ И ПЕТРОГРАФИЯ



СУБЩЕЛОЧНОЙ МАГМАТИЗМ КЕЙВСКОЙ СТРУКТУРЫ

В.Р. Ветрин

Геологический институт КНЦ РАН, Анапты, vetrin@geoksc.apatity.ru

В центральной части Кольского п-ова расположена крупнейшая в мире неогархейская провинция щелочных гранитов и граносиенитов, площадь которой превышает 2500 км². Большой вклад в изучение щелочных гранитоидов сделан И.Д. Батиевой и И.В. Бельковым, на протяжении ряда лет производивших изучение геологического строения и вещественного состава гранитоидов [1, 2]. По их мнению, происхождение щелочных гранитоидов обусловлено процессами дифференциации магмы толеит-базальтового состава в условиях длительной тектонической стабилизации. Ими показано, что эволюция аптаитовых расплавов приводила к накоплению в породах летучих компонентов, а также редких элементов Zr, TR, Nb, Ta, Rb, Sn и др., определявших металлогеническую специализацию гранитоидов.

Преобладающая часть массивов, сложенных лепидомелан-феррогастингситовыми и эгирин-арфведсонитовыми гранитами, приурочена к Кейвской структуре, представляющей собою складчато-глыбовый грабен, в котором выделяются нижний и верхний структурные ярусы. Щелочные граниты прорывают породы нижнего структурного яруса, сложенного главным образом тоналитовыми гнейсо-гранитами и метавулканиками дацит-риолитового состава. U-Pb возраст массивов по циркону¹ от 2674 ± 6 (Зап. Кейвы) до 2751 ± 41 млн. лет (Понойский массив [3]). С щелочными гранитами пространственно ассоциируют породы основного состава, возраст которых 2740-2660 млн. лет [3, 4]. При изучении западной части Кейв нами установлено, что формированию щелочных гранитов предшествовало внедрение субщелочных расплавов среднего и кислого составов. Образование пород субщелочного и щелочного составов происходило в интервале ~ 10 млн. лет.

Среди субщелочных пород выделены следующие магматические комплексы (от ранних к поздним):

- амфибол-биотитовых латитов-кварцевых латитов-трахириодацитов,
- амфибол-биотитовых кварцевых монцонитов-кварцевых сиенитов-субщелочных гранитов,
- амфибол-биотитовых трахидацит-трахириодацит-риодацитов,
- пироксен-амфибол-биотитовых порфировидных гранитов.

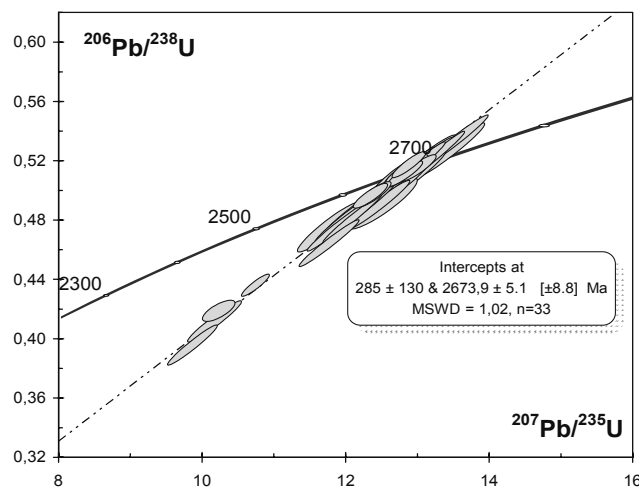


Рис. 1. Конкордия для циркона из пород латит-монцонит-гранитной ассоциации.

Первые два характеризуются близким составом магматических производных, связаны между собой постепенными переходами, имеют аналогичный возраст (латит - 2675 ± 9 млн. лет, кварцевый монцонит и кварцевый сиенит - 2672 ± 7 млн. лет), и образуют единую **латит-монцонит-гранитную вулcano-плутоническую ассоциацию** с возрастом 2674 ± 5 млн. лет (рис. 1). Породами ассоциации образованы реликтовые участки и массивы площадью до 8 км². К породам эффузивной фации относятся равномернозернистые или порфировидные породы с аллотриоморфнозернистой, granoфиновой и микродолеритовой структурами. В латитах вкрапленники образованы лейстами плагиоклаза, их количество не превышает 15-20 %. В кварцевых латитах вкрапленники наряду с плагиоклазом представлены кварцем и калиевым полевым шпатом. Структуры пород интрузивной фации - монцонитовая, микропегматитовая, порфировидная, осложненные бластезом и перекристаллизацией. Главные породообразующие минералы: кварц, плагиоклаз (от 35-40 % An в центре до 25-27 % An в краевых частях зерен), калинатровый полевой шпат (промежуточный ортоклаз), биотит (F = 59-67), роговая обманка (ферроэденит, F = 60-71), иногда пироксен (диопсид, F = 36-58). Акцессорные минералы: магнетит, ильме-

¹ Здесь и далее значения U-Pb возрастов цирконов по данным изучения на ионном микрозонде SHRIMP-II, С.-Петербург.

нит, пирит, циркон, титанит, эпидот, апатит, алланит, гранат, гематит, молибденит и рутил. Содержание кремнезема в породах 55-75 мас. % и на диаграммах Харкера образуют непрерывные линейные тренды с четко проявленной обратной корреляцией между SiO_2 и TiO_2 , FeO , CaO , MgO , P_2O_5 , выдержанным содержанием Al_2O_3 (12-14 %) и увеличением концентраций Na_2O и K_2O по мере увеличения кремнекислотности. Указанные особенности состава свидетельствуют о происхождении пород из расплавов, образованных в процессе кристаллизационной дифференциации с обособлением амфибол (пироксен) – титанит – апатитовых рествитов. Содержание кварца в кварц-ортоклаз-микропегматитовых сростаниях 39-40 % что определяет давление воды при образовании пород интрузивной и эффузивной фаций ≤ 0.5 кбар. Спектры распределения РЗЭ в них имеют пологий наклон ($\text{La/Yb} = 6-12$) и характеризуются отчетливой отрицательной европиевой аномалией ($\text{Eu/Eu}^* = 0.4-0.8$), что приближает их к щелочным гранитам. По сравнению с континентальными и кварцевыми латитами [5] породы латит-монцонит-гранитной ассоциации обогащены тяжелыми РЗЭ и по концентрациям преобладающего количества редких элементов занимают промежуточное положение между составами континентальных латитов и щелочных гранитов. Установлено существенное обогащение пород молибденом (до 22 ppm), чем обусловлено появление акцессорного молибденита. Повышенные концентрации цинка (до 150 ppm) и кадмия (до 0.36 ppm), возможно, обусловлены наличием акцессорного сфалерита.

Комплекс амфибол-биотитовых трахидацит-трахириодацит-риодацитов сложен метаэффузивными и субвулканическими породами повышенной или нормальной щелочности. Структуры пород порфировидные, часто с хорошо выраженным идиоморфизмом плагиоклаза, и аллотриоморфные, свидетельствующие о быстрой кристаллизации расплава. Зерна решетчатого микроклина имеют плавные, округлые линии ограничения на границе с зернами кварца, что может характеризовать их равновесность. Амфибол образует удлиненные, часто скелетные кристаллы, ассоциирующие с зернами акцессорных минералов и включающие мелкие зерна полевых шпатов и кварца. Пластины биотита образуют параллельные сростки с кристаллами амфибола и обособленные кристаллы, плеохроирующие в буровато-желтых тонах. Акцессорные минералы: титанит, эпидот, циркон, апатит, алланит, молибденит. Циркон образует светло-коричневые, бесцветные кристаллы цирконового типа от 0.5 до 0.05 мм, $h:l$ от 1:1 до 1:3, редко до 1:5. В иммерсии и на катодолюминесцентных снимках кристаллы прозрачные, полупрозрачные, для их части установлена хорошо проявленная осцилляторная зональность. Во внутренних частях кристаллов имеются включения мелких кристалликов циркона и темноцветных минералов. Возраст циркона 2667 ± 8 млн. лет (рис. 2), что рассматривается как время магматической кристаллизации пород комплекса.

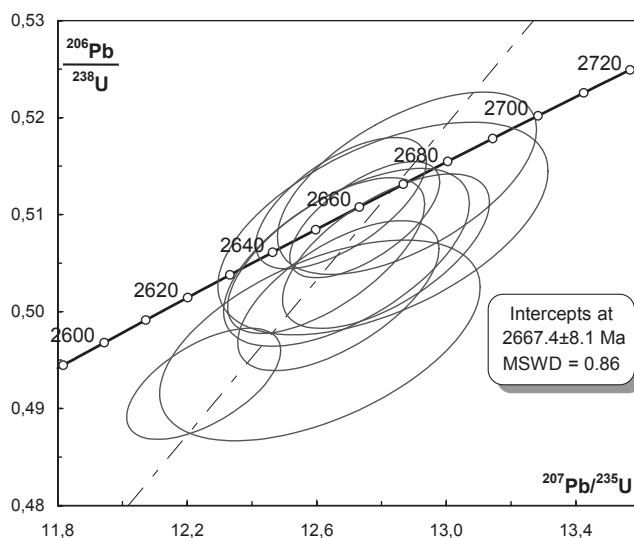


Рис. 2. Конкордия для циркона из амфибол-биотитовых трахидацит-трахириодацит-риодацитов.

На петрохимических диаграммах в координатах “ SiO_2 – порообразующий осид” фигуративные точки гранитоидов образуют тренды, сходные с линиями эволюции составов пород латит-монцонит-гранитной ассоциации. Исключение составляет глинозем, количество которого уменьшается при увеличении концентрации SiO_2 , что может свидетельствовать об участии плагиоклаза при образовании рествитов в процессе кристаллизационной дифференциации исходного расплава.

Комплекс пироксен-амфибол-биотитовых порфировидных гранитов представлен крупнозернистыми неравномернозернистыми породами, образующими трещинные интрузии площадью до 100 км^2 . Они состоят из порфировых вкрапленников микроклин-пертита и плагиоклаза до 2-3 см в длину и основной массы кварц-полевошпатового состава и аллотриоморфнозернистой структуры. В межзерновых промежутках вкрапленников располагаются темноцветные минералы – биотит, амфибол, реже моноклинный пироксен, как правило образующие линзовидные скопления. К местам скопления темноцветных минералов приурочены кристаллы и зерна акцессориев – циркона, сфена, рудного минерала, апатита. Кристаллы калиевого полевого шпата вкрапленни-

ков представлены крипторешетчатым микроклин-пертитом, количество которого не менее 30 %. Во внутренних частях кристаллов находятся включения кварца и полевого шпата, пойкилитовые кристаллики амфибола. Пертиты часто имеют резко удлинённую форму и ориентированы субпараллельно, что может свидетельствовать о кристаллизации вкрапленников в поле напряжений, обусловленном подъёмом расплава. Зерна вкрапленников плагиоклаза по размерам всегда уступают кристаллам калиевого полевого шпата, часто находятся в его внутренних частях с образованием структур антирапакиви. Биотит плеохроирует в зеленых тонах, ассоциирует с кристаллами амфибола. Амфибол – субщелочного состава, плеохроизм от индигово-синего по Ng до желтоватого по Nr, часто образует пойкилитовые кристаллы, включающие кварц-полевошпатовые агрегаты главной массы породы. Пироксен наблюдается в столбчатых или неправильной формы кристаллах, плеохроизм слабый, от синевато- до светло-зеленого. Циркон образует светло-коричневые, розоватые, бесцветные кристаллы цирконового типа, размер от 1.0 до 0.05 мм, $h:l$ от 1:3 до 1:5. Кристаллы часто трещиноватые, с включениями темноцветных минералов. На катодолюминесцентных снимках отчетливо проявлена тонкая осцилляторная зональность. U-Pb возраст циркона 2673 ± 10 млн. лет (рис. 3) и интерпретируется как возраст кристаллизации гранитов. На концентрационных диаграммах “ SiO_2 – породообразующий оксид” граниты комплекса характеризуются особенностями, аналогичными породам комплекса амфибол-биотитовых кварцевых сиенитов-гранитов.

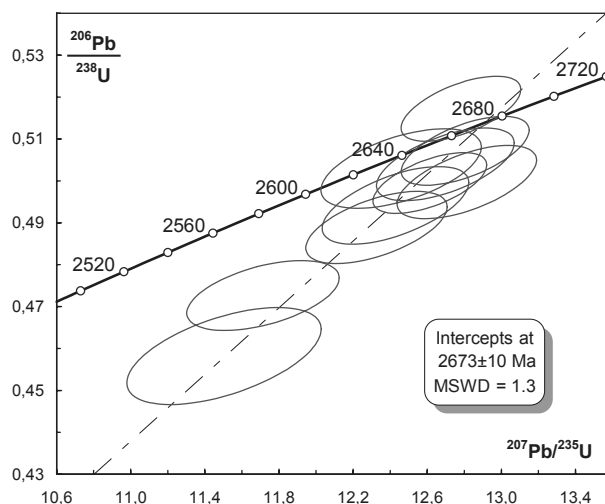


Рис. 3. Конкордия для циркона из пироксен-амфибол-биотитовых порфировидных гранитов.

С целью сопоставления состава и возраста рассмотренных выше субщелочных пород со щелочными гранитами были изучены эгирин-арфведсонитовые граниты находящегося южнее массива Белые Тундры площадью $\sim 240 \text{ км}^2$ [1]. Под микроскопом щелочные граниты характеризуется наличием вкрапленников пертитового калиевого полевого шпата и аллотриоморфной главной массы кварц-полевошпатового состава. Темноцветные минералы представлены роговой обманкой и эгирином, местами биотитом. Роговая обманка – арфведсонит – плеохроирует от зеленовато-синего до желтоватого цветов и образует кристаллы до 1 см, а также агрегаты между порфировыми вкрапленниками полевых шпатов. С темноцветными минералами ассоциируют зерна акцессорных минералов: титанита, апатита, циркона, который образует бесцветные, розоватые кристаллы цирконового типа, $h:l$ от 1:3 до 1:5, размер 0.2-0.05 мм, иногда с включениями темноцветных минералов. Кристаллы с зональностью осцилляторного типа образованы гранями призмы {110}, пирамиды {111} и морфологически сходны с цирконами из рассмотренных выше субщелочных пород. U-Pb возраст циркона 2674 ± 10 млн. лет и отражает время кристаллизации гранитов (рис. 4). Полученное значение на 20 млн. лет больше возраста, определенного Т.Б. Баяновой U-Pb изохронным методом для щелочных гранитов массива Белые Тундры, но совпадает с возрастом цирконов из расположенного севернее массива щелочных гранитов Зап. Кейвы (2674 ± 6 млн. лет, Баянова, 2004). На диаграммах Харкера щелочные граниты завершают эволюционные тренды составов амфибол-биотитовых кварцевых сиенитов-гранитов и пироксен-амфибол-биотитовых порфировидных гранитов, что может свидетельствовать, вероятно, о происхождении щелочногранитных расплавов в ходе внутрикоревой дифференциации магм, исходных для комплексов субщелочных пород.

Таким образом, время образования латит-монзонит-гранитной ассоциации определено в 2674 ± 5 , амфибол-биотитовых трахидацит-трахириодацит-риодацитов – 2667 ± 8 , пироксен-амфибол-биотитовых порфировидных гранитов – 2673 ± 10 и щелочных гранитов массива Белые Тундры – 2674 ± 10 млн. лет. Близкий U-Pb возраст геологически разновозрастных пород свидетельствует о том, что их формирование происходило в узком временном интервале, не превышавшем ошибку определения возраста (~ 10 млн. лет). Помимо близких значений возраста, рассматриваемые комплексы субщелочных и щелочных пород характеризуются близкими особенностями изменения состава, что выражено в образовании ими аналогичных эволюционных трендов, ко-

нечным членом которых являются щелочные граниты. Как указывалось выше, в пределах Кейвской структуры со щелочными гранитами пространственно ассоциируют близкие по возрасту породы основного состава – габбро-анортозиты, габбронориты, габбро. Это позволяет для объяснения формирования субщелочных и щелочных пород региона предложить гипотезу мантийно-корового взаимодействия. Образование субщелочных расплавов предполагается при плавлении пород коры в верхних частях камер, образованных расплавами мантийного генезиса, связанных с астенолитом, поднявшимся к основанию коры. Для палингенных расплавов, долгое время находившихся в кровле кристаллизующихся камер, выполненных базальтовыми расплавами и производными их кристаллизации – габбро-анортозитами и габброноритами, создавались благоприятные условия для кристаллизационной дифференциации, приводившей в итоге к формированию щелочных гранитов.

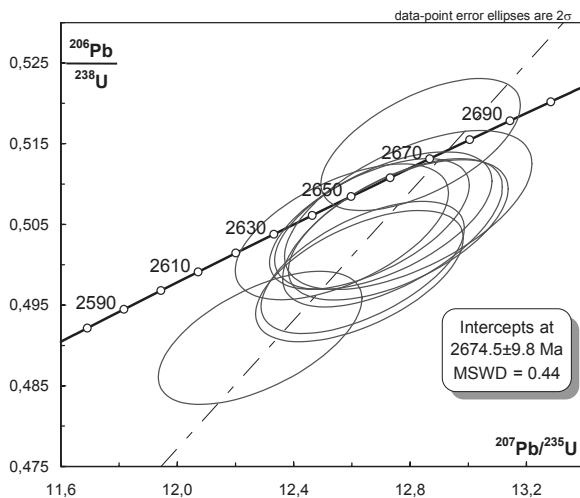


Рис. 4. Конкордия для циркона из щелочного гранита массива Белые Тундры.

Исследования выполнены по гранту РФФИ 07-05-00100, госконтракту АЛ-02-06/32 и программе 4-ОЗ приоритетных исследований ОНЗ РАН.

Список литературы

1. Батиева И.Д. Петрология щелочных гранитоидов Кольского полуострова. Л.: Наука, 1976. 224 с.
2. Бельков И.В. Акцессорные минералы гранитоидов Кольского полуострова. Л.: Наука, 1979. 184 с.
3. Баянова Т.Б. Возраст реперных геологических комплексов Кольского региона и длительность процессов магматизма. С.-Пб: Наука, 2004. 174 с.
4. Ветрин В.Р. и др. Меланократовые включения и петрогенезис щелочных гранитов Понойского массива (Кольский п-ов) // Геохимия. 1999. № 11. С. 1178-1190.
5. Таусон Л.В. и др. Геохимия мезозойских латитов Забайкалья. Н.: Наука, 1984. 215с.

ПЕТРОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ОСНОВНЫХ ИНТРУЗИВОВ ЮГО-ВОСТОКА БЕЛОМОРСКОГО ПОДВИЖНОГО ПОЯСА, КОЛЬСКИЙ РЕГИОН

Р.М. Галимзянова

Геологический институт КНЦ РАН, Анапты, raisa@geoksc.apatity.ru

Раннепротерозойский период эволюции земной коры Кольского региона характеризуется мощной интрузивной деятельностью, сформировавшей многочисленные интрузивы основного и ультраосновного состава – производных двух главных магматических импульсов с возрастом 2.4-2.5 и 2.0 млрд. лет. Интрузии наиболее широко представлены в структурах палеорифта Печенга-Имандра-Варзуга протяженностью свыше 500 км и Беломорского подвижного пояса [1, 3]. В целом ранняя группа интрузий объединяет расслоенные интрузивы перидотит-пироксенит-габброноритов, лерцолит-габбронориты, анортозиты и многие малые тела того же состава (друзиты). них типичны крупные размеры, широкий – от магнезиальных до железистого – спектр составов дифференциатов и платинометалльная минерализация. Интрузии второй группы меньших размеров, наиболее типичны для Печенги (габбро-верлиты) и гранулитового пояса (лерцолит-вебстерит-габбронориты), характеризуются малыми размерами, невысокой дифференциацией и никелевой специализацией.

Основные интрузивы юго-востока Беломорского пояса (Терский блок) размером от 3000 м² до 75 км², как правило, приурочены к узлам сопряжения крупных тектонических нарушений, имеющих вид депрессий диаметром от 7 (Песчаноозерская) до 35 км (Ондомозерская). Здесь также представлены две группы тел: предположительно сумий – габбро и пироксениты (кукшинский комплекс) и сарилий-людиковый – перидотит-пироксениты (массивы Подземельный и Фомкин). Для Ондомозерского, Песчаноозерского и Пялочноозерского массивов, ранее относимых к сумию, установлен возраст 1.9 млрд. лет, как и для интрузивов Печенги. Вместе с тем, в них не выявлены существенные концентрации Ni, что предполагает поиск критериев для петрохимической типизации интрузивов одного и того же возраста Терского блока. В данной работе приведены результаты сопоставления петрохимических характеристик пород Ондомозерского и Пялочноозерского массивов и эталонных интрузивов раннего протерозоя Кольского региона.

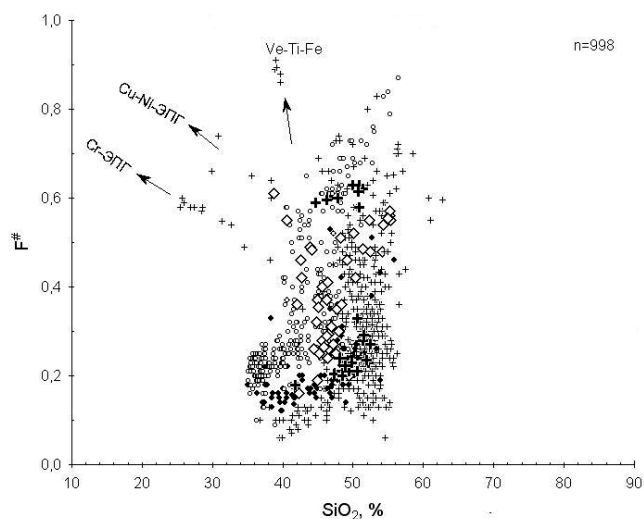


Рис. 1. SiO₂ vs Fe[#] в породах основных массивов Терского блока и типовых интрузивных комплексах раннего протерозоя Кольского региона.

Массивы: 1 – Ондомозерский; 2 – Пялочноозерский; 3 – Беломорского подвижного пояса (Застейд, Суэнлагаш, Юнгес, Плотиный, Фомкин ручей, стрельнинский комплекс); 4 – печенгский и нясюкский комплексы габбро-верлитов; 5 – Имандра-Варзугской зоны (Мончегорский, Федорово-Панский, Имандровский расслоенные интрузии, г. Островской). Стрелки указывают тренды рудных фракционатов: Cr-ЭПГ – платиноидно-хромовых, Cu-Ni-ЭПГ – платиноидно-сульфидных, V-Fe-Ti – титано-магнетитовых, (n – общее количество химических анализов).

Ондомозерский комплекс расположен в центральной части Терского блока, где протягивается на расстояние до 18 при ширине 8 км и в целом полого (5-45°) погружается на ЮЗ. Его дифференцированная серия представлена оливиновыми габбро (450 м) и кварцевыми габброноритами двух фаз внедрения. Оливиновые габбро содержат прослои анортозитов от 3-45 см до 10 м, пегматоидных клинопироксенитов и феррогаббро с Fe-Ti оруденением, реже троктолитов и перидотитов. Они содержат 5.2-10.5 % оливина (Ol₂₅) с низким содержанием Ni (0.08 мас. %), 28.3-52.9 клинопироксена, 18.2-67.9 битовнита, Fe-Ti оксидов и 0.1-9.2 сульфидов, подчиненный ортопироксен (1.1-3.0). Для пород типичны двуслойные венцовые каймы на контакте битовнита с оливином, пироксеном и магнетитом: внутренняя паргаситовая (f[#] = 21.1-23.6 %), внешняя – плеонаст-паргаситовая. Анортозиты содержат до 99.1 % плагиоклаза (90% An), плагиоклинопироксениты – 79.4 % клинопироксена, а троктолиты – 41.9 % оливина (Ol₂₁). Бурый магматический гадингсит (f[#] = 20.9 %) преобладает в троктолитах и феррогаббро (15 %). Кварцевые габбронориты поздней фазы (150 м) залегают выше по разрезу и содержат 15.0 % ортопироксена (Orх₃₉), 9.9-26.5 % клинопироксена (Срх₂₆) и 55.5-74.1 % лабрадора (57 % An), биотит, кварц, ильменит и апатит. Суммарное содержание кислой компоненты (Qtz, Zrn, Bt, Ap) в кровле массива возрастает до 24.6 %, здесь состав пород отвечает габбро, и затем – диоритам. На площади интрузива выявлены колчедан-

ное пирит-пирротинное (0.13 % Ni, 1.02 г/т ЭПГ, 0.9 г/т Ag) и стратиформное Fe-Ti оруденение (6.42 г/т ЭПГ, 4.3 г/т Pd, 1.47 г/т Ag в сульфидном концентрате).

Пялочноозерский интрузив площадью 70 км² залегает в 8 км южнее восточного замыкания пояса Имандра-Варзуга среди эндрбитов и гранулитов. В структурном плане блок гранулитов в виде СВ ассиметричного тела протяженностью 16 и шириною 1-6 км полого (5-30°) надвинут на гнейсы позднего архея и тектонически нарушен без сохранения первичных контактов всех пород. В разрезе интрузива (снизу вверх) сменяются плагиолерцолиты, оливиновые плагиовестериты (6-10 м); габбронориты (100 м) и габбро. Плагиолерцолиты пойкилитовой структуры помимо 5-15 % ортопироксена (Orx_{20.8}), 75-80 оливина (Ol₂₃) и 10-15 плагиоклаза (44 % An) содержат акцессорные алюмошпинель (7.7 % Cr₂O₃, 0.3 % NiO), плеонаст (1.9 % Cr₂O₃, 0.3 % NiO) и пирротин (0.3 % NiO). В вестеритах присутствуют также ильменит и бурый гастингсит (2.5 % TiO₂, 0.6 % Cr₂O₃), габброноритах – 40-45 % лабрадора (54.3-61.6 % An), орто- (Orx₃₂) и клинопироксены (Cpx₂₂), 1-5 % оливина, апатит, кварц и сульфиды; габбро – 2-5 % лабрадора, 5-7 % кварца, 25-30 % клино- и 5-10 % ортопироксена, 45-50 % плагиоклаза и 0.5 % Fe-Ti оксидов. Все породы претерпели метаморфизм в условиях гранулитовой, гранат-амфиболитовой и амфиболитовой фаций.

Минералогические критерии выбора сходных формаций Кольского региона основаны на минеральном составе типоморфных ультраосновных членов породных серий, например, ортопироксенит – клинопироксенит и т.п. Петрохимические особенности определялись на основе анализа 998 химических анализов [5], оригинальных и опубликованных для эталонных объектов возрастом 2.4-2.5 млрд. лет – Мончеплутона, Федорово-Панского, Имандровского расслоенных интрузивов; 1.9 млрд. лет – массивов Застейд, Суэнлагаш, Плотичий и Юнгес гранулитового пояса, печенгского и нясюкского комплексов. Результаты сопоставления даны на рис. 1-4. Как видно, параметры перечисленных массивов образуют три автономных поля (с некоторой степенью перекрытия), что обусловлено, прежде всего, различиями соотношений в исходных расплавах CaO, MgO и FeO (доли клинопироксена в модалном и минеральном составах), Fe₂O₃ и TiO₂. Ондомозерский и Пялочноозерский массивы при отмеченных минералогических особенностях образуют с массивами гранулитового пояса единое поле составов, промежуточное между расслоенными интрузивами сумия и интрузиями печенгского типа. В целом Ондомозерский и Пялочноозерский интрузивы с учетом наличия в минеральном составе магматического титанистого амфибола сходны массивам габбро-лерцолит-вестеритовой формации Плотичий, Застейд, Суэнлагаш и Юнгес Лапландско-Колвицкого гранулитового пояса, а также массивам участка Фомкин ручей западной части Терского блока. Sm-Nd возраст массива Суэнлагаш этой группы 1.89 млн. лет [6].

На диаграммах F[#] vs SiO₂ и K_{hy} vs Sum_{Fsp} фигуративные точки массивов закономерно наращивают оливин-клинопироксеновый тренд дифференциации. Для них характерны невысокие значения пироксенового модуля K_{hy} в отличие от расслоенных интрузивов. Породы относятся к оливин- и кварц-нормативным магматитам натрового уклона, нормальной щелочности, умеренной и повышенной железистости (0.26-0.55 мол. %), недосыщены SiO₂ и обогащены TiO₂ (0.25-1.48 %). Такие черты отличают производные оливиновых базальтов [2]. Вместе с тем Ондомозерский интрузив в отличие от Пялочноозерского по насыщению SiO₂ близок к породам печенгского комплекса (рис. 1, 3), что с учетом существенных различий концентраций Ti и Ni не позволяет ставить их в один ряд. Заметно повышенные концентрации Cr в оксидах и силикатах Пялочноозерского интрузива в отличие от Ондомозерского, близки габбро-пироксенитам стрельнинского комплекса, широко представленного в Терском блоке.

Все это в совокупности указывает на существенные химические и металлогенические различия интрузивов Терского блока, обусловленные, по-видимому, особенностями эволюции магм на уровне глубинных очагов в период 1.9 млрд. лет. Приведенные петрохимические данные позволяют отнести изученные интрузивы к габбро-лерцолит-вестеритовой (Ондомозерский) и габбро-пироксенитовой стрельнинской (Пялочноозерский) формациям среднего-позднего карелия. Он знаменует следующий после сумийского переломный момент в эволюции карельского магматизма, обусловленного сменой предрифтогенного режима на собственно рифтогенный в пределах пояса Печенга-Имандра-Варзуга [2, 4].

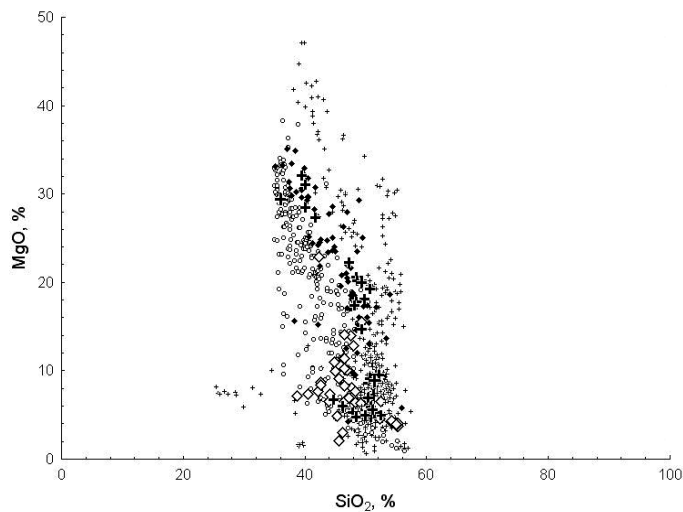


Рис. 2. SiO₂ vs MgO (%) для интрузивных комплексов раннего протерозоя Кольского региона (998 проб). Условные обозначения см. на рис. 1.

Рис. 3. $F^\#$ vs TiO_2 (%) для интрузивных комплексов раннего протерозоя Кольского региона (998 проб).

1 – Ондомозерский, 2 – Пялочноозерский массивы, 3 – интрузивы гранулитового пояса, 4 – печенгской структуры, 5 – расслоенные интрузивы.

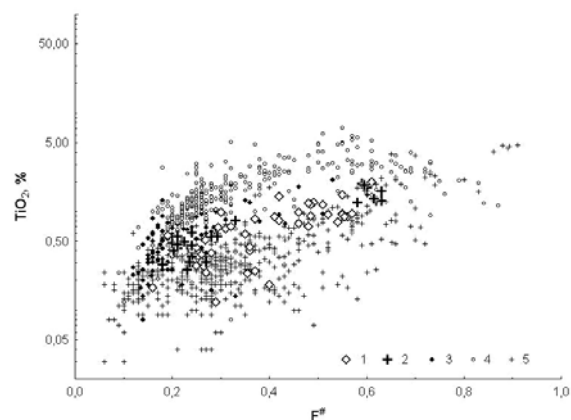
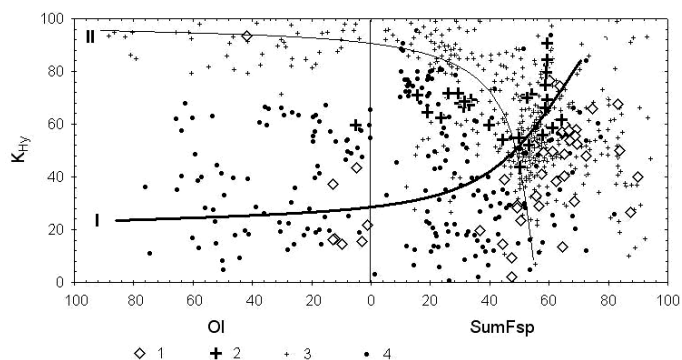


Рис. 4. Соотношения минеральных коэффициентов (K_{Hf}) – OI – $SumFsp$ (Дубровский, 1998) для интрузивов раннего протерозоя Кольского региона.

1 – Ондомозерский, 2 – Пялочноозерский массивы, 3 – расслоенные интрузивы сумия (Мончеплутон, Федорово-Панский, Имандровский, г. Островской), 4 – печенгский и няяснонский комплексы, массивы гранулитового пояса (Застейд, Суэнлагаш, Юнгес, Плотичий), ЮВ части Беломорского пояса (Фомкин ручей, Стрельнинский комплекс).



Работа выполнена при финансовой поддержке ОНЗ РАН (программа 2-ОЗ) и РФФИ (проект 03-05-64257 а).

Список литературы

1. Имандра-Варзугская зона карелид (геология, геохимия, история развития). Л.: Наука, 1982. 280 с.
2. Докучаева В.С., Ефимов М.М. Петрологические критерии оценки никеленосности раннепротерозойского (сумийского) гипербазит-базитового магматизма Кольского полуострова // Никеленосность базит-гипербазитовых комплексов Карело-Кольского региона. Апатиты: Изд. КФ АН СССР, 1988. С. 11-14.
3. Радченко А.Т., Балаганский В.В., Басалаев А.А. и др. Объяснительная записка к Геологической карте северо-восточной части Балтийского щита М 1:500 000. Апатиты: КФ АН СССР, 1994. 95 с.
4. Смолькин В.Ф. Коматиитовый и пикритовый магматизм раннего докембрия Балтийского щита. СПб., 1992. 217 с.
5. Химические анализы пород базит-гипербазитовых комплексов докембрия Кольского полуострова. Апатиты: КФ АН СССР, 1982. 212 с.
6. Mitrofanov F.P., Balashov Yu.A. (eds.). Geochronology and genesis of layered basic intrusions, volcanites and granite-gneisses of the Kola Peninsula. Apatity: GI KSC RAS, 1990. 48 p.

ПРОБЛЕМЫ ФОРМИРОВАНИЯ И МИНЕРАГЕНИИ РЫХЛОГО ПОКРОВА КОЛЬСКОГО РЕГИОНА В ТРУДАХ АКАДЕМИКА А.В.СИДОРЕНКО И ЕГО ПОСЛЕДОВАТЕЛЕЙ

В.Я. Евзеров

Геологический институт КНЦ РАН, Анапты, yevzerov@geoksc.apatity.ru

В 1956-1958 гг. А.В. Сидоренко [1, 2] установил широкое развитие остатков древних кор выветривания и синхронных им континентальных отложений в Кольском регионе и сформулировал два важнейших следствия сохранности этих останков:

- ледниковая экарация проявилась в гораздо меньшей степени, чем считалось ранее;
- месторождения полезных ископаемых могут быть обнаружены как в корях выветривания, так и в перекрывающих их четвертичных отложениях.

Дальнейшие исследования подкрепили их фактическим материалом. В результате были решены не только принципиальные палеогеографические вопросы, но и пополнен арсенал месторождений северо-восточной части Балтийского щита.

Минерагения рыхлого покрова Балтийского щита

Разработкой проблемы минерагения рыхлого покрова Балтийского щита занимались сотрудники Геологического института Кольского филиала (ныне научного центра) Академии наук А.П.Афанасьев, А.В.Атаманов, А.Д. Арманд, М.К. Граве, В.Я. Евзеров, А.А.Никонов, Северо-Западного геологического управления – Б.В. Афанасьев, И.И. Киселев, В.Я. Прозоров, А.С. Лихачев, Б.И. Сулимов, Ленинградского горного института – В.И. Терновой, Института геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии – П.П. Токмаков и многие другие. Мы остановимся только на основных результатах проведенных работ.

На основе детальных исследований продуктов выветривания пород Балтийского А.П. Афанасьев [3] выделил коры выветривания двух типов: линейную каолиновую, формировавшуюся на неплененизированной поверхности Балтийского щита в мезозое, и более молодую площадную гидрослюдистую, образовавшуюся в неогене при педипланации. По его представлению, линейная кора представляет собой корни площадной каолиновой коры выветривания, некогда покрывавшей значительную часть неплененизированной поверхности Балтийского щита. В верхней зоне этой коры разрушались неустойчивые и промежуточные по устойчивости к агентам химического выветривания минералы – биотит, амфиболы, пироксены, полевые шпаты и другие, а образовывался главным образом каолинит. Не претерпевали изменений кварц, магнетит, ильменит, лейкоксен и ряд других. На большей части территории бывшего СССР мезозойский непленен с мощной корой выветривания имеет триас-нижнеюрский возраст [4, 5]. Такой же возраст, очевидно, имеет и каолиновая кора выветривания Балтийского щита. К ней приурочены месторождения каолина и сунгулита. В восточной части щита элювиальные каолины развиты в зонах, длина которых варьирует от 100 м до 2,5 км, а ширина от нескольких до первых сотен метров. Их мощность изменяется обычно от 2 до 30 м. По предварительным данным, запасы каолина в отдельной залежи не превышают 5 млн. т [6]. Наиболее крупные месторождения обнаружены в северных предгорьях Ловозерских тундр и на Прихлебинской равнине к югу от Хибинского массива; мелкие известны в районе Больших и Малых Кейв, сланцев серии имандра-варзуга, на восточном склоне г. Озерная варака, массивах Африканда, Вуориярви и др. [3]. Они большей частью приурочены к зонам дизъюнктивных дислокаций. В последние годы установлена перспективность на каолины Федорово-Панского расслоенного комплекса в центральной части Кольского п-ова [7]. Элювиальные каолины Кольского региона характеризуются высоким содержанием красящих оксидов, особенно Fe, вследствие чего не могут быть использованы при производстве бумаги. Результаты технологических исследований показали, что они пригодны для изготовления цветной облицовочной плитки и дренажных труб [6].

В Кольском регионе наряду с линейной каолиновой распространена и линейная сунгулитовая кора выветривания. Она формировалась в то же время, но в специфической геохимической обстановке, возникавшей при выветривании пород ультраосновных-щелочных массивов, таких как Ковдор, Вуориярви и др. Залежи элювиальных сунгулитов достигают 2,5 км в длину, 800 м в ширину и имеют мощность ~ 100 м. Преобладающим минералом в линейных корях является сунгулит. Продукты сунгулитового выветривания, как и каолинитового, характеризуются высокими содержаниями оксида Fe (~ 10 %). Их технологические испытания не проводились.

К формации каолиновой коры выветривания принадлежат также гипергенные фосфаты, обнаруженные в Ковдорском, Вуориярвинском и Африкандском массивах ультраосновных-щелочных пород. Они приурочены к зонам дробления кальцит-апатит-магнетитовых руд, пироксенитов, щелочных пород и карбонатитов. Но только в юго-западной части Ковдорского массива выявлено месторождение с небольшими запасами P_2O_5 . По данным Ковдорской геологоразведочной партии, апатит-франколитовые руды развиты на кальцитовых карбонатитах. В соответствии с залеганием даек карбонатитов и системой радиальных тектонических нарушений они образуют в плане сложное концентрическое тело с разветвлениями и раздувами. Наиболее крупные рудные залежи – в карстовых воронках; рудоносные жилы в зонах тектонических нарушений прослежены до глубины ~ 200 м.

Неогеновая кора выветривания гидрослюдистого типа развита на невысоких водоразделах, пологих склонах возвышенностей и предгорных равнинах в пределах всего Балтийского щита. При её образовании помимо механического разрушения пород протекали процессы выщелачивания, гидратации и частичного гидролиза.

Типоморфными минералами являются гидрослюды и вермикулит, возникшие в результате изменения главным образом триоктаэдрических слюд. В очень небольшой степени разрушались амфиболы, пироксены и полевые шпаты. Из продуктов разрушения в малых количествах синтезировались галлуазит, каолинит и нонтронит [3]. Гидрослюдистая кора выветривания залегает как на мезозойской, так и на более молодой неогеновой поверхности. Она частично размыта, в ряде пунктов на склонах холмов и в предгорьях обнаружены делювиальные и делювиально-пролювиальные отложения, сходные по составу. Эта кора выветривания сохранилась в виде останцов, площадь которых достигает сотен км², мощность 5-20, на ультраосновных-щелочных массивах до 50 м. Останцы неогеновой коры повсеместно представлены песчано-дресвянистыми, реже глинисто-песчаными продуктами, среди которых – округлые останцы менее измененных пород. Они обнаружены почти всех щелочно-ультраосновных и щелочных массивах Кольского п-ова. По составу останцы обычно мало отличаются от материнских пород, но бывают и исключения. Так, на карбонатитовом штоке массива Салланлатва залегает залежь железокислых охр. Её размеры в плане – 0.5 × 0.7 км при мощности 3-32 м. Залежь состоит из лимонита и гётита (41 %), барита (23.8), гематита, магнетита (4.6), а также псидомелана, пиролюзита, гидрослюда, хлорита и карбонатов.

Останцы неогеновой коры выветривания щелочных пород широко развиты на северных склонах Ловозерских тундр. Площадь их распространения точно не установлена, мощность в отдельных скважинах достигает 17 м. Зона выветривания пород представлена глинисто-дресвяным материалом. Глинистые продукты выветривания – метагаллуазит, гидрагиллит и гётит – присутствуют в небольших количествах. Содержание их возрастает вверх по разрезу. К коре выветривания гидрослюдистого типа Ковдорского и Вуориярвинского массивов приурочены месторождения гидрофлогопита и вермикулита.

В распределении остатков гидрослюдистой коры выветривания наблюдается определенная закономерность. Останцы, занимающие значительные площади и имеющие большую мощность, сконцентрированы в субширотной полосе. Её ось на западе близка к 68° с.ш.; в Мурманской обл. по мере продвижения в восточном направлении она всё более отклоняется к югу. Ширина полосы, достигающая у границы Финляндии с Норвегией 160 км, постепенно уменьшается в восточном направлении. В районе Ловозерских тундр и среднего течения р. Поной она составляет около 60 км. Севернее полосы останцы гидрослюдистой коры выветривания встречаются крайне редко, южнее останцы обнаруживаются несколько чаще, но тоже редки и маломощны. Полоса совпадает с областью миграции ледоразделов ледниковых покровов четвертичного времени, в пределах которой экзарационное воздействие на подстилающие породы было минимальным [8].

Установление регионального распространения доледниковой коры выветривания в северо-восточной части Балтийского щита [1, 2] не только дало толчок изучению образований элювиального парагенетического ряда этого региона, но и позволило высказать мнение о перемещении ледниками в четвертичный период значительных масс выветрелого материала [9]. Дальнейшие исследования привели к выводу, что одним из основных источников обломочного материала ледниковых отложений региона была гидрослюдистая кора выветривания [8]. Этот вывод правомерно распространить почти на весь покров терригенных антропогенных отложений, поскольку морские, озерные и речные отложения формировались при переработке, в основном, образований ледникового парагенетического ряда. Наиболее выветрелый материал сносился и отлагался в периоды ранних антропогенных оледенений. Именно этим, а не воздействием наложенных процессов, как принято считать, объясняется большая выветрелость древних морен сравнительно с молодыми. К покрову четвертичных отложений в регионе приурочены месторождения песка, песчано-гравийных смесей, легкоплавающих глин и россыпи, закономерности строения, формирования и размещения которых рассмотрены автором [10].

Заслуживает рассмотрения вопрос о роли древних кор выветривания в формировании антропогенных россыпей. На Кольском п-ове обнаружена россыпь ближнего сноса лопарита, имеющая практическое значение, и небольшая комплексная прибрежно-морская россыпь.¹ Коренным источником лопаритовой россыпи является крупный Ловозерский плутон нефелиновых сиенитов площадью около 650 км². Он образует низкогорный островной массив (Ловозерские тундры) с платообразной поверхностью, возвышающейся над окружающей равниной на 500-950 м. На его склонах почти по всему периметру обнажаются породы дифференцированного лопаритового комплекса и комплекса эвдиалитовых луавритов с высоким содержанием лопарита. Но его россыпное месторождение обнаружено лишь у северных предгорий массива в связи с тем, что на его северных склонах сохранились остатки миоцен-плиоценовой коры выветривания нефелиновых сиенитов, обогащенной лопаритом. Континентальные россыпи, образовавшиеся только за счет продуктов механической дезинтеграции пород указанных комплексов, установлены во внутригорной котловине, у восточных и южных склонов Ловозерских тундр. Они не имеют практического значения в связи с низким содержанием лопарита, которое в два и более раз ниже, чем в Ловозерском россыпном месторождении.

Продуктивную толщу слагают делювиально-пролювиальные отложения неогена и четвертичного периода. В их песчаной и глинистой фракциях присутствуют метагаллуазит, гидрагиллит и гётит из неогеновой коры выветривания нефелиновых сиенитов. Коэффициент корреляции между возрастающим с приближением к плотнику количеством лопарита и содержанием новообразований, главным образом метагаллуазита, равен + 0.85. Он значим с вероятностью 99.9 %. Продуктивная толща сформировалась в два этапа. В первый из них – в неогене – продукты выветривания нефелиновых сиенитов переотлагались плоскостным смывом и временными потоками. Во второй, включающий несколько эпизодов (периоды позднеледниковья московского оледенения, микулин-

¹ Их краткая характеристика приведена в [11]. Там же проанализированы факторы, обусловившие бедность рыхлого покрова Кольского региона россыпями.

ского межледниковья и, вероятно, части валдайского оледенения), в переотложении продуктов выветривания, помимо указанных агентов, принимали участие водные потоки, горные ледники и их талые воды. Образовавшаяся полигенетическая продуктивная толща залегает под отложениями валдайского оледенения, мощность которых составляет 1-5, редко достигая 10-12 м. В ее разрезе чередуются горизонты слабо отсортированных более или менее промытых валунно-галечных песков и глинистых песков, реже супеси. Изредка встречаются маломощные прослои отсортированных песков. В целом продуктивные отложения слабо дифференцированы по крупности, что не характерно для россыпей минералов с низкой плотностью 3.5-5.5 г/см³ (классификация Г.С. Момджи и В.А. Блинова), материал которых, как правило, хорошо отсортирован. Полигенетичность, многоэпизодность и длительность формирования Ловозерской россыпи в сочетании с продолжающимся поднятием Ловозерского горного массива относительно окружающей равнины сближают её с россыпями зон тектонических уступов – важнейшим типом крупных и уникальных месторождений золота и касситерита – минералов с высокой (>12 г/см³) и средней плотностью [12]. Очевидно, формирование россыпи лопарита – минерала с низкой плотностью – в обстановке, благоприятной для образования россыпей минералов с высокой и средней плотностью, можно объяснить только богатством источника и неогеновым выветриванием материнских пород.

Ледниковая экзарация Балтийского щита

Для оценки масштабов ледниковой экзарации Балтийского щита необходимо было определить содержание продуктов разрушения пород щита в моренах Русской плиты [13]. Большинство исследователей четвертичных отложений считают, что в основных моренах Скандинавских ледниковых покровов, исключая локальные, присутствует обломочный материал из удаленных, транзитных и местных питающих провинций. Это заключение отвечает сложившимся представлениям о формировании основных морен. Однако базируется оно главным образом на качественных данных. Правда, корректные попытки определения содержаний указанных составных частей морен предпринимались неоднократно, но только в гравийной, галечной и валунной фракциях. Что касается моренных толщ в целом, то в них соотношение, например, дальнепереносного скандинавского и местного материала осадочных пород Русской платформы либо вообще не определялось, либо оценивалось приближенно по геолого-геоморфологическим показателям.

В зависимости от местоположения морен, развитых на осадочных породах, щит является для них транзитной или удаленной питающей провинцией. Весьма существенно, что в целом материал, ассимилировавшийся ледниковыми покровами в пределах Балтийского щита, значительно отличается по гранулометрическим характеристикам от продуктов разрушения осадочных пород [14]. Поэтому его содержание может быть установлено только при изучении обломков пород и минералов во всех классах крупности, а результаты исследования какой-либо одной фракции нельзя распространять на всю породу.

Морены скандинавских ледниковых покровов, развитые в пределах Русской плиты, состоят из материала осадочных пород платформы и продуктов разрушения кристаллических пород Балтийского щита. Содержание последних легко определяется только в крупнообломочных фракциях, доля которых обычно невелика. Так, в верхнеплейстоценовой морене, по данным Н. Г. Верейского, присутствует в среднем всего 8.1 % обломков размером более 2 мм. Крупные глыбы и валуны, встречающиеся в морене в незначительном количестве, почти повсеместно представлены обломками кристаллических пород. В галечно-гравийной фракции те же обломки составляют 20-40 %. В пересчете на весь объем верхнеплейстоценовой морены среднее содержание эвритических обломков в указанных фракциях составляет 1.6-3.2 %. Близкие к максимальным содержания, подсчитанные по материалам К.К. Орвику для морены того же возраста из Северной и Южной Эстонии, равны, соответственно, 8.1 и 6.7 %. На территории Прибалтики и Белоруссии, по данным А.И. Гайгаласа, И.Я. Данилansa, А.В. Раукаса, А.В. Матвеева и других исследователей, обломки кристаллических пород представлены на 70-80 % разнообразными гранитами.

Главной составной частью рассматриваемых морен являются песчано-алевритовые и пелитовые частицы. Определение доли в них материала, принесенного ледниками с Балтийского щита, является сложной задачей. При ее решении применительно к частицам песчано-алевритовой размерности мы опирались на выход тяжелой фракции и суммарное содержание в ней неустойчивых к агентам выветривания минералов (амфиболов, пироксенов, биотита и др.), свойственных кристаллическим породам. По этим показателям существенно различаются метаморфические и магматические образования Балтийского щита и осадочные отложения Русской платформы, а также продукты их выветривания и последующего переотложения, образовавшиеся за неоген-четвертичное время до плейстоценовых оледенений. В породах щита значительно выше содержание минералов тяжелой фракции. Кроме того, в них в большом количестве присутствуют упоминавшиеся неустойчивые минералы, практически не встречающиеся в отложениях платформы. Указанные различия, естественно, сохранились и в составе морен, сформировавшихся в результате ассимиляции материала, который слагал ложе ледниковых покровов в каждом из конкретных районов. В моренах Эстонии, например, содержание тяжелой фракции в крупнопесчаном классе равно в среднем 0.4, в среднеспесчаном – 0.55, в мелкospесчаном – 0.8, в крупноалевритовом – 1.9 и мелкоалевритовом – 3.2 % [15]. Минимальные значения в мелкospесчаном классе доходят до 0.15, а в моренах Литвы – до 0.16 % [16]. В верхнеплейстоценовой морене Балтийского щита, залегающей на гранитах, содержание тяжелых минералов во всех перечисленных классах крупности составляет в среднем около 5 %, а в той же морене в областях развития гранодиоритов, гнейсогранитов, гнейсов, гранулитов, основных и ультраосновных пород оно, как правило, превышает 10 и даже 20 % [14].

Значительное уменьшение выхода тяжелой фракции в морене при переходе от кристаллических пород к осадочным может быть вызвано истиранием тяжелых минералов в процессе переноса ледником либо существенным разбавлением продуктов разрушения кристаллических образований материалом, поступившим из осадочных пород. Первому предположению противоречат данные о характере распределения по классам крупности амфиболов, наиболее характерных для морен обоих регионов. Согласно исследованиям А.Ю. Климашаускаса [16] и А.С. Савваитова [17], содержание амфиболов убывает по мере уменьшения размера частиц. В случае интенсивного механического разрушения этих минералов картина была бы обратной. Следовательно, есть основание считать обоснованным второе предположение, сделанное Ю.А. Лаврушиным [18]. К сказанному необходимо добавить, что процессы выветривания не оказали существенного воздействия на амфиболы. Сингенетического разложения этих минералов, очевидно, не происходило, о чем свидетельствует присутствие амфиболов в глинистой фракции морен [19], а эпигенетическое, приводящее к небольшому снижению содержания амфиболов, судя по материалам А.Ю. Климашаускаса [16], охватывало только самую верхнюю часть моренных горизонтов.

В тяжелой фракции мелкопесчаного и крупноалевритового классов морены Балтийского щита содержание неустойчивых минералов, свойственных кристаллическим породам, варьирует от 44.8 до 91.3, составляя в среднем 65.9, а в тех же классах верхнеплейстоценовой морены Русской плиты – от 13.3 до 56.6 %. В мелкоалевритовом классе морен Литвы указанные минералы вообще отсутствуют. Их практически нет и в осадочных породах субстрата, что позволяет подойти к оценке доли участия в составе песчано-алевритовых частиц минералов метаморфических и магматических образований. Содержание этих минералов (X) можно определить по формуле:

$$X = \sum_{i=1}^n N_i \frac{a_i}{A_i} 100\%,$$

где n - число классов крупности; N_i - содержание обломочного материала в классе крупности i в %% от веса пробы морены Русской плиты; a_i - содержание неустойчивых минералов в %% от веса класса крупности i морены Русской плиты; A_i - среднее содержание неустойчивых минералов в %% от веса класса крупности i - материала, принесенного с Балтийского щита. Неустойчивые к агентам выветривания аутигенные минералы осадочных пород Русской равнины при расчетах исключались из результатов анализов.

Аналогом эрратического материала, поступавшего на Русскую равнину, нами выбрана морена из области развития гранитов, поскольку обломки последних доминируют в рассматриваемых моренах. Она содержит около 3 % неустойчивых минералов во всех классах крупности. Согласно расчетам, произведенным для верхнеплейстоценовой морены Южной Эстонии и среднеплейстоценовой - Литвы, в мелкопесчаной и алевритовой фракциях первой содержится примерно 7, второй – 4 % минералов кристаллических пород. Е.В. Рухина [20] обратила внимание на то, что содержание эрратического материала в гранулометрическом спектре морен Русской равнины снижается по мере уменьшения размера частиц. Этому заключению в полной мере соответствует отмечавшееся отсутствие неустойчивых минералов в мелкоалевритовом классе морен некоторых областей. Существенно также, что минеральный состав глинистой фракции морен Балтийского щита значительно отличается от такового морен Русской равнины [19]. Изложенное позволяет считать, что пелитовые частицы морен плиты практически полностью заимствованы из осадочных образований ледникового ложа.

Заканчивая рассмотрение методических вопросов, следует обратить внимание на два существенных момента. Во-первых, совершенно необходимо дальнейшее изучение вещественного состава морен, залегающих в области развития гранитоидов Балтийского щита, с целью уточнения содержаний неустойчивых минералов во всех классах крупности песчано-алевритовой размерности, поскольку этот параметр является исходным при расчетах по приведенной формуле. Во-вторых, разработанная методика неприменима к моренам тех районов, в которых ледниковые покровы ассимилировали продукты разрушения кристаллических пород локальных выступов фундамента Русской платформы, так как последние состоят из магматических и метаморфических образований, близкие по минеральному составу к породам Балтийского щита.

Приведенные сведения показывают, что морены Русской равнины состоят в основном из продуктов разрушения осадочных пород. На долю эрратических обломков пород и минералов в составе верхнеплейстоценовой морены Эстонии приходится примерно 15, а среднеплейстоценовой морены Литвы – 8 %. Приближенная оценка материалов по другим регионам показывает, что последнее значение близко к среднему для большей части области распространения Скандинавских ледниковых покровов в пределах Русской плиты. Иными словами, экзарация в пределах щита на протяжении четвертичного периода действительно была весьма ограниченной, если учесть, что площадь развития Скандинавских покровных ледников всего лишь в несколько раз превышает площадь Балтийского щита, а мощность четвертичных отложений на площади, занимавшейся покровными ледниками, в среднем не достигает и 100 м [21]. Применение предложенного метода предоставит возможность оценить развитие экзарации во времени и обоснованно подсчитать суммарный объем продуктов разрушения кристаллических пород, вынесенных ледниковыми покровами за пределы Балтийского щита. Дальнейшие исследования в намеченном направлении, выполненные в непосредственной близости к южной границе Балтийского щита, позволят до конца расшифровать механизм формирования вещественного состава морен, получить полную информацию о дальности перемещения ледниковыми покровами обломков пород и минералов, слагающих морены. Это имеет как научное, так и важное прикладное значение, поскольку будет способствовать более целенаправленному ведению поисков полезных ископаемых, приуроченных к подморенным дочетвертичным образованиям чехла Русской платформы.

Заключение

Пионерские работы А.А. Сидоренко, посвященные древней коре выветривания кристаллических пород Балтийского щита, повлекли за собой создание групп исследователей, которые детально изучили эти новые для территории щита образования. В итоге были получены уникальные материалы для расшифровки закономерностей строения и формирования рыхлого покрова региона и приуроченных к нему месторождений, а также для реконструкции истории континентального развития Балтийского щита в мезозое и кайнозое. Выполненные исследования существенно дополнили фонд месторождений Кольского региона.

Список литературы

1. Сидоренко А.В. О доледниковой коре выветривания Балтийского щита // Докл. АН СССР. 1956. Т. 106, № 1. С. 114-117.
2. Сидоренко А.В. Доледниковая кора выветривания Кольского полуострова. М.; Л.: АН СССР, 1958. 107 с.
3. Афанасьев А.П. Фанерозойские коры выветривания Балтийского щита и связанные с ними полезные ископаемые. Л.: Наука, 1977. 244 с.
4. Петров В.П. Основы учения о корях выветривания. М.: Недра, 1967. 343 с.
5. Михайлов Б.М. Фациальные типы рудоносных кор выветривания и их эволюция в истории Земли // Кора выветривания и гипергенное рудообразование. М.: наука, 1977. С. 22-32.
6. Pekkala Y., Yevzerov V. Geology and prospects for exploitation of kaolin deposits in the eastern Fennoscandian Shield // Comprehensive Assessment of Nonmetalliferous Deposits. Helsinki, 1990. P 10-15.
7. Евзеров В.Я., Припачкин П.В., Дудкин К.О. Перспективы обнаружения залежей каолинов в пределах Федорово-Панского расслоенного комплекса, центральная часть Кольского п-ова // Вестн. Воронеж. ун-та. Сер. геол. 2006.
8. Евзеров В.Я. Роль древних кор выветривания в формировании антропогенных отложений и связанных с ними месторождений северо-восточной части Балтийского щита // Литология и полезные ископаемые. 1978. № 1. С. 50-58.
9. Сидоренко А.В. Некоторые вопросы изучения осадочного покрова Кольского п-ова // Вопросы геоморфологии и геологии осадочного покрова Кольского п-ова. Вып. 1. Апатиты: КФ АН СССР, 1960. С. 5-31.
10. Евзеров В.Я. Геология и минерагения четвертичных отложений северо-восточной части Балтийского щита: Автореф. Дис. д.г.-м.н. Воронеж, 2005. 37 с.
11. Евзеров В.Я. Россыпные месторождения – уникальные образования в рыхлом покрове Балтийского щита // Литология и полезные ископаемые. 2001. № 2. С. 126-133.
12. Спорыхина Л.В., Патык-Кара Н.Г., Орлова Н.И., Петраченко А.А. Россыпи зон тектонических уступов – важнейший тип крупных месторождений. М.: Геоинформмарк, 1997. 53 с.
13. Евзеров В.Я. Определение содержания продуктов разрушения пород Балтийского щита в моренах Русской равнины // Изв. АН СССР, сер. геогр. 1987. № 2. С. 62-66.
14. Евзеров В.Я. Состав морен скандинавских ледниковых покровов (источники первичного материала и механизм образования) // Кора выветривания и гипергенные полезные ископаемые восточной части Балтийского щита. Апатиты: КФ АН СССР, 1983. С. 84-103.
15. Раукас А.В. Плейстоценовые отложения Эстонской ССР. Таллин: Валгус, 1978. 310 с.
16. Климашаускас А.Ю. О возможности применения минералогических данных для стратиграфического расчленения четвертичной толщи // Вопр. геологии и палеогеографии четвертичного периода Литвы. Вып. 5. Вильнюс: Ин-т геологии АН Лит. ССР, 1967. С. 41-50.
17. Савваитов А.С. О составе мелкозема моренных отложений в бассейне р. Салаца // Вопр. четвертичной геологии. Вып. 1. Рига: Ин-т геологии АН Латв. ССР, 1962. С. 115-122.
18. Лаврушин Ю.А. Строение и формирование основных морен материковых оледенений. М.: Наука, 1967. 237 с.
19. Евзеров В.Я. Формирование минерального состава глинистых фракций плейстоценовых морен и возможности его использования при решении стратиграфических и палеогеографических вопросов // Геология плейстоцена северо-запада СССР. Апатиты: КФ АН СССР, 1981. С. 16-22.
20. Рухина Е.В. Литология ледниковых отложений. Л.: Недра, 1973. 176 с.
21. Асеев А.А. Древние материковые оледенения Европы. М.: Наука, 1974. 319 с.

НОВЫЕ ДАННЫЕ О РЕДКОМЕТАЛЛЬНЫХ ГРАНИТАХ КРЕМЕНКУЛЬСКОГО МАССИВА, ЮЖНЫЙ УРАЛ

Г.А. Каллистов

Институт геологии и геохимии УрО РАН, Екатеринбург, Kallistov@igg.uran.ru

С середины прошлого века не утихает острая дискуссия по проблеме “редкометалльной рудоносности” гранитоидов. Одной из главных задач является выявление факторов, приведших в одном случае к образованию рудоносных, в другом – безрудных гранитов. На Урале, как и в других складчатых поясах, известен ряд гранитных интрузий с проявленной в разной степени редкометалльной минерализацией. Традиционно он выделялся в самостоятельный комплекс лейкогранитов, формирование которого завершает гранитоидный магматизм региона [1]. Кременкульский массив (Ю. Урал) является одним из представителей объектов с W-Мо специализацией.

Он расположен в южном сегменте Вост.-Уральского поднятия в центральной части Челябинского гранитоидного массива близ г. Челябинск. Кременкульские лейкограниты слагают штоки размером до 3 км в диаметре в центре и юго-восточной части Челябинского массива и небольшие тела в его западной части. Собственно Кременкульский массив в разрезе имеет вид крутопадающего штока, сужающегося с глубиной [8]. Вертикальная мощность Челябинского плутона, по результатам гравитационной съемки, составляет 6 км, увеличиваясь от периферии к центру. Над гранитами Кременкульского массива проявлены положительные магнитные аномалии интенсивностью до 600 нТл и локальные отрицательные аномалии силы тяжести.

Рудопроявление, представленное пятнообразными скоплениями мелкочешуйчатого молибденита на стенках трещин, в альбандах кварцевых прожилков и вкрапленностью в гранитах, приурочено к зонам трещиноватости, окварцевания и грейзенизации. Кроме Мо и W, в этих зонах установлены повышенные концентрации Li, Rb, U, Be. Пространственно с ними связаны золото-кварцевые жилы. Ореолы повышенных содержаний Мо приурочены к центральной, вскрытой эрозионным срезом части массива, а W – смещены от первых в СЗ направлении, где приурочены к сохранившейся кровле массива [4, 8].

Граниты Кременкульского массива являются, по существующим данным, самыми молодыми породами в составе Челябинского батолита, сложенного рядом пород от тоналитов до гранитов с возрастом 360-330 млн. лет (Pb-Pb метод Кобера по отдельным зернам циркона), формирование которого связывают с субдукционным этапом развития Урала [12]. Для кременкульских гранитов до настоящего времени имелись лишь K-Ag определения возраста по биотитам и мусковитам – 260-280 млн. лет [1]. Полученные нами новые данные Rb-Sr изохронным методом подтвердили раннепермский возраст Кременкульского массива 274.5 ± 2.5 млн. лет.

Кременкульские лейкограниты макроскопически ясно отличаются от остальных гранитов Челябинской интрузии розовой окраской. Структура пород средне- и крупнозернистая, порфировидная, обусловленная присутствием порфировидных выделений розового микроклин-пертита размером 1-1.5 см и крупных (около 1 см) неправильной формы зерен серого кварца. Реже в качестве вкрапленников встречается плагиоклаз. Микроструктура гипидиоморфнозернистая с явным идиоморфизмом плагиоклаза. Минеральный состав лейкогранитов: кварц – 30-35; плагиоклаз (олигоклаз № 18-20 и альбит) – 35; микроклин-микрпертит – около 30; биотит – не более 3 %. Акцессорные минералы представлены магнетитом, образующим зерна неправильной формы, апатитом, цирконом, ортитом, флюоритом, пиритом; местами встречается монацит [2]. По условиям формирования кременкульские граниты относятся к мезоабиссальному уровню.

По химическому составу они отвечают субщелочным лейкогранитам известково-щелочного ряда. В сравнении с наиболее изученными редкометалльными гранитами Вост. Забайкалья, Монголии, Казахстана, Центрального массива Франции, Германии и специализированными на W-Мо гранитами Среднего Урала (Малышевский), кременкульские граниты обладают сходным с ними петрохимическим составом. Отличия наблюдаются лишь в отношении некоторых фемических компонентов. Лейкограниты Кременкульского массива ими более насыщены, что сближает их с малышевскими гранитами [2].

Яркие отличия между кременкульскими и классическими редкометалльными гранитами наблюдаются при анализе распределения редких и редкоземельных элементов. Кривая РЗЭ в кременкульских лейкогранитах имеет значительный наклон в сторону тяжелых РЗЭ и небольшой Eu минимум, тогда как кривые распределения гранитов типовых массивов имеют близкие концентрации LREE и HREE и глубокую отрицательную аномалию Eu (рис. 1). По содержанию легких редкоземельных элементов граниты Кременкульского массива сходны с малышевскими. Однако в кременкульских гранитах наблюдается отчетливо выраженная отрицательная Eu аномалия, тогда как в малышевских гранитах она почти не проявлена.

Zr/Hf и Zr-Ba/Rb отношения – индикаторы дифференциации гранитного расплава [3]. Точки кременкульских гранитов располагаются в интервале от 27 до 24 (рис. 2), что укладывается в область редкометалльных гранитов, но все же является граничным значением. Из классификационной диаграммы Zr-Ba/Rb [7] также видно, что лейкограниты Кременкульского массива попадают в область распространения продуктивных гранитов, ближе к границе с безрудными (рис. 3).

Важная особенность массивов редкометалльных гранитов – появление в них Li-F фаций – наиболее высокодифференцированных разностей [7]. В отличие от большинства мировых классических редкометалльных гранитов, на Урале такие высокодифференцированные граниты не выделялись. Однако в восточной части Кременкульского массива А.И. Грабежовым описаны жильные мелкозернистые аплитовидные граниты с высоким

содержанием (г/т, средние цифры) F - 3900, Rb - 470, Li - 49, Cs - 25, Be - 10, Nb - 103, Sn - 14 и Mo - 21 [2], которые являются аналогами гранитов Li-F фаций типичных редкометалльных массивов.

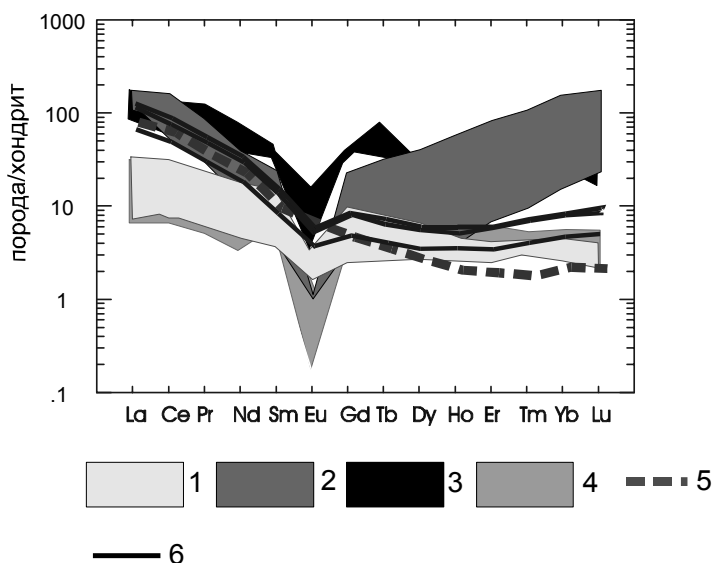


Рис. 1. Хондрит-нормированное распределение РЗЭ в редкометалльных гранитах.

1 – граниты Центрального массива Франции [14]; 2 – граниты Лосевского массива, Казахстан; 3 – граниты Монголии [7]; 4 – граниты Германии [13]; 5 – граниты Малышевского массива, Ср. Урал; [10]; 6 – граниты Кременкульского массива.

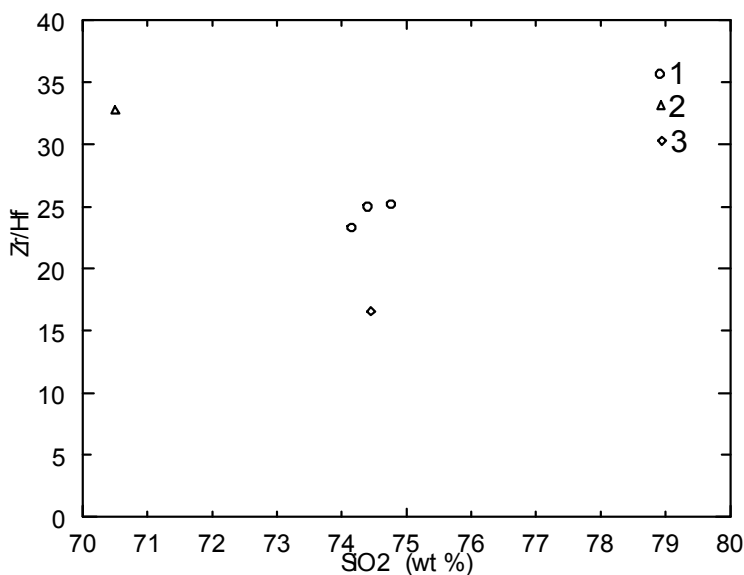


Рис. 2. Zr/Hf – отношения для редкометалльных гранитов.

1 – граниты Кременкульского массива; 2 – граниты Малышевского массива, Ср. Урал [10]; 3 – граниты Лосевского массива, Казахстан.

Начальное отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_0$ в гранитах Кременкульского массива составляет 0.70565 ± 0.00031 (рис. 4). Практически во всех типичных редкометалльных гранитах начальное отношение стронция ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_0$) значительно превышает его в кременкульских гранитах. Для редкометалльных гранитов мира источником их формирования служит, по мнению многих исследователей, коровый субстрат [6].

Из приведенного выше материала следует вывод, что лейкограниты Кременкульского массива отличаются от классических редкометалльных гранитов рядом особенностей, которые, вероятно, послужили причиной слабой продуктивности кременкульских гранитов:

- для массивов редкометалльных гранитов вмещающими породами служат, как правило, осадочные. Вмещающими породами для кременкульских гранитов являются гранитоиды Челябинского массива;
- по условиям формирования кременкульские граниты относятся к мезоабиссальному уровню, тогда как классические редкометалльные массивы формировались в гипабиссальных условиях [3, 5, 9, 11];
- низкое $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_0$ отношение указывает на недостаточность коровой составляющей при формировании кременкульских гранитов.

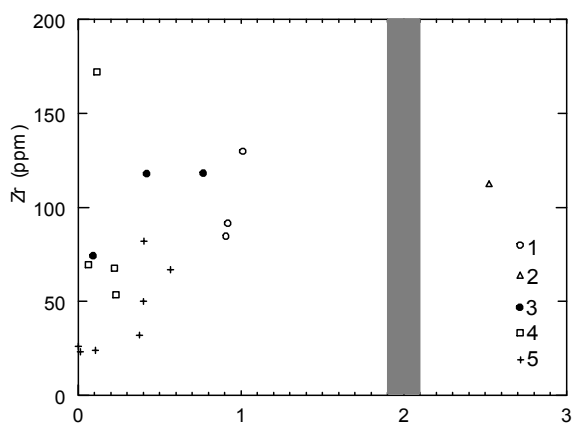


Рис. 3. Zr–Ba/Rb – отношения для редкометалльных гранитов.

1 – граниты Кременкульского массива; 2 – граниты Малышевского массива, Ср. Урал; 3 – граниты Орловского массива, Вост. Забайкалье [3]; 4 – граниты Прибайкалья [3]; 5 – граниты Центрального массива Франции [14]; темная линия – граница поля редкометалльных гранитов [7].

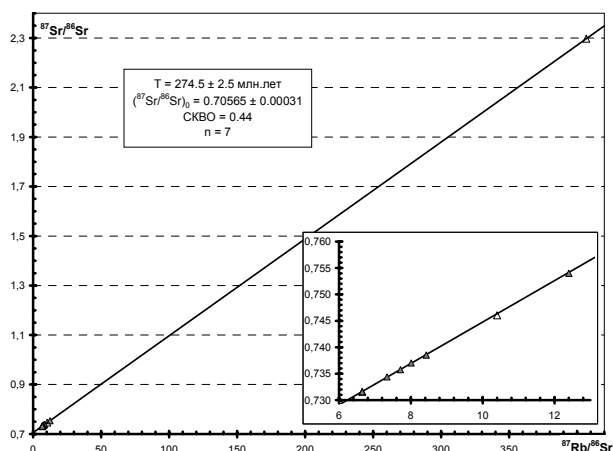


Рис. 4. Rb-Sr изохрона для гранитов Кременкульского массива.

Исследования выполнены методом изотопного разбавления по стандартной методике в лаборатории изотопной геохимии и геохронологии ГЕОХИ РАН, установка “Triton”, аналитик Ю.А. Костицын.

Серые треугольники – валовые составы гранитов, прозрачные – составы минералов (КПШ и биотит).

Работа выполнена при поддержке гранта РФФИ № 07-05-01023.

Список литературы

1. Грабежев А.И., Кузнецов Н.С., Пужаков Б.А. Рудно-метасоматическая зональность медно-порфировой колонны натриевого типа (парагонитсодержащие ореолы, Урал). Екатеринбург: УГТГА, 1998. 172 с.
2. Грабежев А.И., Чапухина В.А., Вигорова В.Г. Геохимические критерии редкометалльной рудоносности гранитов (на примере Урала). Свердловск: УНЦ АН СССР, 1987. 128 с.
3. Зарайский Г.П. Условия образования редкометалльных месторождений, связанных с гранитным магматизмом // Смирновский сборник-2004. М.: МГУ, 2004. С. 105-192.
4. Золотов К.К., Левин В.Я., Мормиль С.И., Шардакова Г.Ю. Минерогения и месторождения редких металлов, молибдена, вольфрама Урала. Екатеринбург: МПР РФ, ГУПР по Свердловской обл., ИГГ УрО РАН, ОАО УГЭСЭ, 2004. 336 с.
5. Коваленко В.И. Петрология и геохимия редкометалльных гранитоидов. Н.: Наука, 1977. 207 с.
6. Коваленко В.И., Костицын Ю.А., Ярмолюк В.В. и др. Источники магм и изотопная (Sr, Nd) эволюция редкометалльных Li-A гранитоидов // Петрология. 1999. Т. 7, № 4. С. 401-429.
7. Коваль П.В. Региональный геохимический анализ гранитоидов. Н.: СО РАН НИЦ ОИ ГГМ, 1998. 492 с.
8. Кузнецов Н.С. (отв. исп.). Отчет о геологической съемке и геологическом доизучении М 1:200000 листа N-41-VIII (новая серия). Челябинская площадь. Челябинск, 1999. 2 кн. 360 с.
9. Ляхович В.В. Факторы рудогенерирующей способности гранитоидов. М.: Наука, 1983. 256 с.
10. Морозова А.В. Геохимия гранитов Ср. и Ю. Урала, продуктивных на W-Mo и Be-W-Mo оруденение // Литосфера. 2006. № 3. С. 171-177.
11. Таусон Л.В. Геохимические типы и потенциальная рудоносность гранитоидов. М.: Наука, 1977. 279 с.
12. Ферштатер Г.Б. Гранитоидный магматизм и формирование континентальной земной коры в ходе развития Уральского орогена // Литосфера. 2001. № 1. С. 62-86.
13. Siebel W., Hohndorf A., Wendt I. Origin of late Variscan granitoids from NE Bavaria, Germany, exemplified by REE and Nb isotope systematics // Chem. Geol. 1995. V 125. P 249-270.
14. Williamson B.J., Shaw A., Thirlwall M.F. Geochemical constraint on the genesis of Hercynian two-mica leucogranites from the Massif Central, France // Chem. Geol. 1996. V 127. P 25-42.

МЕЛАНОКРАТОВЫЕ ВКЛЮЧЕНИЯ В ГРАНИТОИДАХ МУРМАНСКОГО ДОМЕНА: ГЕОЛОГИЯ, ИЗОТОПНЫЕ ДАННЫЕ

Н.Е. Козлова, Н.М. Кудряшов, Н.Е. Козлов

Геологический институт КНЦ РАН, Апатиты, kozlova@afmgtu.apatity.ru

Мурманский составной домен занимает крайнее северо-восточное положение Балтийского щита. Слагающие его сегменты: западный Титовско-Урагубский, центральный Териберско-Вороньинский и восточные Иоканьгский, Лумбовский и Усть-Понойский – сложены различными комплексами гранитоидов. Гранитоиды Центральной части Териберско-Вороньинского сегмента представлены пироксеновыми диоритами – эндербитами, плагиогранитами и гранодиоритами, плагиомикроклиновыми гранитами и микроклиновыми гранитами [1, 2], содержащими большое количество меланократовых включений биотитовых и амфибол-биотитовых гнейсов, диоритов и амфиболитов. Размеры тел варьируют в широких пределах от первых сантиметров до сотен метров, в отдельных случаях до километра.

Существуют различные точки зрения на происхождение включений. Одни авторы считают их ксенолитами древней коры основного состава, образовавшейся на самом раннем – “догранитном” – этапе развития региона [2]. Другие – как продукт структурно-метаморфической перестройки единого расслоенного комплекса пород первичномагматической природы [3]. Взаимоотношения плагиогранитов и тел основных пород были изучены при картировании детального участка на восточном берегу Верхнетериберского водохранилища (рис. 1). Наиболее широким распространением на данном участке пользуются полосчатые плагиограниты, в которых меланократовые прослои чередуются с лейкократовыми. Полосчатость в целом полого падает на ЮЗ, образуя открытые складки. Среди плагиогранитов отмечаются темные участки реликтовых пород, по составу отвечающих диоритам, а также мелкие и крупные тела пород основного состава размером от 2 см до 30 м в поперечнике и сложенные темно-зелеными мономинеральными амфиболитами, полевошпатовыми амфиболитами, метапироксенитами и метагабброноритами.

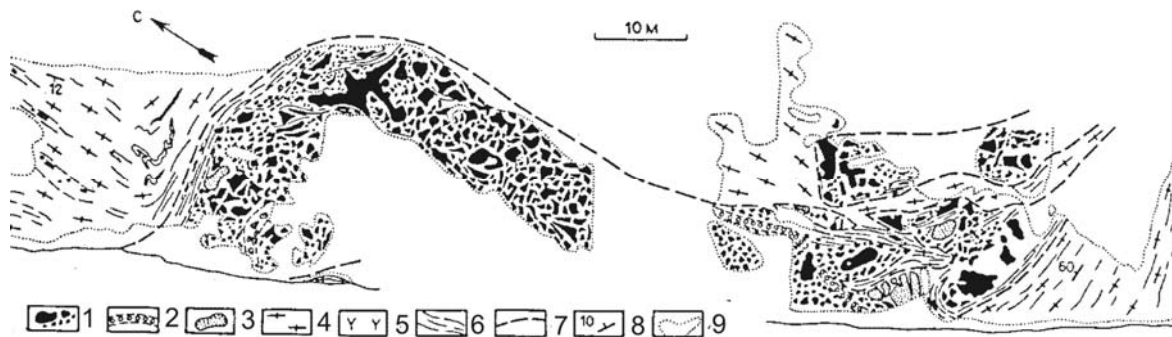


Рис. 1. Схематическая геологическая карта детального участка.

Составила Н.Е. Козлова при участии А.Н. Варламовой, А.А. Садовникова, М.В. Светлова, М.Ю. Сидорова и Н.Г. Турбиной. 1 – ксенолиты метапироксенитов (мономинеральных амфиболитов); 2 – дайкоподобное тело, прослеженное по ксенолитам, м/з полевошпатовых амфиболитов; 3 – ксенолиты метагаббронидов (полевошпатовые амфиболиты); 4 – плагиограниты; 5 – метадiorиты; 6 – зоны рассланцевания; 7 – границы между разновидностями пород; 8 – элементы залегания; 9 – контуры обнажений.

На карте детального участка отчетливо видно, что угловатые обломки в плане представляют собой достаточно крупное единое изогнутое согласно с полосчатостью линзовидное тело. Обломки в краевой части тела рассланцеваны, имеют нечеткие контакты с плагиогранитами за счет ассимиляции и амфиболизации с образованием диоритов гибридного состава. Промежутки между обломками в краевой части тела выполнены рассланцеванными плагиогранитами, которые смяты в изоклинальные складки (рис. 2 А, Г). В центральной части тела отмечаются отдельные деформированные обломки и массивные участки, в которых происходило фрагментирование с образованием линзовидных ячеек, промежутки между которыми заполнены пегматоидным материалом (рис. 2 Б). В зонах рассланцевания юго-восточной части участка в краях крупных обломков фиксируются асимметричные участки с мелкими, вытянутыми по сланцеватости фрагментами обломков типа “теней давления”, растаскивание и микробудинаж мелких вытянутых обломков (рис. 2 В).

Большое количество угловатых и округлых обломков метагаббронидов, представленных мономинеральными и полевошпатовыми амфиболитами, присутствуют и вне крупного тела. Обломки иногда испытывали вращение и часто развернуты под углом 45° к полосчатости. Около обломков отмечаются асимметричные, вытянутые по сланцеватости, линзовидные участки с преобладанием темноцветного минерала (рис. 2 Д). Граница округлых обломков метагаббронидов с плагиогранитами нечеткая за счет ассимиляции их плагиогранитом, наблюдается обогащение плагиогранитов темноцветными минералами, в основном, амфиболом и образование пород диоритового состава. Некоторые фрагменты почти полностью

ассимилировались и от них остались лишь теньевые участки (рис. 2 Е, правый нижн. угол). Мелкие обломки хотя и разоб-
щены, но в целом располагаются в пределах обогащенных ими полос.

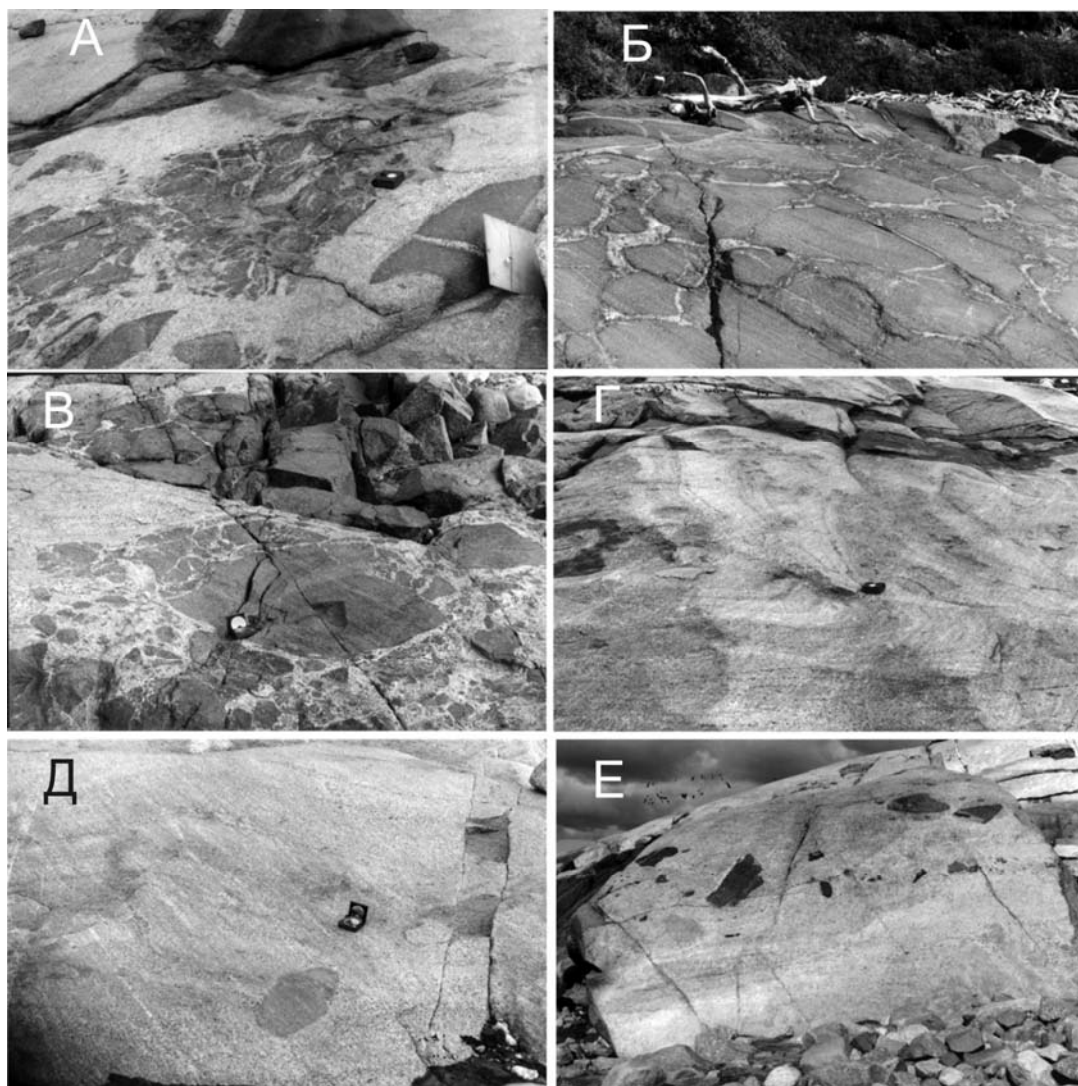


Рис. 2. Тела метабазитов в плагиогранитах Териберского сегмента, пояснения в тексте.

Для описанных разновидностей пород Мурманского домена проведены изотопно-геохронологические исследо-
вания. Возраст цирконов из плагиогранитоидов Йоканьского сегмента 2.74-2.77 млрд. лет и интерпретируется как
время кристаллизации. Возраст циркона из ксенолитов амфиболитового и диоритового состава 2.72-2.74 млрд.
лет и изначально рассматривался как время метаморфизма амфиболитовой фации [2]. Модельные Sm-Nd возрасты,
рассчитанные для плагиогранитоидов и меланократовых включений разного состава для Йоканьского и Терибер-
ско-Вороньинского сегментов, укладываются в диапазон 2.7-3.0 млрд. лет. Полученные данные позволяют предпо-
лагать, что плагиогранитоиды и породы основного состава имели единый источник, из которого они последовательно
выплавились с небольшим интервалом.

Аналитические данные для включений амфиболитового и диоритового состава имеют значения $\epsilon_{Sr}(T)$ от -
8.6 до +11.4, а для плагиогранитоидов $\epsilon_{Sr}(T)$ находятся в пределах от +17 до +70. Для включений $\epsilon_{Nd}(T)$ в преде-
лах от -1.8 до +3.3 и от -1.1 до +0.25 для плагиогранитов. Совпадение начальных изотопных отношений говорит
об едином источнике для всех разновидностей пород. На диаграмме $\epsilon_{Sr}(T) - \epsilon_{Nd}(T)$ все точки для меланократо-
вых включений и плагиогранитоидов располагаются в области гипотетической линии смешения мантийного и
корового материала (рис. 3). Таким образом, эти меланократовые включения, скорее всего, являются додеформаци-
онными и синдеформационными пластовыми (дайковыми) телами, внедренными в комплекс диоритов-
плагиогранитов. Подобные скопления включений описаны для гранитных батолитов разных регионов мира [4].

К северо-западу от участка наблюдается дайка долеритов, секущая полосчатость в плагиогранитах и также
подвергшаяся деформации. Часть дайки сохраняет нормальные интрузивные контакты, а часть разобщена на округ-
лые фрагменты, сцементированные плагиогранитом, т.е. наблюдается ремобилизация вещества плагиогранитов во
время внедрения дайки (рис. 4 А, Б). Среди этих фрагментов присутствуют и округлые фрагменты более ранних ме-

табазитов. Химический состав всех метабазитов близок, а геологические и изотопно-геохронологические данные показывают, что полистадийный процесс внедрения метабазитов и их деформация были позднеархейскими и укладывались в небольшой промежуток времени.

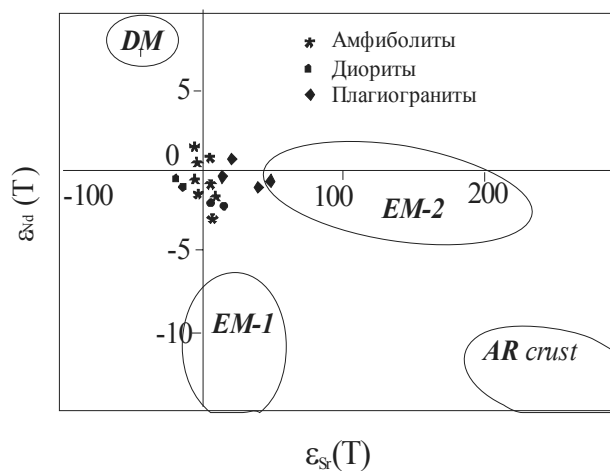


Рис. 3. $\epsilon_{Sr}(T)$ vs $\epsilon_{Nd}(T)$ для плагиигранитов и меланократовых включений диоритов и амфиболитов Мурманского домена.



Рис. 4. Дайка долеритов, секущая плоскостность в плагиигранитах (А); она же, раздробленная и сцементированная микроклиновыми плагиигранитами (Б).

Работа выполнена при поддержке гранта НШ-1413.2006.5 и Госконтракта № 02.445.11.7403, а также грантов РФФИ № 05-05-64177 и 07-05-00100.

Список литературы

1. Ветрин В.Р. Гранитоиды Мурманского блока. Апатиты: КФ АН СССР, 1984. 124 с.
2. Геология архея Балтийского щита. Ред. В.П.Петров. СПб.: Наука, 2006. 345 с.
3. Добржинская Л.Ф. Деформации магматических пород в условиях глубинного тектогенеза. М.-Л.: Наука, 1989. 288 с.
4. Kemp A.I.S., Hawkesworth C.J. Granitic perspectives on the generation and secular evolution of the continental crust // Treatise on Geochemistry. 2000. V 3. P 349-410.

АПОАМФИБОЛИТОВЫЕ МИГМАТИТЫ НИГРОЗЕРСКОЙ СТРУКТУРЫ, БЕЛОМОРСКИЙ ПОДВИЖНЫЙ ПОЯС: ВЛИЯНИЕ КИСЛОТНОСТИ-ЩЕЛОЧНОСТИ ГРАНИТИЗИРУЮЩЕГО ФЛЮИДА НА ФОРМИРОВАНИЕ МИНЕРАЛЬНЫХ ПАРАГЕНЕЗИСОВ

Д.И. Корпечков

Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии, Москва, korpechkov@yandex.ru

Значительную часть Беломорского подвижного пояса (БПП) восточной части Балтийского щита составляет инфракмплес, преимущественно представленный породами тоналит-трондьемит-гранодиоритовой (ТТГ) ассоциации. На ее происхождение существуют различные точки зрения. Большинство исследователей рассматривают эти породы как преимущественно интрузивные образования, возникшие при плавлении пород мантии или корового субстрата [3, 4]. Другие считают, что преобладающим процессом был метасоматоз преимущественно амфиболитового субстрата при подчиненном развитии частичного плавления [1, 5]. Наши наблюдения показывают, что породы ассоциации полигенны. Наряду с очевидно интрузивными образованиями присутствуют продукты метасоматоза амфиболитов. Последние на конечных стадиях переработки способны подвергаться частичному плавлению, а образовавшиеся при этом расплавы – перемещению. По крайней мере, часть интрузивных пород ассоциации возникла за счет расплавов, возникших при частичном плавлении метасоматически переработанных амфиболитов.

Рассмотренные Т.Ф. Щербаковой [5] и другими исследователями пути гранитизации в целом соответствуют модели гранитизации Д.С. Коржинского [2], согласно которой метасоматоз (привнос кремнезема и щелочей) доводит состав гранитизируемой породы до близэвтектического, что приводит к последующему выплавлению гранитной эвтектики. При этом рстит не образуется. Так, при изучении гранитизированных пород хетоламбинского комплекса почти не удается обнаружить разностей, соответствующих рститам. В связи с этим представляет интерес изученный нами процесс гранитизации амфиболитов Нигрозерской структуры, который в значительной степени отличается от модели Коржинского: здесь практически отсутствуют передовые метасоматиты и есть породы, которые условно можно рассматривать как рститы. Большой интерес представляет также выявленная зависимость механизмов частичного плавления амфиболитов и парагенезисов новообразованных гранитоидов от состава гранитизирующего флюида.

Краткая характеристика мигматитов Нигрозерской структуры. Нигрозерская структура расположена на границе Карелии и Мурманской обл. и входит в состав Центрально-Беломорской мафической зоны (Центрально-Беломорского зеленокаменного пояса) [3, 4], сложена преимущественно амфиболитами и апоамфиболитовыми породами, содержит отдельные тела метаморфизованных ультраосновных пород. Развитие апоамфиболитовых мигматитов, гранитоидов и метасоматитов преимущественно приурочено к узким (первые десятки метров мощности) и протяженным (до сотен метров) зонам сдвиговых деформаций. Их строение чрезвычайно сложное, но удается выделить несколько устойчивых петрографических разностей пород:

Неизменные амфиболиты. Главные минералы – амфибол и плагиоклаз, второстепенные – кварц, гранат, клинопироксен. Отличительная особенность – среднезернистые однородные структуры, массивные или слабо выраженные гнейсовидные текстуры. Содержание неизменных амфиболитов в сдвиговых зонах не превышает 10 %. Зональность минералов по данным микрозондового анализа в неизменных амфиболитах всегда ретроградная, температуры образования по гранат-амфиболовому термометру (здесь и далее оценки температур проводились по набору термометров программы GEOPATH [6]) 580-610 °С, что можно принять за температуру начального метаморфизма пород Нигрозерской структуры.

Перекристаллизованные амфиболиты. По фазовому составу идентичны неизменным амфиболитам, но отличаются от них структурно-текстурными особенностями и количественными соотношениями минералов. Можно выделить катаклазированные разности, по количественному соотношению минералов идентичные неизменным породам, осветленные разности, обогащенные плагиоклазом, часто, клинопироксеном за счет уменьшения содержания амфибола и граната, и меланократизированные разности. Среди них выделяются разности, обогащенные амфиболом при уменьшении содержания других минералов, и обогащенные гранатом и кварцем за счет уменьшения содержания амфибола и плагиоклаза. Эти породы распространенные в Нигрозерской структуре, имеют характерные порфиробластовые структуры, поэтому в дальнейшем мы будем их называть порфиробластовыми амфиболитами. Редко встречаются окварцованные амфиболиты, по внешнему виду похожие на катаклазированные, но содержащие небольшое (до 5 %) количество новообразованного кварца.

Зональность минералов в катаклазированных и окварцованных амфиболитах слабовыраженная ретроградная, температуры образования ~ 630 °С, состав породообразующих минералов схож с составом минералов неизменных амфиболитов, т.е. катаклаз и окварцевание происходили без изменения состава минералов амфиболитов. Зональность минералов порфиробластовых амфиболитов отчетливо проградная, температуры образования от 550 для центральных частей зерен до 620 °С для краевых. Темноцветные минералы порфиробластовых амфиболитов по сравнению с одноименными минералами неизменных амфиболитов обогащены Mg, а плагиоклаз – Ca. Подобная тенденция изменения составов минералов и структурные наблюдения позволяют считать, что породы образовались за счет частичного плавления амфиболитов, т.е. по сути являются рститам, а температурные оценки указывают на значительную роль их субсолидусных преобразований.

Лейкокрастовые породы. По составу отвечают гранитоидам или плагиогранитоидам. По структурной приуроченности можно выделить два типа лейкокрастовых пород. Породы первого типа слагают обособленные изолированные линзообразные тела мощностью до 10 см в окружении меланократовых оторочек, характеризуются крупно- и гигантозернистыми (до пегматоидной) структурами. В качестве темноцветных минералов содержат амфибол и гранат, никогда не содержат микроклин. Зональность темноцветных минералов ретроградная, а температурные оценки 630-650 для центральных частей зерен и 600-630 °С для краевых. Магматические аллотриоморфные структуры и ретроградная зональность минеральных зерен, по-видимому, указывают на то, что образование пород происходило из расплава. В таком случае температуру 630-650 °С можно принять как температуру солидуса. Она оказывается несколько ниже, чем экспериментальная оценка солидуса амфиболитов при давлении 6-8 кбар (давление метаморфизма в БПП [7] – 660-670 °С), что, по-видимому, надо объяснять погрешностями используемой системы термометров или участием в процессе мигматизации нигрозерских амфиболитов летучих компонентов, снижающих температуру плавления.

Лейкокрастовые породы второго структурного типа встречаются в виде отдельных жилообразных тел, которые лишены меланократовых оторочек, но могут содержать значительное количество реликтовых минералов амфиболитов. Как показывают наблюдения в шлифах, главными минералами, для которых можно предполагать кристаллизацию из расплава, являются кварц и плагиоклаз, второстепенными – гранат, амфибол, клинопироксен и биотит. Температуры кристаллизации магматической ассоциации 650-700 °С, т.е. основная масса лейкокрастовых пород кристаллизовалась из расплавов, несколько перегретых относительно солидуса и, таким образом, способных к перемещению в отличие от лейкокрастовых пород первого типа, которые кристаллизовались *in situ*. После затвердения породы второго типа в значительной степени подверглись микроклинизации и вторичному окварцеванию, в меньшей степени – мусковитизации.

Меланократовые породы. Состоят из кварца, амфибола и граната, иногда содержат реликтовый плагиоклаз. По структурной приуроченности также можно выделить два типа меланократовых пород. Породы первого типа встречаются в виде оторочек вокруг линзообразных тел кварц-плагиоклазового состава. Амфибол меланократовых пород первой группы характеризуется повышенной железистостью, температурные оценки минералообразования по гранат-амфиболовому термометру 650-680 °С, зональность минералов проградная. Такие высокие температуры образования меланократовых пород указывают на гиперсолидусные условия образования, но тенденция к обогащению темноцветных минералов Fe, а амфибола еще и щелочами указывает на то, что плавление сопровождалось существенной метасоматической проработкой породы, отвечающей гранитизации.

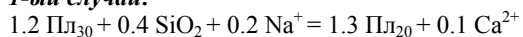
Меланократовые породы второго типа слагают обособленные жилообразные тела, локализованные среди порфиобластовых амфиболитов. Темноцветные минералы меланократовых пород характеризуются высокой магнетиальностью, их зональность проградная, температуры образования 570-600 °С. Образование пород происходило в субсолидусных условиях в результате кислотного выщелачивания реститов, оставшихся после выплавления плагиогранитоидов.

Гранат-кварцевые породы. Состоят из кварца и граната в приблизительно равных количествах. Слагают маломощные (от мм до см) жилообразные тела, могут развиваться по меланократовым (в этом случае содержат реликтовый амфибол и близки к меланократовым породам второго структурного типа) и лейкокрастовым породам. Гранат-кварцевые породы имеют метасоматическое происхождение, являются продуктом кислотного выщелачивания апоамфиболитовых пород (в том случае, когда развиваются по меланократовым или меланократизированным породам) или продуктом сопряженного осаждения оснований (преимущественно Fe – когда образуются по лейкокрастовым породам). Как показывают данные петрохимии и расчет баланса масс, мигматизация пород Нигрозерской структуры сопровождалась значительным привносом кремнезема (~ 25 частей на 100 частей амфиболита) и, в меньшей степени, щелочей (~ по 1 части Na₂O и K₂O на 100 частей амфиболита).

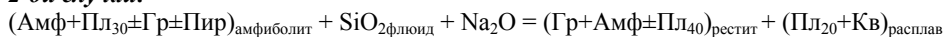
Таким образом, на основании детального изучения петрографии, петрохимии и минералогии пород Нигрозерской структуры можно сделать вывод о сложном механизме их формирования, в котором оказываются совмещены процессы частичного плавления, метасоматоза и перемещения новообразованных расплавов. При этом процессы метасоматоза и частичного плавления происходят одновременно, а состав новообразованных парагенезисов в значительной степени зависит от состава метасоматизирующего флюида. Рассмотрим это на примере плавления амфиболитов и парагенетических соотношений темноцветных минералов гранитоидов.

Механизмы плавления амфиболитов. Как следует из изложенного выше материала, плавление амфиболитов в Нигрозерской структуре осуществляется тремя различными путями: в первом случае соотношение темноцветных минералов в рестите практически не меняется, а количество плагиоклаза резко сокращается (в рестите – практически мономинеральные амфиболиты), во втором случае рестит обогащается гранатом и кварцем за счет сокращения количества плагиоклаза и амфибола (в рестите – порфиобластовые амфиболиты), наконец, в третьем случае рестит как таковой не образуется, однако образующийся расплав обогащается клинопироксеном. Уравнения протекающих при плавлении реакций (с учетом реальных составов минералов) следующие:

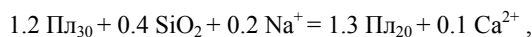
1-ый случай:



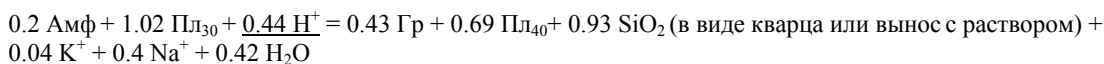
2-ой случай:



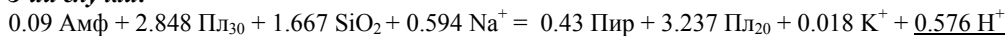
реакция распадается на две комплементарные части: 1 – образование расплава



2 – образование рестита



3-ий случай:



Как видно из уравнений, первый случай реализуется в близейтральных условиях (ионы водорода не присутствуют в уравнении реакции), второй – в кислых условиях (ионы водорода – в левой части уравнения), третий – в щелочных условиях (ионы водорода – в правой части уравнения). Наиболее частым случаем в Нигрозерской структуре является второй, а первый и третий имеют подчиненное значение.

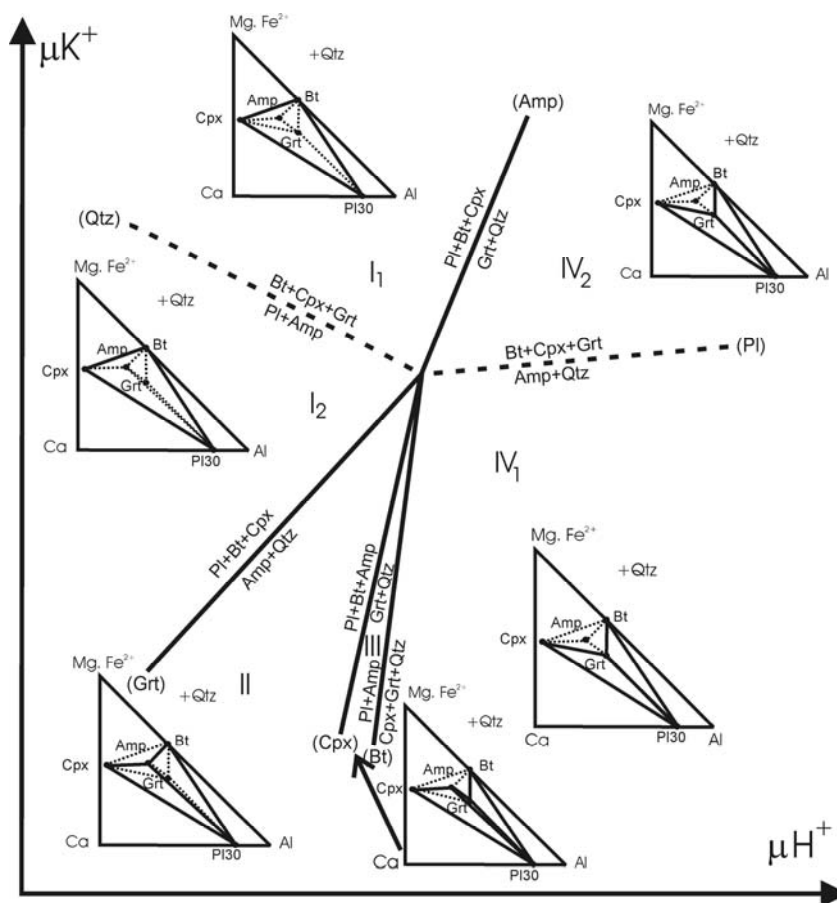


Рис. 1. Парагенезисы гранитоидов в зависимости от химических потенциалов K^+ и H^+ во флюиде.

Парагенезисы гранитоидов. Как упоминалось, плагиогранитоиды Нигрозерской структуры состоят в основном из плагиоклаза и кварца, темноцветные минералы представлены амфиболом, гранатом, биотитом и клинопироксеном. Развитие микроклина и мусковита связано с субсолидусными процессами. Таким образом, максимально возможное количество минералов в системе – 6. Количество инертных компонентов в ней, согласно правилу фаз – 4 (могут быть выбраны Si, Al, $\text{Mg}+\text{Fe}^{2+}$ и Ca). Дивариантное равновесие отвечает сосуществованию четырех минералов. Вполне подвижными компонентами, как показывают уравнения реакций, оказываются Na^+ , K^+ , H_2O , H^+ . Эволюция гранитоидов может рассматриваться в рамках флюидно-магматического взаимодействия.

Как следует из диаграммы парагенезисов плагиогранитоидов в зависимости от химического потенциала вполне подвижных компонентов (рис. 1), наиболее часто встречающаяся в плагиогранитоидах Нигрозерской структуры ассоциация $\text{Bt}+\text{Grt}+\text{Qtz}+\text{Pl}$ (Pl – плагиоклаз, Qtz – кварц, Bt – биотит, Grt – гранат, Amp – амфибол, Cpx – клинопироксен) отвечает повышенной кислотности равновесных с расплавом флюидов (поля III и IV), а более редко встречающиеся парагенезисы $\text{Amp}+\text{Grt}+\text{Qtz}+\text{Pl}$ (поле III), $\text{Bt}+\text{Amp}+\text{Qtz}+\text{Pl}$, $\text{Cpx}+\text{Amp}+\text{Qtz}+\text{Pl}$ (поле II) и $\text{Cpx}+\text{Bt}+\text{Qtz}+\text{Pl}$ (поле I) – относительно пониженной кислотности флюидов.

Таким образом, в пределах Нигрозерской структуры отмечаются парагенезисы, равновесные с флюидами повышенной кислотности и щелочности, причем первые преобладают. Не наблюдается свидетельств развития одних парагенезисов по другим, т.е. образование парагенезисов различной кислотности-щелочности происходило в пределах Нигрозерской структуры одновременно. Тем не менее, наблюдаются некоторые закономерности в их пространственной локализации: парагенезисы, отвечающие максимальной кислотности флюида, приурочены к центральным частям сдвиговых зон, парагенезисы, отвечающие более низкой кислотности флюида – к их периферийным частям. Подобное сосуществование в пределах единой зоны сдвиговых деформаций парагенезисов различной кислотности-щелочности является следствием дифференциации флюида по кислотности-щелочности. Совершенно очевидно, что развитие сдвиговой зоны сопровождается возникновением градиента давления: в центральных частях зоны давление будет ниже, чем в периферийной. В связи с этим, будет наблюдаться откачка флюидов в центральные части сдвиговых зон, причем здесь будут скапливаться наименее плотные флюиды, в то время как на периферии зоны флюиды будут более плотными. В силу реакций диссоциации солей (например, $\text{NaCl} + \text{H}_2\text{O} = \text{NaOH} + \text{HCl}$) в любом флюиде сосуществуют кислотные (в указанном случае – HCl) и более основные компоненты (NaOH). В связи с более высокой летучестью кислотных компонентов по отношению к основным, они будут аккумулироваться в менее плотной фазе в центральных частях зон сдвиговых зон, основные – в более плотной фазе в их краевых частях. Именно таким механизмом дифференциации флюидов по кислотности-щелочности, по-видимому, может быть объяснено разнообразие парагенезисов мигматитов Нигрозерской структуры.

Список литературы

1. Козловский В.М. Природа полосчатых текстур в мигматизированных амфиболитах хетоламбинской толщи Беломорского комплекса // Геология, полезные ископаемые и геоэкология северо-запада России. Матер. XVII научн. конф. памяти К.О. Кратца. Петрозаводск: Ин-т геологии КарНЦ РАН, 2006. С. 29-31.
2. Коржинский Д.С. Гранитизация как магматическое замещение // Изв. АН СССР, сер. геол. 1952. № 2. С. 56-69.
3. Ранний докембрий Балтийского щита. Ред. В.А. Глебовицкий. СПб.: Наука, 2005. 711 с.
4. Слабунов А.И., Володичев О.И., Балаганский В.В. и др. Беломорский подвижный пояс: общие черты геологического строения и эволюции // Беломорский подвижный пояс и его аналоги: геология, геохронология, геодинамика, минералогия. Путеводитель геол. экскурсии. Петрозаводск: Ин-т геологии КарНЦ РАН, 2005. С. 6-12.
5. Щербакова Т.Ф. Амфиболиты беломорского комплекса и их гранитизация. М.: Наука, 1988. 148 с.
6. Gerya T.V., Perchuk L.L. GEOPATH – a thermodynamic database for geothermobarometry and related calculations with the IBM PC AT/XT computer // Abstr. XXIX Int. Geol. Congr. Kyoto, 1992. V 2. P 1026.
7. Vielzeuf D., Schmidt M.W. Melting relations in hydrous systems revisited: application to metapelites, metagreywackes and metabasalts // Contrib. Mineral. Petrol. 2001. V 141. P 251-267.

ГЕОЛОГИЯ, РУДОНОСНОСТЬ И АБСОЛЮТНЫЙ ВОЗРАСТ СЕВЕРО-ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ ЗЕЛЕНОКАМЕННОГО ПОЯСА КОЛМОЗЕРО-ВОРОНЬЯ

Н.М. Кудряшов, Н.Н. Галкин

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

Архейский зеленокаменный пояс Колмозеро-Воронья (ЗКВ) находится в северо-восточной части Балтийского щита на сочленении трех крупных доменов – Мурманского, Центрально-Кольского и Кейвского. Вещественный комплекс ЗКВ представлен субсогласными простирающимися всей структуры протяженными лезвиеобразными пластинами амфиболитов, субпараллельными им полосами гнейсов и сланцев, а также мелкими будинообразными телами метабазит-гипербазитов. ЗКВ сопоставляют с классическими архейскими зеленокаменными поясами Канады, Австралии и ЮАР, отличая от них высокой степенью метаморфизма слагающих пород средних ступеней амфиболитовой фации ($T = 550-600\text{ }^{\circ}\text{C}$, $P = 3.0-3.5\text{ кбар}$) [1]. В северо-западной части ЗКВ известно Cu-Mo месторождение Пеллапахк и несколько золото-сульфидных и золото-кварцевых рудопроявлений – Оленинское, Няльм-1 и Няльм-2 (рис. 1). Их своеобразие обусловлено многоэтапностью процессов рудообразования [4]. Геохронологическими исследованиями пород ЗКВ установлено, что становление пояса происходило на протяжении 100 млн. лет с образованием основных вулканитов и пород коматитовой ассоциации 2.87 млрд. лет с завершающей стадией формирования гранодиоритов 2.73 млрд. лет и последующим внедрением интрузивов кислого состава и пегматитов с редкометалльной минерализацией [3].

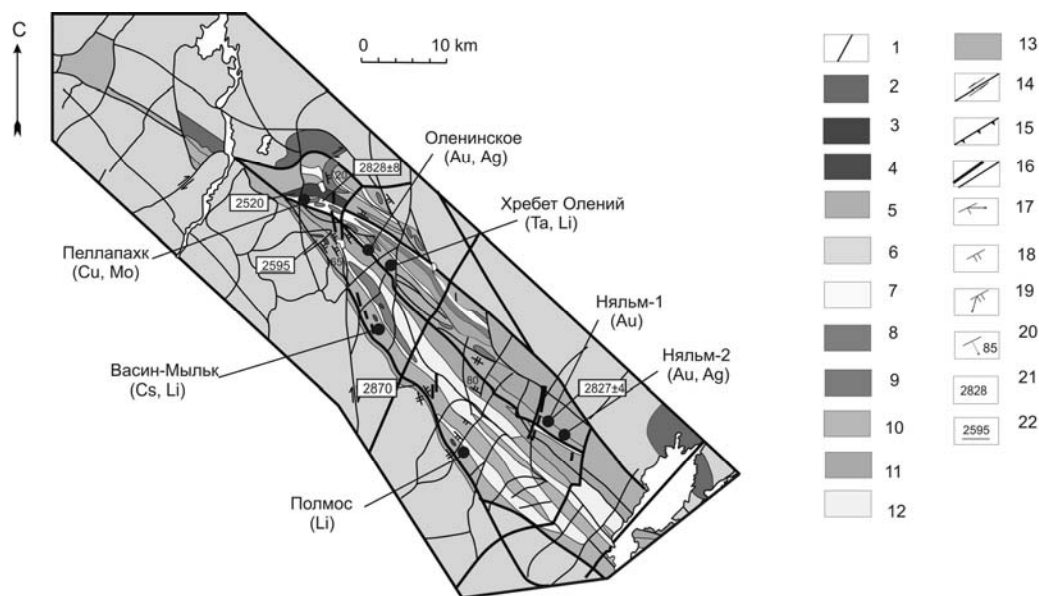


Рис. 1. Фрагмент геологической карты-схемы архейской шовной зоны Колмозеро-Воронья [Пожиленко и др., 2002]

1 – дайки диабазов и пикритовых порфиритов, условно PR; 2 – микроклиновые лейкограниты; 3 – турмалиновые граниты; 4 – гранитные пегматиты с редкометалльной минерализацией; 5 – кварцевые монцодиориты и кварцевые диориты; 6 – плагиомикроклиновые граниты и гранит-пегматиты; 7 – кварцевые порфиры; 8 – метагаббро и габбро-амфиболиты; 9 – метаперидотиты, метапироксениты, актинолититы, тремолититы; 10 – метагаббро-анортозиты, амфиболиты и хлоритовые сланцы по ним; 11 – гранат-биотитовые и биотитовые гнейсы, гранат-кианит (андалузит)-биотитовые, гранат-кианит-ставролитовые сланцы гнейсо-сланцевого комплекса; 12 – амфибол-биотитовые, биотитовые, мусковит-биотитовые гнейсы и сланцы лептитового комплекса (этим же цветом показаны гнейсы лебяжинской свиты Кейв); 13 – амфиболиты с реликтами ультраосновных (коматитовых) и основных метавулканитов, шаровые лавы, железистые кварциты амфиболитового комплекса. Структурные элементы: 14 – сдвиги; 15 – надвиги; 16 – тектонические нарушения различной иерархии; 17 – кливаж с линейностью; 18 – метаморфическая полосчатость; 19 – кристаллизационная сланцеватость; 20 – слоистость. Абсолютный возраст по данным U-Pb-изохронного метода: 21 – магматизма; 22 – метаморфизма.

Рудопроявление Оленинское приурочено к минерализованной зоне в габбро-амфиболитах хр. Оленьего. Среди габбро-амфиболитов отмечаются зоны трещиноватости невыдержанной мощности и различного масштаба от см до десятков м, залеченные актинолититами и эпидозитами. Габбро-амфиболиты секутся малыми интрузивными телами штокообразной или дайковой формы кварцевых порфиров, габбро-диоритов, жилами редкометалльных пегматитов и многочисленными дайками диабазов. Морфологически золоторудная зона представляет собой линейный штокверк $1500 \times 200\text{ м}$. По результатам опробования, рудные тела имеют линзовид-

ное строение. Контакты рудных тел отчетливо трассируются зонами биотитизации. Метаморфическая и кристаллизационная сланцеватость пород ориентирована в С и СВ румбах [3]. Характер деформаций и приуроченность золотого оруденения к габбро-амфиболитам, характеризующимся высокой упругостью и хрупкостью, а не к контактирующим с С и Ю более пластичным глиноземистым сланцам, являются типичными признаками золотого оруденения в архейских амфиболитовых толщах [6]. В породах, несущих золотую минерализацию, широко проявлены окварцевание с образованием маломощных кварцевых жил, биотитизация, эпидотизация, диопсидизация, турмалинизация и др. Детальные исследования кварца из зон метасоматитов показали отсутствие в нем включений минералообразующего флюида, что связано, по-видимому, с многократным процессом перекристаллизации [2]. В ЮЗ части рудопроявления Оленинское отмечено габбро-диоритовое тело, которое к СЗ выклинивается и представлено будинированными кварцевыми жилами с арсенопиритовой минерализацией и видимым самородным золотом. Вмещающими породами являются гранат-слюдистые (глиноземистыми) сланцы. К ЮВ мощность тела монотонно увеличивается до 140 м и продолжается не менее чем на 2-3 км (на дневной поверхности фиксируется характерными понижениями в рельефе) и, возможно, является одним из звеньев протяженной цепочки малых интрузий габбро-диоритового состава.

Месторождение Пеллапахк расположено в зоне сочленения двух крупных разломов – СЗ, согласно общему простиранию структуры, и СВ. Первый контролируется интрузиями базит-гипербазитового состава, второй поздними пегматитами, а зона их пересечения – интрузиями средне-кислого состава (турмалиновые граниты и т.д.). Вмещающими оруденение породами являются гранит-порфиры, относящиеся к наиболее ранним кислым интрузивным субвулканическим образованиям. Протяженность тела гранит-порфиров свыше 3 км при видимой мощности 500 м. На глубину оруденение прослежено до 300 м. Гранит-порфиры интродуцируют сланцы и гнейсы червуртской свиты, которые секутся также микроклиновыми гранитами. И те, и другие секутся протерозойскими дайками диабазов, оливиновых габбро, оливиновых и пикритовых порфиритов. Контакты со сланцами тектонизированы. Минерализованные зоны слагают линейные штокверки мощностью до 100 м, круто падающие на СВ.

Рудопроявление Няльм-1 расположено в 18 км к юго-востоку от рудопроявления Оленинское вдоль хр. Олений. Оно приурочено к штокообразному телу кварцевых диоритов. Интрузия кварцевых диоритов в плане имеет вытянутую линзовидную форму, ее протяженность в ЮВ направлении составляет 300 м при мощности не более 100 м. На глубину штокверк прослежен до 200 м. В зависимости от содержания роговой обманки и биотита выделяются лейко-, мезо- и меланократовые диориты. Метасоматические изменения выражены слабо, проявлены биотитизация, эпидотизация, хлоритизация и окварцевание. Связь сульфидной минерализации с метасоматическими изменениями не отмечена. Промышленные содержания золота связаны с меланократовыми диоритами и кварцевыми жилами.

Размещение рудоносных штоко- и дайкообразных тел диоритов и диоритовых габбро четко контролируется участками пересечения разломов субмеридионального и СЗ направлений (рис. 2). Их размеры составляют первые км в длину и до 0.5 км в ширину. Все малые интрузии габбро-диоритового состава и ассоциирующая с ними золоторудная минерализация характеризуются пространственным распределением в виде серии субпараллельных, эшелонированных минерализованных зон протяженностью, по данным геофизики и геохимии, до 5-10 км. Именно малые интрузии габбро-диоритового комплекса позднего AR являются образованиями, с которыми пространственно-временная и, возможно, генетическая связь золоторудной минерализации просматривается особенно отчетливо.

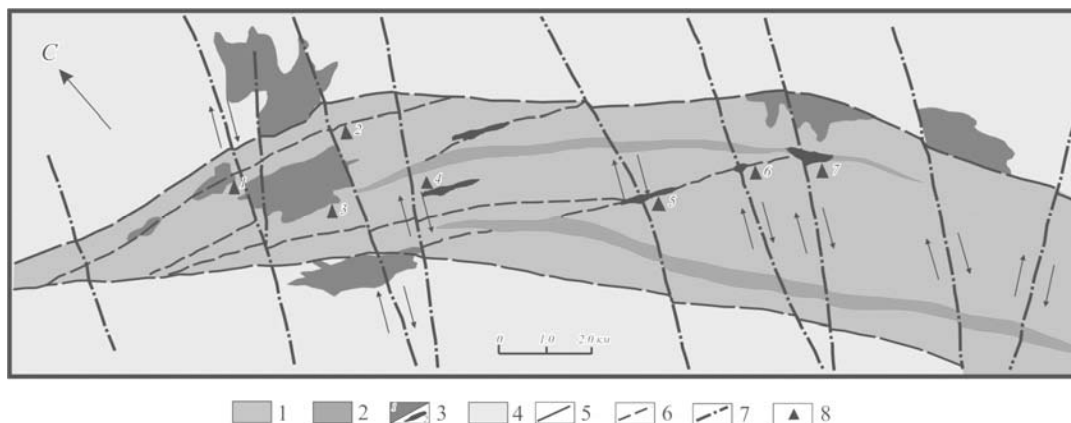


Рис. 2. Структурная схема северо-западной части зеленокаменного пояса Колмозеро-Воронья.

1 – толеиты, базальты, коматититы и кислые вулканы; 2 – метагаббро; 3 – турмалиновые граниты и гранодиориты (1) и разности диоритов (2); 4 – архейские гнейсы и гранито-гнейсы основания; 5 – краевые глубинные разломы; 6 – сдвиговые зоны; 7 – поперечные разломы; 8 – месторождения и рудопроявления: 1. Зап. Лешая (Au), 2. Вост. Лешая (Au), 3. Пеллапахк (Cu, Mo), 4. Оленинское (Au, Ag), 5. В. Няльм (Au), 6. Няльм-1 и 2 (Au), 7. Мешень (Au).

Для изотопно-геохронологических исследований отобрана проба наиболее массивных кварцевых порфиров (KV-25) из небольшого по мощности (около 20 м) тела у подножия СВ склона г. Пеллапахк. В наименее измененных частях кварцевые порфиры представляют собой мелко- и тонкозернистые плотные породы светло-серой окраски с порфировыми вкрапленниками кварца и плагиоклаза размером до 5 мм. Структура пород бластокатакlastическая или бластопорфировая. Минеральный состав: кварц (до 60), плагиоклаз (15-30) и биотит (10 %). Акцессорные минералы: апатит, сфен, циркон, магнетит, пирит. В качестве вторичных минералов присутствуют мусковит (до 15), карбонат (до 1 %) и хлорит. Циркон представлен длинно- и короткопризматическими кристаллами разного размера, в иммерсии отчетливо просматривается тонкая осцилляционная зональность, свидетельствующая о кристаллизации циркона из расплава. Восемь фракций циркона определяют возраст 2828 ± 8 млн. лет, СКВО = 0.86. Нижнее пересечение дискордии с конкордией отражает современные потери свинца.

Из интрузии в виде небольшого линзовидного тела размером около 50 м рудопоявления Няльм-1 отобрана проба массивных кварцевых диоритов (KV-26), вмещающими породами для них являются глиноземистые сланцы и метабазалты. Структура пород бластопорфировая. Минеральный состав почти идентичен кварцевым порфирам KV-25. Таким образом, возраст кварцевых порфиров месторождения Пеллапахк и кварцевых диоритов рудопоявления с возрастaми 2828 ± 8 и 2827 ± 4 млн. лет (рис. 3) совпадают в пределах ошибки и фиксируют время внедрения интрузивных тел, несущих Au и Cu-Mo минерализацию. Циркон представлен полупрозрачными дипирамидально-призматическими трещиноватыми кристаллами коричневатого цвета. Ребра граней сглажены, $K_u = 3-4$, на поверхности часто наблюдаются следы растворения. Возраст четырех фракций циркона по верхнему пересечению с конкордией 2827 ± 4 млн. лет, СКВО = 0.52. Нижнее пересечение отражает современные потери свинца. Полученный возраст интерпретируется как время кристаллизации кварцевых диоритов.

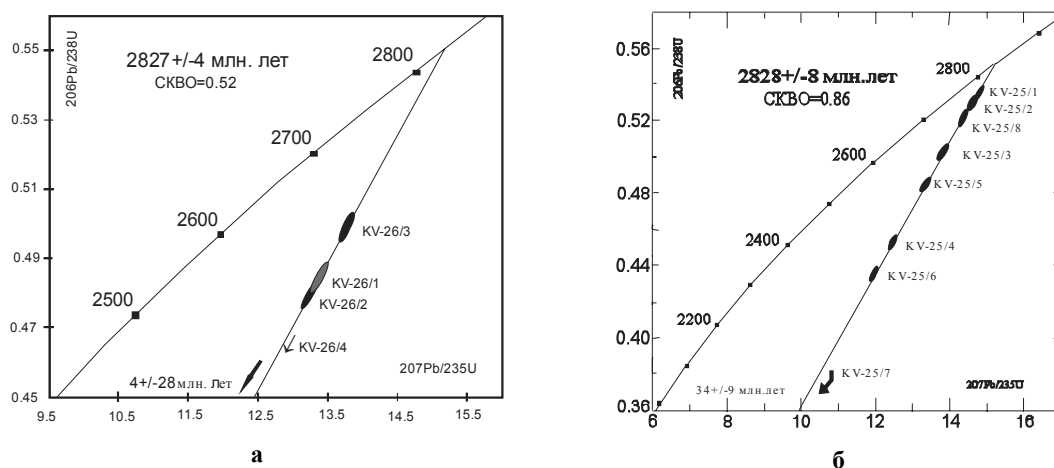


Рис. 3. Диаграмма с конкордией для кварцевых диоритов рудопоявления Няльм-1 (а) и кварцевых порфиров месторождения Пеллапахк (б).

Работа выполнена в рамках научной школы НШ-1413.2006.5 и Государственного контракта с Федеральным агентством по науке и инновациям № 02.445.11.7403.

Список литературы

1. Вревский А.Б. Петрология и геодинамические режимы развития архейской литосферы (на примере северо-восточной части Балтийского щита. Л.: Наука, 1989. 143 с.
2. Волков А.В., Новиков И.А. Золото-сульфидное месторождение Оленинское (Кольский п-ов, Россия) // Геол. руд. месторождений. 2002. Т.44. №5. С. 412-424.
3. Галкин Н.Н. Минералого-геохимическая характеристика Оленинского золоторудного проявления, архейская зона Колмозеро-Воронья // Геология и геоэкология: исследования молодых. Т. 2. Апатиты: КНЦ РАН, 2002. С. 33-39.
4. Галкин Н.Н. Геология и минералогия золоторудных проявлений Пеллапахк-Оленинского рудного узла, Кольский п-ов: Автореф. дис. к.г.-м.н. М.: ИМГРЭ, 2006. 24 с.
5. Кудряшов Н.М., Гавриленко Б.В., Апанасевич Е.А. и др. Возраст пород архейского зеленокаменного пояса Колмозеро-Воронья: новые U-Pb данные // Геология и полезные ископаемые северо-запада России. Апатиты: КНЦ РАН, 1999. С. 66-70.
6. Старостин В.И. Палеотектонические режимы и механизмы формирования структур рудных месторождений. М.: Недра, 1988. 256 с.

МИНЕРАЛОГИЯ И ЛОКАЛИЗАЦИЯ БЛАГОРОДНОМЕТАЛЛЬНОГО ОРУДЕНЕНИЯ В СЕВЕРНОЙ КАРЕЛИИ ПО ГЕОЛОГО-ГЕОФИЗИЧЕСКИМ ДАННЫМ

Л.В. Кулешевич, В.А. Земцов, В.Д. Слюсарев

Институт геологии КарНЦ РАН, Петрозаводск, kuleshev@krc.karelia.ru; zemtsov@krc.karelia.ru

Металлогеническая специализация структур Сев. Карелии определяется первичной геохимией метаморфизованных вулканогено-осадочных комплексов, формированием регенерированных колчеданных руд или новообразованной Au-содержащей сульфидной и Sb-As-минерализации, хромитовыми и титаномagnetитовыми рудами разновозрастных базит-гипербазитовых интрузий (AR–PR) с сопутствующими МПГ. Наибольший интерес представляет субмеридиональный Тикшезерско-Авнеозерский зеленокаменный пояс в сочленении Карельского кратона и Беломорской складчатой области, характеризующийся сложной гравитационной ступенью поля силы тяжести и многочисленными мелкими магнитными аномалиями ΔТ разных знаков интенсивностью до нескольких тысяч нТл [1].

Таблица 1. Содержание благородных металлов в минерализованных толщах и метасоматитах Сев. Карелии, г/т.

Участок	Порода и тип минерализации	n	Pt	Pd	Rh	Au
Винга	Прожилково-вкрапленное пирротинное оруденение	8	н	н	н	0.003-0.09
-	Амфиболиты и метасоматиты по ним с сульфидной вкрапленностью (центр)	65 2	н	н-0.007		н-0.077 0.013-0.072**
-	Кварц-ставролит-гранат-амфиболовые метасоматиты с арсенопиритом (центр)	8 2	н	н-0.079	н	0.03-0.11 0.04-0.27*
-	Тремолиты и метасоматиты по ним (ЮЗ склон)	18	н-0.01	0.004-0.018	н	н-0.169
-	Тремолит по пироксениту, обогащенный сульфидами на контакте с андезитами	2 2	н	0.008	н	0.3-0.405 н-0.2**
-	Арсенопиритовые руды и вкрапленность в кианит-кварцевых метасоматитах	2 2				0.27-0.29 0.11-1*
Степанова	Магнетитовые кварциты	2	н	н	н	0.011-0.022
Ламба	Амфиболиты и метасоматиты по ним с вкрапленностью пирротина	20 13	н-0.013	н-0.014	н-0.001	н-0.042 н-0.003**
-	Углеродистые сланцы с сульфидами (керна)	10				0.001-0.002**
-	Вкрапленно-прожилковые колчеданы в сланцах	12				н-0.006*. **
-	Карбонат-тремолитовые сланцы по ультрабазитам	2				0.008-0.043
-	Гранат-куммингтонитовые метасоматиты с вкрапленностью пирротина и арсенопирита	2 5				0.28-0.55* н-0.06**
-	Вкрапленная Sb-As минерализация	2				н-0.02*
Еловое	Магнетит-содержащие гнейсы	4	н-0.015	н-0.032	н	0.001-0.003**
-	Пирротинные вкрапленно-прожилковые руды в гнейсах, в т.ч. с арсенопиритом	2 2	н	н	н	н-0.002 н-0.1**
-	Гранатовые амфиболиты и метасоматиты с вкрапленными сульфидами и арсенопиритом	6 2	н	н	н	н-0.077 0.02-0.30*
-	Диопсидовые метасоматиты с гнездовым арсенопиритовым оруденением	2 2	н	н	н	0.041-0.075 0.02-0.3*
Хизоваара	Халькопирит-арсенопиритовые руды в кианит-кварцевых метасоматитах	6 2 2	н-0.015	0.017-0.097	н	0.054-0.076 0.02-0.12* 0.015-0.14**
-	Кварц-гранат-амфиболовые и Stv-Gr-Ky-Q метасоматиты с арсенопиритом	4	н-0.015	н	н	0.01-0.096
-	Колчеданы в кианитовых метасоматитах	2	н	н	н	н
-	Полиметаллическая минерализация на контакте кислыми дайками	4				н-0.6
-	Магнетитовые руды с ед. арсенопиритом	8	н	н	н	0.003-0.017
-	Углерод-содержащие сланцы с полисульфидной вкрапленностью	8 2	н	н-0.015	н	0.011-0.1 до 0.6**
-	Фукситовые сланцы с сульфидной вкрапленностью	2 2	н	0.12-0.22	0.0016- 0.0027	0.018-0.0097 0.1-0.17*
Оз. Железное	Магнетитовые руды	2	н	н	н	0.006-0.016
-	Сульфид-содержащие метасоматиты	2	н	н	н	0.18-0.28
Желтозеро, оз. Кереть	Углерод-содержащие сланцы	4 2	н	н-0.005	н	0.008-0.027 0.066-0.088**
Вичаны	Сульфидная минерализация в эпидот-диопсидовых метасоматитах вблизи массива чарнокитов	2 2	н	н	н	0.13-0.15 0.15-0.5*
Травяная Губа	Титаномagnetитовые руды с единичными сульфидами в метаультрабазитах (С-2586/12)	2	0.21-0.22	0.81-0.77	н	2.1-2.5
-	Титаномagnetитовые руды и после-пегматитовые ильменитовые прожилки (7340/14)	2 2	0.026 0.013- 0.014	0.341-0.114 0.248-0.29	н н	0.105-0.121 0.273-0.28

Примечание: n – число анализов, пробирный и химико-спектральный анализы выполнены в филиале ЦНИГРИ, г. Тула * и ПГО “Севзап-геология”**, данные Л.В. Кулешевич, В.Д. Слюсарева, В.С. Степанова и В.Н. Кожевникова (архив ИГ КарНЦ РАН).

В пределах этого пояса детальные геолого-геофизические исследования выполнены на участках Винга, Степанова Ламба, Иван-гора, Еловое, Хизоваара, Вичаны, оз. Железное, Травяная Губа и др. [2-7]. Повышенные концентрации золота до 0.27-1 г/т обнаружены в зонах развития сульфид-кварцевых прожилков, полиметаллической или Sb-As-минерализации в измененных осадочно-вулканогенных толщах различного состава, а ЭПГ и Au в сумме до 3.5 г/т в ильменит-титаномагнетитовых рудах (табл. 1).

Au-содержащее сульфидно-кварцевое, полисульфидное и Sb-As-оруденение (1 тип) представлено халькопирит-пирротиновой, пирротиновой, арсенопиритовой или бертьерит-арсенопиритовой минерализацией в зонах складчатых деформаций и метасоматического преобразования пород.

Участок Винга имеет синклинное строение с СЗ ориентировкой осевых плоскостей складок. В центральной части участка вмещающие толщи секутся штоком и дайками плагиопорфиров, в северной части прорываются гранитами. Вкрапленно-прожилковое переотложенное колчеданное оруденение с содержанием Au до 0.013-0.11 г/т развито в СВ части участка и представлено пирротинном, пиритом, халькопиритом и магнетитом (до 30 %). В ореоле штока и даек порфиров в метасоматитах развита Sb-As и пирротиновая вкрапленно-прожилковая минерализация. Вкрапленное арсенопиритовое оруденение и массивные руды локализуются в кианит-гранат-ставролит-кварцевых или мусковит-кианит-кварцевых метасоматитах по вулканогенно-осадочной толще и амфиболитам. На участке Винга выявлено три проявления Au (Винга-1, 2, 3).

Рудопоявление Винга 1 расположено на севере участка в субширотной зоне в ставролит-гранат-кианит-кварцевых метасоматитах с вкрапленностью арсенопирита, халькопирита, пирротина. Au до 1 г/т обнаружено в кварцевой жиле (до 10 см), содержащей халькопирит (20-30 %) и пирротин (1-5 %).

На *рудопоявлении Винга 2* в центре участка развиты вкрапленные и богатые арсенопиритовые руды в кианит-ставролит-кварцевых метасоматитах на контакте с кислой дайкой. В маломощном (1.5 м) жильном теле массивных арсенопиритовых руд с примесью халькопирита (табл. 2) содержание As более 1, Sb до 0.06, Cr 0.2 %, W до 60, Be до 8-20, Sn 2-3, Bi 4-50, Ag от 0.1-3 до 20, Au 0.09-1 г/т. На проявлениях Винга 1 и 2 содержание Pd 0.007-0.1, Pt 0.014-0.017 г/т.

Таблица 2. Микронзондовые анализы минералов из зон Sb-As-минерализации, %.

Компонент	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
S	22.09	19.48	19.69	2.62	42.53	31.19	23.35	28.77		27.31	26.91	13.2	15.99	39.65	14.76
Fe	31.78	32.19	31.61	25.32	57.47	11.68	2.63			4.6	4.73				
As	46.02	48.09	48.37	70.03											
Sb		0.24				56.96	37.02	70.85	100	31.54	30.91	33.96		29.04	
Ni			0.34	2.04											
Pb						0.09	36.92								85.24
Cu							0.06			31.75	32.04			31.31	
Zn										2.09	1.92				
Ag										2.93	3.5	52.84	84.01		
Σ	99.89	100	100	100	100	99.92	99.93	100		100	100	100	100	100	100

Примечание: 1-3 – арсенопирит, 4 – леллингит, 5 – пирротин, 6 – бертьерит, 7 – плагионит, 8 – антимонит, 9 – сам. сурьма, 10-11 – Ag-тетраэдрит, 12 – пираргирит, 13 – аргентит, 14 – халькопирит, 15 – галенит (1 – Винга, 2, 4-15 – Степанова Ламба, 3 – Еловое); микроанализатор фирмы Tescan, аналитик А.Н. Терновой.

На *рудопоявлении Винга-3* в ЮЗ части участка халькопирит-пирротиновая минерализация с повышенным содержанием Au (0.03-0.405 г/т) локализуется на контакте измененных тремолититов по ультрабазитам с гнейсами среднего состава.

Участок Степанова Ламба представляет собой антиклинорную структуру, осложненную в северной части веерообразными складками СЗ простирания и перекрытую кварцевыми конгломератами, амфиболитами и косо-слоистыми кварцитами сумийского и ятулийского комплексов. В центре структуры находятся лопийские гранат-биотит-кварц-плагиоклазовые гнейсы по туфам среднего состава. Выше залегают кварц-мусковитовые и углеродистые сланцы с прослоями колчеданных руд и линзами магнетитовых кварцитов, мусковит-ставролит-кианит-кварцевые, гранат-ставролит-кианит-кварцевые метасоматиты и гранатовые амфиболиты, которые прорываются дайками метагаббро и пироксенитов (амфиболитов). На участке установлено несколько типов вкрапленно-прожилкового оруденения: колчеданное, магнетитовые кварциты и Sb-As-минерализация, наложенная на разные породы, с которой связаны повышенные концентрации Au. К участкам гранат-куммингтонитовых метасоматитов по основным дайкам и отчасти гнейсам приурочена арсенопиритовая минерализация, к мусковит-кварцевым метасоматитам, пронизанным кварцевыми прожилками – Sb-As.

Au-содержащее Sb-As прожилково-вкрапленное оруденение (рудных минералов до 5-10 %) с содержанием Au до 0.28-1 г/т развито в северной части участка и представлено существенно арсенопиритовой или бертьерит-арсенопиритовой минерализацией. В минеральный состав руд в различных соотношениях входят арсенопирит, пирротин, халькопирит, реже магнетит, ильменит или бертьерит, плагионит, антимонит, сурьма, халькопирит, гудмундит, арсенопирит, герсдорфит, леллингит, параммельсбергит, реже тетраэдрит, галенит, аргентит, пираргирит (табл. 2). Для Sb-As минерализации характерны повышенные концентрации Sb и As >1, Pb до 0.4,

Cu 0.1-0.02, Co 0.03, Zn 0.08, Ni 0.04 %, иногда Bi до 30, Ag 1-2, Au до 0.02-0.55 г/т. Так как содержание Sb и As в прожилково-вкрапленных колчеданных рудах низкое, предполагается их дополнительный привнос на этапе завершающей складчатости и образования метасоматитов.

На участке Еловом развиты гранат-биотитовые гнейсы и амфиболиты, прорванные габбро, гранитами и пегматитами, сопровождающиеся сульфидно-кварцевыми жилами. Au установлено в ассоциации с халькопирит-арсенопирит-пирротиновой либо арсенопиритовой вкрапленностью (табл. 2) в гранат-мусковитовых и гранат-куммингтонитовых метасоматитах (Au до 0.1-0.3 г/т). Для минерализованных зон характерно присутствие Cu до 0.2, As > 0.5, Co 0.12, Zn 0.08, Pb 0.005, Ni 0.08 %, иногда примеси Bi, Sn, Sb, Ag.

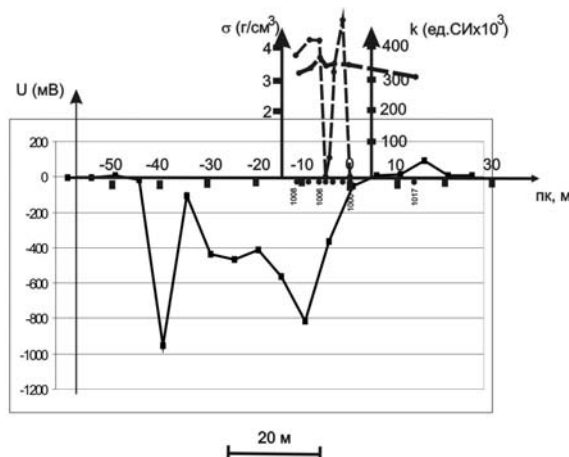


Рис. 1. Потенциал естественного электрического поля (U), плотность образцов (σ) и их магнитная восприимчивость (k) по профилю 5 участка Травяная Губа. Залитые кружки – точки отбора образцов.

Руды содержат титаномагнетит с решеткой распада ильменита, симплектиты ильменита, титаномагнетита и пироксена. Ильменит второй генерации переотложен в виде прожилков на контакте с секущими пегматитовыми телами. Благороднометалльная минерализация представлена арсенидами и сульфидами Pt и Pd, реже арсеновисмутитами с примесью Te (табл. 3), халькопиритом, борнитом и единичными зернами самородных металлов и интерметаллидов (Fe, Fe-Ni, Pd-Sn, реже сам. Se) размером 1-10 мкм. Au обнаружено в фазе Pd₃Sn.

Таблица 3. Минералы платины и палладия рудопроявления Травяная Губа, %.

Компоненты	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
Fe		1.2			3.22		4.09		2.46		5.97	3.47	
Co												15.07	
Ni		0.97										6.43	
Cu		3.14		2.58	1.43	2.42	0.6				1.99		5.99
As	18.78	20.08	10.42	10.01	9.09	9.56	8.16		42.52	26.72	22.76	30.17	3.18
Pd	81.28	74.61	82.37	77.14	72.49	74.93	64.6	64.52		44.15	11.18		66.8
Pt							8.19		65.02	29.13	58.1	44.86	
Sb			7.22	10.07	3.77	9.48	6.21						
Bi					10	4.11	3.86						
Te							4.29						
S								35.48					
Sn													22.48
Au													1.55
Σ	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100

Примечание: 1, 2 – As-палладинит (Pd₃As), 3, 4 – Sb-As-палладинит, 5–7 – Sb-As-Bi-палладинит, 8 – сульфид палладия (PdS), 9 – сперриллит, 10-11 – Pd-Pt сперриллит, 12 – (Co, Ni, Fe, Pt)₂As, 13 – (Pd, Cu, Au)₃(Sn, As). 2 и 6 срастание. Микроанализатор фирмы Tescan, аналитик А.Н. Терновой.

Рудопроявление Хизоваара. Для колчеданных руд, сульфидной вкрапленности в кианит-кварцевых метасоматитах и магнетитовых кварцитов характерны низкие концентрации Au (0.003-0.017 г/т). Углерод-содержащие сланцы с сульфидами содержат до 0.024-0.1, фуксит-сульфид-содержащих горизонты – до 0.1-0.17, Pd до 0.22 г/т. На контакте с кислыми дайками на участках, обогащенных сульфидами полиметаллов, содержание Au достигает 0.6 г/т. В арсенопиритовых рудах с халькопиритом, пирротинном, содержание Au колеблется от 0.015 до 0.14 г/т (табл. 1).

Рудопроявление Вичаны приурочено к СЗ зоне рассланцевания и окварцевания лопийских амфиболитов, преобразованных в эпидот-диопсидовые метасоматиты на контакте с Вичанским массивом чарнокитов. Сульфидная минерализация локализована на мысе Вичаны в зоне мощностью 2 м. Околорудные изменения представлены кварцем, биотитом, эпидотом, амфиболом, хлоритом, рудная минерализация – пирротин (до 10-30 %), реже встречается халькопирит и молибденит. Содержание Cu до 0.01-0.04, Zn 0.015-0.08, Co 0.006-0.02, Ni 0.015-0.1, Cr до 0.2 %, Mo 0.0002-0.01, Au до 0.15-0.5 г/т (табл. 1).

Все остальные обследованные пункты сульфидной минерализации в аномальных зонах, колчеданы и магнетитовые руды Сев.-Карельских структур содержат до 10-30 % сульфидов (пирротин, реже халькопирит или арсенопирит), либо до 40-60 % магнетита. Для них характерны невысокие концентрации Cu, Ni, Co, Zn, реже Bi (до 15 г/т) и Ag (до 1.5 г/т, Желтозеро) и Au 0.008-0.088, иногда в зонах метасоматитов с турмалином и пирротин Au достигает 0.18-0.28 г/т (западнее оз. Железного).

МПП в ильменит-титаномagnetитовых рудах в ультрабазитах рудопроявления *Травяная Губа*. Богатые ильменит-титаномagnetитовые руды участка Травяная Губа приурочены к интрузии ультрабазитов сумийского возраста. С ними связана сульфидно-арсенидная минерализация МПП до 1.58 и Au до 2.5 г/т [7]. Данные геофизики позволяют выделить несколько маломощных рудных тел с плотностью до 4 г/см³ общей мощностью до 45 и протяженностью до 200 м, но большая часть залежей закрыта четвертичными отложениями (рис. 1).

Список литературы

1. Голод М.И., Гришин А.С., Киценко Н.Т. и др. Строение земной коры юго-восточной части Балтийского щита по геофизическим данным. Л.: Наука, 1983. 180 с.
2. Кожевников В.Н. Перспективы золотоносности Хизоваарской верхнеархейской зеленокаменной структуры: геологический, геохимический и сравнительный аспекты // Тез. докл. рег. симп. "Благородные металлы и алмазы севера Европейской части России". Петрозаводск: Ин-т геологии КарНЦ РАН, 1995. С. 118-119.
3. Кулешевич Л.В., Слюсарев В.Д., Гришин А.С., Земцов В.А. Новые данные по минералогии и геохимии сурьмяно-мышьякового оруденения Сев. Карелии // Новое в минералогии Карело-Кольского региона. Петрозаводск: Ин-т геологии КарНЦ РАН, 2000. С. 141-160.
4. Металлогения Карелии. Петрозаводск: Ин-т геологии КарНЦ РАН, 1999. 335 с.
5. Слюсарев В.Д., Кулешевич Л.В., Гришин А.С. Металлогенические особенности района оз. Кереть-Верхнее Кумозеро // Геология и рудогенез докембрия Карелии: Опер.-информ. материалы. Петрозаводск: Ин-т геологии КарНЦ РАН, 1991. С. 33-38.
6. Слюсарев В.Д., Кулешевич Л.В., Гришин А.С. Сурьмяно-мышьяковая минерализация района Тикшозера в Сев. Карелии // Геол. руд. месторождений. 1994. Т. 36, № 1. С. 73-76.
7. Степанов В.С. Благороднометалльное рудопроявление Травяная Губа и возможная генетическая связь его с комплексом габбро-анортозитов Зап. Беломорья // Геология и полезные ископаемые Карелии. Вып. 4. Петрозаводск: Ин-т геологии КарНЦ РАН, 2001. С. 54-62.

ПАЛЕОЛИТОЛОГИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ А.В. СИДОРЕНКО И КОНЦЕПЦИЯ ВЕРТИКАЛЬНОЙ АККРЕЦИИ ЗЕМНОЙ КОРЫ

Л.В. Махлаев

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

Среди научных направлений, которые развивал в своих трудах акад. А. В. Сидоренко, ведущее место принадлежит палеолитологии метаморфических комплексов. Основы направления были заложены в период его деятельности на Кольском п-ове. Именно тогда в Геологическом институте возглавляемого им КФ АН СССР сформировался коллектив его учеников и единомышленников, специализировавшихся на изучении литологии докембрия. После переезда А.В. Сидоренко в Москву, где он сначала возглавлял министерство геологии СССР, а затем в качестве вице-президента АН СССР руководил деятельностью Отделения наук о Земле, он всемерно способствовал развитию палеолитологического направления в учении о метаморфизме. Широко используя свой немалый, как это теперь принято говорить, “административный ресурс”, он активно поддерживал работы научных групп соответствующего профиля, складывавшихся в в академических, отраслевых и вузовских организациях на огромной территории нашей страны от Карелии, Белоруссии и Украины до Ср. Азии, Сибири и Дальнего Востока. Но объединяющим духовным центром, “Меккой” палеолитологов не только СССР, но и (без преувеличения!) всего мира и тогда оставался Институт геологии в Апатитах. Именно в этих стенах регулярно проходили международные совещания соответствующей направленности, и все мы считали большой честью участвовать в их работе и публиковаться на страницах издававшихся здесь научных трудов по литологии и литостратиграфии докембрия.

В 60-70-е годы в рамках направления сложилась его локальная ветвь, которую я назвал палеолитологией ультраметаморфических комплексов. В ходе разноплановых исследований в различных регионах выявлялись многочисленные данные о влиянии исходных гранитообразующих субстратов на особенности химического и минерального состава гранитоидов. Влияние это настолько очевидно и статистически достоверно, что обеспечивает возможность решения обратной задачи – реконструкции по составу изучаемых гранитов первичной природы исходных пород, за счет преобразования которых эти граниты были сформированы. Соответствующие соотношения были установлены и охарактеризованы в моих исследованиях гранитов и ассоциированных с ними метаморфитов на Таймыре и Енисейском кряже, в работах И.П. Бордон в Белоруссии, Я.Н. Белевацева и И.Б. Щербакова на Украине, В.А. Макрыгиной в Вост. Сибири. Проблема назрела, и пути ее разрешения были выбраны правильные, о чем свидетельствует исключительная близость результатов, полученных независимо друг от друга исследователями, работавшими на разных территориях, изучавшими разновозрастные гранитно-метаморфические комплексы.

На основе таймырских исследований нами было сформулировано понятие об *изолитогенных гранитных рядах*, как о совокупности продуктов последовательного преобразования (метаморфизма, метасоматической гранитизации, мигматизации, палингенно-анатектического плавления и полного переплавления) литологически однотипных исходных толщ. В развернутой форме эта концепция с разделением гранитов на *апоосадочные* (куда входят апопелитовый, апограувакковый и известковисто-граувакковый ряды) и *апомагматические* (апобазитовый и аполептитовый ряды) впервые изложена в 1972 г. в нашей с Н.И. Коробовой монографии о гранитоидах докембрия Таймыра [3]. Два года спустя вышла из печати известная (обильно цитируемая) статья Б. Чаппела и А. Уайта, в которой австралийские геологи изложили в тезисной форме обоснование выделения в Лакланском складчатом поясе Австралии двух различных сообществ кислых пород, названных ими *S* и *I* гранитами [9]. В своей основе схема Б. Чаппела идентична нашей схеме изолитогенных рядов, поскольку символ *S* обозначает в ней слово *sedimentary* (осадочный, точнее, апоосадочный), а символ *I* – *igneous* (магматический, апомагматический). Но появилась она позже нашей монографии. Дело тут не в моих достоинствах, хотя мне было бы лестно так думать, а в достоинствах объекта наших исследований. На Таймыре вследствие прекрасной обнаженности и особенностей геологического строения можно шаг за шагом проследживать изменения отдельных пачек и даже пластов преобразуемых пород. На Енисейском кряже в пределах Посольненского гранитного массива в ходе государственной геологической съемки М 1:50000 была выявлена и четко прослежена реликтовая слоистость гранитов, непосредственно переходящая по простиранию в слоистость замещаемых гнейсов. В Австралии подобных объектов не оказалось, там можно было опираться только на косвенные данные – корреляцию составов пород.

Не могу не упомянуть исследования И.Б. Щербакова, разделившего архейские гранитоиды Украинского щита по минеральному составу и химизму на *апопелитовые* и *апобазитовые*, обстоятельно охарактеризовавшего те и другие и сформулировавшего критерии их различия. Его монография [8] вышла в свет в 1975 г., т.е. фактически после статьи Б. Чаппела и А. Уайта. Но я отмечу, что это была все-таки монография, работа итоговая, а не тезисная статья с заявкой на идею. Так что в начале 70-х гг. мы с И.Б. Щербаковым явно опережали наших зарубежных конкурентов. Но вскоре ситуация кардинально изменилась. Б. Чаппел провел масштабные геохимические и изотопные исследования гранитоидов Австралии с привлечением громадного материала по другим континентам, что позволило ему создать мощнейшую аналитическую базу в обоснование своей модели. К тому же первичная схема была существенно расширена – дополнена *M* и *A* типами гранитов. Все это привело к заслуженному всемирному признанию его классификации. Напомню основы этой схемы, которую порой несколько шутливо называют “алфавитной” (табл.). *S-граниты* в пояснениях не нуждаются: они развиваются по

первично-осадочным (преимущественно метапелитовым) протолитам и являются чистейшим коровым продуктом.

Таблица. Петрогеохимическая характеристика гранитоидных групп по Б.Чапелу [10] и гранитов Урала [5].

Компонент	Средние составы групп по Б. Чапелу				Граниты Урала	
	S	I	M	A	I	A
Информативные петрогенные компоненты, масс. %						
n	578	991	17	148	216	322
SiO₂	70.3	69.2	67.2	74.6	70.8	75.1
Al₂O₃	14.1	14.3	15.2	12.4	14.3	12.5
FeO*	3.5	3.3	4.4	2.8	3.2	2.0
MgO	1.4	1.4	1.7	0.3	0.9	0.3
CaO	2.0	3.2	4.3	0.7	1.7	0.7
Na₂O	2.4	3.1	4.0	4.1	5.5	3.5
K₂O	4.0	3.4	1.3	4.7	3.8	4.5
Малые элементы, ppm						
n	578	991	17	148	64	98
Rb	217	151	17	170	190	190
Sr	120	247	282	45	160	55
Zr	165	151	108	520	120	320
Nb	12	11	1	37	22	31
Y	32	28	22	75	30	36
Ga	17	16	15	25	15	26
Характеристические отношения						
Ga/Al	2.3	2.1	1.9	3.8	1.9	3.9
A.I.	0.6	0.6	0.5	1.0	0.7	1.0
K/Rb	151	187	598	229	190	212
Rb/Sr	1.8	1.6	0.1	3.5	1.2	3.5

Примечания: FeO* = FeO+Fe₂O₃; Ga/Al увеличено в 1000 раз; A.I. – агаптитовый индекс: [K+Na]:[Al].

I-граниты – продукт преобразования ортометаморфитов, развивавшихся по основным вулканитам, их туфам и туфогенно-осадочным толщам. К *M-гранитам* относятся преимущественно кварцевые диориты, гранодиориты, тоналиты. Буква **М** в их названии указывает на мантийную природ этих пород. Сложнее ситуация с *A-гранитами*. Буква **А** обозначает здесь не тип субстрата, как в первых двух группах, и даже не источник происхождения, как в предыдущем случае. Это интегрированный символ неких специфических особенностей соответствующих пород: граниты А-типа – анорогенные (*Anorogenic*), безводные (*Anhydrous*) и щелочные (*Alkaline*). Они характеризуются также низкими содержаниями Al, Ca, Mg и Sr, высокой относительной железистостью, обогащены Ga, Zr и редкоземельными элементами (кроме Eu). Им свойственно высокое содержание F. Они варьируют по составу от щелочных лейкогранитов (аласкитов) до кварцевых сиенитов. Из темноцветных минералов для них обычны Fe-биотит и щелочные амфиболы (особенно, арфведсонит), иногда присутствуют Na-пироксены.

Природа А-гранитов наиболее дискуссионна. Их рассматривают как продукт плавления мафических нижнекоровых тоналитов, как результат смешения мафических и салических магм, и даже как порождение фракционной кристаллизации толеитовых базальтов либо их дифференциатов, объединяя, по сути, с М-гранитами. Все эти варианты сомнительны, поскольку не увязываются с реальной геологией. По-видимому, и в этом случае все дело, все-таки, в специфике субстрата. Мы разделяем версию Б. Чапела и полагаем, что протолитами А-гранитов являются породы, уже претерпевшие гранитизацию. Именно этим определяется крайне низкое содержание в них Mg и Ca, обогащённость щелочами и кремнеземом, а также относительная “сухость” соответствующих расплавов.

А.В. Сидоренко принимал и поддерживал нашу концепцию изолиогенных гранитных рядов, разделяя представления об исключительной важности в формировании гранитного слоя литосферы гипергенных процессов и прежде всего химического выветривания первичного материала с его осадочной дифференциацией продуктов выветривания в ходе транспортировки и седиментации. Эти процессы подготавливают вещество внешних оболочек земной коры к гранитизации. Представления о существенной роли гипергенных процессов в гранитогенезе развивал и активно отстаивал В.М. Синицын, утверждавший, что сияль “мог образоваться только на планете с атмосферой и гидросферой, преобразующими энергию солнечных лучей посредством климатических процессов в геологическую работу” [7, с. 4]. Небесные тела, лишённые атмосферы и гидросферы, не должны, по его мнению, иметь аналогов земного сияля. Собственно, то же утверждал за 50 лет до В.М. Синицына великий В.И. Вернадский. Аналогичного мнения придерживается и самый крупный геохимик современности С.Р. Тейлор, утверждавший в названии одной из своих статей: “Нет воды – нет гранитов, нет океанов – нет континентов!” (“*No water – no granites, no ocean – no continents*”). Причем говорил он именно о воде гидросферы.

После безвременной гибели Александра Васильевича работы по изучению литологии докембрия утратили свой приоритет. Соответствующее направление исчезло из централизованных академических программ, хо-

тя такие исследования, тем не менее, никогда не прекращались. Что касается палеолитологии ультраметаморфитов и изучения вклада экзогенных факторов в формирование гранитоидов [4], то сторонников представлений В.И. Вернадского и В.М. Силина в России почти не осталось, особенно среди петрологов. В 1999 г. мне пришлось преодолеть мощные преграды, чтобы опубликовать соответствующую статью в “Соросовском образовательном журнале” [8]. О более серьезном издании тогда и думать не приходилось.

Тем не менее, к 90-летию Александра Васильевича есть все основания говорить о возрастающем интересе к его работам и крепнущем признании его палеолитологических моделей. Начало этого “ренессанса” заложено в ГИНе, где А.В. Сидоренко возглавлял Лабораторию литологии метаморфических комплексов. В 2002 г. вышел в свет солидный том трудов этого института “Вертикальная аккреция земной коры” [1]. Книгу открывает глава “Терригенные отложения как источник материала континентальной коры”. Ведущий автор и идеолог монографии – М.Г. Леонов, автор вводной главы – известный литолог В.И. Копорулин. Авторский коллектив – больше дюжины авторитетных специалистов. Что же такое “Вертикальная аккреция”? По определению М.Г. Леонова, это наращивание консолидированной коры и изменение её внутренних свойств в направлении кратонизации (сиализации, гранитизации) в результате взаимодействия различных оболочек Земли, а также изменение вследствие структурно-вещественных (физико-химических) преобразований свойств слагающих их пород, что приводит к смещению границ литосферных слоев в вертикальном разрезе. Еще через пару лет гипотеза наращивания континентальной коры за счет непрерывного накопления и переработки осадочного слоя, включая его гранитизацию и переплавление, была названа одним из наиболее выдающихся научных достижений РАН на рубеже XXI века!

Подчеркнем положение гипотезы “Вертикальной аккреции”, которое представляется нам ключевым: *в формировании гранитоидов существенную роль играет предшествующая подготовка вещества в ходе экзогенной предыстории на стадии выветривания и осадочной дифференциации* [2]. Оно полностью отвечает представлениям А.В. Сидоренко, а потому можно быть уверенным, что идеи этого великого ученого получают новое развитие.

Список литературы

1. Вертикальная аккреция земной коры: факторы и механизмы / Под ред. М.Г. Леонова. М.: Наука, 2002. 462 с.
2. Леонов М.Г. Вертикальная аккреция как фактор формирования консолидированной земной коры // Современные проблемы геологии. Тр. ГИН РАН. Вып. 565. М.: Наука, 2004. С. 69-88.
3. Махлаев Л.В., Коробова Н.И. Генетические гранитоидные ряды докембрия Таймыра. Красноярск: Кн. изд-во, 1972. 158 с.
4. Махлаев Л.В. Изолитогенные гранитные ряды. Н.: Наука, 1987. 153 с.
5. Махлаев Л.В. Гранитоиды севера Центрально-Уральского поднятия. Екатеринбург: УрО РАН, 1996. 150 с.
6. Махлаев Л.В. Граниты – визитная карточка Земли: почему их нет на других планетах // Соросовский образовательный журнал. 1999. № 2. С. 111-117.
7. Силин В.М. Силы. Л.: Недра, 1972. 167 с.
8. Щербаков И.Б. Петрография докембрийских пород центральной части Украинского щита. К.: Наук. думка, 1975. 279 с.
9. Chappell B.W., White A.J.R. Two contrasting granite types // Pacific Geol. 1974. N 8. P 173-174.
10. Whalen J.B., Currie K.L., Chappell B.W. A-type granites: geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis // Contrib. Mineral. Petrol. 1987. V 95. P 407-419.

ЛИТОЛОГИЯ ДОКЕМБРИЯ: ОТ ЛИТОСТРАТИГРАФИИ К ГЕОСФЕРНОЙ ХРОНОЛОГИИ

(К 90-летию со дня рождения А.В. Сидоренко и И.В. Белькова)

В.З. Негруца

Геологический институт КНЦ РАН, Анапты

В результате поисково-съёмочных и картосоставительских работ М 1:200000 и крупнее, особенно интенсивно развивавшиеся в СССР в середине XX в., стало очевидно, что ведущее значение в дальнейшем увеличении минерально-сырьевого потенциала страны принадлежит областям развития докембрийских образований. Территория Кольского п-ова приобрела статус одной из наиболее приоритетных провинций СССР. Перед работавшими здесь коллективами геологов, наряду с активизацией работ по оценке, разведке и оптимизации освоения известных и вновь открываемых месторождений остро встала задача научного прогнозирования и глубинных поисков новых видов и генетических типов месторождений полезных ископаемых. Выдающуюся роль в решении этой задачи принадлежит А.В. Сидоренко – президенту КФ АН СССР (1952-1961), министру геологии и охраны недр СССР (1962-1975) и вице-президенту АН СССР (1975-1982), обосновавшему принципиально новую научную концепцию, качественно изменившую технологию и тактику познания и освоения минеральных ресурсов докембрия [3-8]. Крупный вклад в методологию системного изучения докембрийских образований внесли также исследования И.В. Белькова [1 и др.] и его научно-организационная деятельность в должности директора ГИ КФ АН СССР (1961-1985). Оба они опирались на базовые принципы литологии [1, 2, 4-9]. Такой подход обеспечивал естественное сочетание эндогенной и экзогенной доминант геологического поиска и переход от концептуального противоборства принципов к сопоставлению докембрия и фанерозоя как геологически равноправных, но разновозрастных индикаторов эволюционно усложняющейся истории Земли [3].

1. Литология определилась как способ исследования слоистой структуры земной коры применительно к докембрию с открытием А. Седживиком в 1835 г. кембрийской системы и введением им понятия протерозой (древняя жизнь). Тем самым теоретически был предопределен единый, литолого-палеонтологический подход изучения всей стратиграфической (слоистой) оболочки земной коры независимо от возраста и условий образования осадочных наслоений и степени их структурно-метаморфических преобразований. Через 10 лет работами В. Логана на Канадском щите (1845-1848) обосновано расчленение докембрия на две разновозрастные формации: лаврентьевскую – кристаллическую, без признаков осадочного происхождения и гуронскую – явно осадочную с остатками биолитических построек (строматолитов), которые при разработке первых вариантов Глобальной стратиграфической (геохронологической) шкалы в конце XIX в. явились прототипами стратиграфических стандартов архея (археозоя) и протерозоя в их современном структурно-вещественном понимании. В России начало литологических исследований докембрия положено работами П.А. Пузыревского в Ю. Карелии (1866 г.). Их продолжил ученик П.А. Пузыревского, А.А. Иностранцев в Центр. Карелии (1877 г.). Этими исследованиями предопределена общая технология дальнейших геологических работ, приведшая к современному трехчленному хроностратиграфическому расчленению нижнего докембрия (Общая стратиграфическая шкала докембрия России, 2002) на нижний архей (саамий), верхний архей (лопий) и нижний протерозой (карелий). Концептуально определяющей явилась предложенная Пузыревским и подкреплённая Иностранцевым первая межконтинентальная историко-генетическая (литобиотическая) корреляция докембрия Балтийского и Канадского щитов, которая не только подтверждена всем полутравековым опытом исследований, но и заложила основы современной глобальной корреляции докембрия и его хронологического сравнения с фанерозоем.

2. Эмпирический литостратиграфический подход, основанный на литологической последовательности слоев и палеонтологии, применявшийся при геологической съёмке и поисках полезных ископаемых в сочетании с ошеломляющими результатами изотопной геохронометрии, определил сформулированную в 60-ые годы прошлого столетия А.В. Сидоренко [4-6] концепцию направленно усложняющегося единства докембрия и фанерозоя, вскрывшую сущность предьистории криптозойского биоразнообразия. Стало очевидно, что наряду с отсутствием достаточно определенных для историко-геологических построений палеонтологических данных, докембрий качественно отличается от фанерозоя не только несравненно большей продолжительностью и существенно более интенсивным структурно-метаморфическим преобразованием пород, но и методологией историко-генетического поиска. Определился приоритет в применении к метаморфическим комплексам структурного анализа, петрологии и изотопной геохимии и, таким образом, эндогенной методологии. В соответствии с этим, историко-геологическая периодизация докембрия устанавливает этапность эндогенных процессов (магматизма, тектонических деформаций и метаморфизма) – циклов диастрофизма. Следствием отличия в геохронологической периодизации докембрийской и фанерозойской стратисфер, зафиксированного в Международной стратиграфической шкале (2004), стало то, что продолжительность биохронов (этапов перестроек внешних геосфер), характеризующих поздние 588 ± 44 млн. лет, определена в интервалах от менее 1 до 15 млн. лет. А длительность ранних циклов диастрофизма (перестроек внутренних и внешних геосфер, фиксируемых несогласиями и стратиграфическими перерывами) немного менее 4000 млн. лет определена в пределах 150-400 млн. лет. В первом случае датирован возраст границ реальных литолого-палеонтологических подразделений в их иерархической соподчиненности, во втором случае – продолжительность циклов эндогенных процессов, стадий геодинамических перестроек и хронометрических перерывов, разделяющих стратиграфические подразделения. При

этом установлена определенная геохронологическая соразмерность таксонов и зависимость их продолжительности, с одной стороны, от событийной, и соответственно, иерархической соподчиненности, установленной палеонтологией и системным анализом тектономагматической цикличности, с другой стороны – от относительного возраста стратиграфической единицы. Стало ясно, что длительность времени, овеществленного в естественно-исторических подразделениях стратиграфической шкалы, зависит от масштаба овеществленных в них историко-геологических явлений. Поиск причины такой зависимости привел к выводу, что существует единая первопричина зависимости, обусловленности и соразмерности этапов образования и преобразования экзогенных и эндогенных геосфер на всем протяжении истории земной коры, что ее обеспечивает независимая от индивидуальных хронометров единая, внешняя мера геологического овеществления времени.

3. Объединение литологии, палеонтологии, стратиграфии, петрологии, тектоники и изотопной геохронометрии обеспечивает перспективы создания эмпирического фундамента *теории геосферного времени* и единой метрики – геохронологического календаря пространственно-временных закономерностей взаимосвязанного развития абиогенного и биогенного вещества. Исследования на стыке геологических знаний способствуют пониманию сути мантийно-экзосферных связей, определяемых характером влияния магматических расплавов и сопровождающих их флюидов на денудационно-седиментационные системы – сферу жизни. Во-вторых, этим открывается восприятие Земли как системы многограновых иерархически соподчиненных друг другу подсистем, развивающихся пульсационно, по открытому типу за счет внутренней геологической и внешней космической энергии, зависящей от связи Земли с солнечно-галактическим окружением и ее положения в общей структуре вселенских галактических взаимосвязей. Поэтому выбор меры времени является многофункциональной задачей, решение которой предопределяется принимаемым критерием выбора исходных точек расчета. Литология как метод исследования динамики денудационно-седиментационных систем в их пространственно-временной непрерывности и эволюционной завершенности обеспечивает исследование эндогенных и экзогенных геологических процессов в их причинно-следственной зависимости и поэтому является предопределяющей в теоретическом поиске ключевых основ создания общей модели динамической Земли.

Работа выполнена при поддержке РФФИ, грант 05-05-64489.

Список литературы

1. Бельков И.В. Киаитовые сланцы Кейв. М.-Л.: Наука, 1963. 321 с.
2. Негруца В.З. Опыт фациального изучения протерозойских (ятулийских) отложений Центр. Карелии // Сов. геол. 2000. № 7. С. 52-76.
3. Негруца В.З. Развитие взглядов на периодизацию докембрия. Вестник МГТУ. 1998. № 3. С. 3-6.
4. Сидоренко А.В. Проблемы осадочной геологии докембрия // Сов. геол. 1963. № 1. С. 3-23.
5. Сидоренко А.В. Изучение докембрия – важная задача современной геологии // Вестн. АН СССР. 1965. № 10. С. 3-10.
6. Сидоренко А.В. О едином историко-геологическом принципе изучения докембрия и постдокембрия // Докл. АН СССР. 1969. Т. 186. № 1. С. 166-169.
7. Сидоренко А.В., Лунева О.И. К вопросу о литологическом изучении метаморфических толщ. М.-Л.: АН СССР, 1961. 186 с.
8. Сидоренко А.В., Сидоренко Св.А. Органическое вещество в докембрийских осадочно-метаморфических породах докембрия. Тр. ГИН АН СССР. М.: Наука, 1975. 140 с.
9. Сидоренко Св.А. Органическое вещество и биолитогенные процессы в докембрии. М.: Наука, 1991. 104 с.

ПЕТРОГЕОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ЭНДЕРБИТОВ РАЙОНА ПУЛОЗЕРО – ПОЛНЕК-ТУНДРА ЦЕНТРАЛЬНО-КОЛЬСКОГО БЛОКА, КОЛЬСКИЙ ПОЛУОСТРОВ

Л.С. Петровская, М.Н. Петровский

Геологический институт КНЦ РАН, Анапты, petrovsk@apatity.ru

Эндербиты слагают крупный куполовидный массив, вытянутый в СЗ направлении, прорывающий породы метаморфического комплекса кольской серии. Он расположен к ЮВ от оз. Пулозеро и занимает участок от низовьев р. Орловка через г. Полнек-Тундры до оз. Б. Энгое. Площадь массива 70 км². Формирование массива происходило (2656 ± 14 млн. лет) после гранулитового метаморфизма пород кольской серии (2724 ± 49 млн. лет) [9]. Контакты с вмещающими породами интрузивные, секущие, частью тектонизированные. Эндербиты содержат ксенолиты высокоглиноземистых гнейсов. Наличие в эндербитах отчетливо выраженной гнейсовидности, субсогласной контактам массива, также подтверждает автономность его структуры относительно структур пород кольской серии, сформированных в результате регионального гранулитового метаморфизма. В эндербитах установлен метаморфический парагенезиса, наложенный на магматические минералы с образованием амфибол-биотитовых тоналитов в интервале 2635-2640 млн. лет [9, 10]. Амфибол-биотитовые тоналиты слагают отдельные участки в массиве эндербитов. Границы между эндербитами и тоналитами нечеткие, наблюдаются постепенные переходы. Для петрохимической классификации эндербитов и тоналитов составы пород пересчитаны на нормативный минеральный состав по методу CIPW и нанесены на классификационные диаграммы М.И. Дубровского [4] и О'Коннора [22]. Представительные анализы составов пород приведены в табл. 1.

Таблица 1. Химический состав (мас. %) гранитоидных пород района Пулозеро – Полнек-Тундра.

№ про- бы	эндербиты						тоналиты		
	П-124	П-135	П-136	П-143	П-146	П-149	П-127	П-129	П-136-1
SiO ₂	68.10	66.99	67.10	66.11	65.23	65.88	66.58	69.55	67.70
TiO ₂	0.43	0.51	0.52	0.29	0.38	0.50	0.47	0.33	0.48
Al ₂ O ₃	14.85	15.18	15.06	15.37	15.05	15.68	15.08	14.60	14.65
Fe ₂ O ₃	0.96	1.18	0.82	1.21	2.21	1.48	1.04	1.29	0.80
FeO	2.65	2.87	2.86	2.75	2.70	2.56	2.76	1.70	2.90
MnO	0.04	0.06	0.06	0.06	0.08	0.05	0.06	0.06	0.07
MgO	2.68	2.97	2.82	2.88	3.68	2.77	3.02	2.15	2.74
CaO	4.15	3.79	3.23	3.04	5.38	3.38	4.15	3.50	4.91
Na ₂ O	3.76	3.59	3.49	3.61	2.77	3.48	3.45	3.55	2.94
K ₂ O	0.92	1.41	2.16	2.89	1.02	2.21	1.32	1.42	1.02
H ₂ O ⁻	0.24	0.23	0.28	0.22	0.19	0.03	0.29	0.18	0.08
H ₂ O ⁺	0.30	0.61	0.61	0.62	0.55	1.21	0.64	0.70	0.66
P ₂ O ₅	0.23	0.17	0.16	0.17	0.14	0.17	0.27	0.11	0.16
S _{общ}	0.36	0.20	0.10	0.05	0.54	0.11	0.23	0.12	0.06
CO ₂	<0.04	0.20	0.34	0.17	0.36	0.32	0.24	0.44	0.21
Σ	99.69	99.87	99.57	99.45	100.02	99.79	99.66	99.55	99.39

По классификации М.И. Дубровского [4], эндербиты и тоналиты относятся к кварцнормативной группе (гранодиориты, микроклин-плагиоклазовые граниты, плагиограниты) низкой щелочности, при этом фигуративные точки смещены к границе пород нормального ряда. По коэффициенту фемичности породы отвечают мезо- и лейкократовым разновидностям. Расположение фигуративных точек эндербитов и тоналитов в поле микроклин-плагиоклазовых гранитов связано с присутствием в породе до 15 % биотита. На классификационной диаграмме Ab-An-Or О'Коннора [22] составы эндербитов и тоналитов располагаются в полях тоналитов и частично гранодиоритов. На диаграмме Na₂O + K₂O – SiO₂ фигуративные точки эндербитов и тоналитов располагаются преимущественно в поле кислого состава нормального ряда щелочности. По отношению Na₂O/K₂O эндербиты и тоналиты относятся к калиево-натриевой серии. На диаграмме A. Miyashiro [21] эндербиты и тоналиты относятся к известково-щелочной серии. Такое же положение они занимают и на диаграмме AFM [11]. На вариационных диаграммах Харкера видны главные особенности распределения петрогенных элементов для эндербитов и тоналитов. TiO₂, FeO*, MgO, Al₂O₃, MnO обнаруживают тренды, свойственные магматическому фракционированию. Они связаны отрицательной линейной корреляцией с SiO₂ и характеризуются трендами фракционирования известково-щелочного “боуэнзовского” типа. Отрицательной корреляцией с SiO₂ связаны Sr и Ba.

Геохимические методы типизации гранитоидов разных геодинамических обстановок широко применяются в работах отечественных [1, 8, 12, 13 14 и др.] и зарубежных геологов [15, 23, 24, 27]. Л.В. Таусон [13] для определения принадлежности гранитоидов к тому или иному геохимическому типу, формирующемуся в определенных геодинамических условиях, рекомендует использовать концентрации и соотношения K, F, Rb, Sr, Ba, Sn и Pb. Содержание Rb в гранитоидах р-на Пулозеро – Полнек-Тундры составляет 6-82 г/т и находится в прямой корреляционной зависимости от K. Благодаря химической и кристаллохимической близости с K, при кристаллизации пород Rb концентрируется в биотите и калиевом полевошпате. При этом единственным минера-

лом-концентратором считается биотит, а минералом-носителем калиевый полевой шпат [12]. Как известно, архейские чарнокитоиды гранулитовых областей, сформировавшиеся в результате регионального гранулитового метаморфизма, характеризуются высоким отношением K/Rb, обычно > 1000 , тогда как его среднее значение для континентальной коры равно 250 [5, 17, 26]. Для льюисских гранулитов Шотландии характерно снижение Rb до 1-2 г/т и дефицит K, K/Rb отношения обычно > 1000 [5]. В архейских чарнокитоидах Ю. Индии K/Rb отношение варьирует от 250 до 2500 [5]. По К. Хейру [18], Дж. Тарни и Б. Уиндли [26], К. Конди и П. Аллену [5], высокие значения и вариации K/Rb отношения в гранулитах не могут быть первично магматическими, а связаны с процессом метаморфизма гранулитовой фации. В гранитоидах района Пулозеро – Полнек-Тундры K/Rb отношения близки 250 и их фигуративные точки располагаются вдоль главного тренда для континентальных магматических пород, предложенного Д.М. Шоу [25]. Это говорит о том, что отношения K и Rb в исследуемых гранитоидных породах являются первично магматическими.

О первично магматической природе гранитоидов можно судить по Rb/Sr отношениям. В процессе метаморфических преобразований Sr менее подвижен, чем Rb. Поэтому породы, формирующиеся в условиях метаморфизма гранулитовой фации, имеют низкие (< 0.02 или даже < 0.01) значения Rb/Sr отношений [3, 5]. Например, Rb/Sr отношения для архейских гранулитовых гнейсов восточной части провинции Хэбэй (Китай) и гранулитов Льюисского комплекса < 0.02 [3], что не характерно для первичных магматических пород. В гранитоидах Пулозеро – Полнек-Тундры Rb/Sr отношения близки 0.1 и в них наблюдается прямая корреляция между этими элементами. Полученные отношения Rb/Sr для гранитоидов Пулозеро – Полнек-Тундры близки Rb/Sr отношениям в гранитоидах I-типа (0.06-0.61). Отношения Rb/Ba в гранитоидах Пулозеро – Полнек-Тундры равны 0.05-0.13, что также отвечает отношениям в гранитоидах I-типа (0.07-0.28) [27]. Индекс ASI (насыщенности Al) по [28] для гранитоидов I-типа изменяется от 0.69 до 1.10, достигая 1.20. Для гранитоидов р-на Пулозеро – Полнек-Тундры индекс ASI изменяется в пределах 0.92-1.18, что также говорит об их первично магматическом происхождении. Подтверждением того, что эндрбиты и амфибол-биотитовые тоналиты Пулозеро – Полнек-Тундры относятся к I-типу, является и положение их фигуративных точек в соответствующем поле на диаграммах Б. Чаппела и А. Уайта [15] и М. Лойзелла и Д. Уонеса [19]. Считается, что гранитоиды I-типа формируются либо при внутрикоровом плавлении магматических пород, либо при плавлении океанической коры в зонах субдукции, т.е. в различных геодинамических обстановках.

Геодинамические условия формирования эндрбитов и амфибол-биотитовых тоналитов можно косвенно оценить с помощью дискриминантных диаграмм Дж. Пирса и др. [24]. На диаграммах Nb – Y и Rb – Nb+Y точки эндрбитов и амфибол-биотитовых тоналитов р-на Пулозеро – Полнек-Тундры располагаются в полях VAG+syn-COLG (гранитоиды вулканических дуг + синколлизонные гранитоиды) и VAG (гранитоиды вулканических дуг). Диаграмма Rb–Nb+Y для классификации гранитоидов по геодинамическим обстановкам формирования наиболее информативна, так как на ней разделены все типы гранитоидов, выделенных Дж. Пирсом с соавторами. На этой диаграмме составы гранитоидов Пулозеро – Полнек-Тундры лежат в части поля VAG, занимаемого гранитоидами известково-щелочных серий, формирующихся в островодужных геодинамических условиях [24]. Отметим, что VAG – это гранитоиды вулканических дуг, а не гранитоиды островных дуг, как это принято считать в отечественной литературе, так как авторы [24] имели в виду вулканические дуги не только островов, но и континентов. В поле VAG по тектонической позиции они выделили три подгруппы гранитоидов: 1) нижнюю часть поля VAG занимают гранитоиды толеитовых серий островных дуг (Оман, Ньюфаундленд и др.); 2) гранитоиды известково-щелочных серий островных дуг (Алеутские о-ва, о-ва ЮЗ Тихого океана) занимают среднюю часть поля VAG; 3) верхнюю часть поля VAG занимают производные известково-щелочных андезитобазальтовых серий активных континентальных окраин (батолиты Чили, Перу, Сьерра-Невада и др.).

Близкое положение на диаграммах Дж. Пирса занимают [24] и точки гранитоидов оз. Нотозера СЗ Беломорья с возрастом, близким возрасту эндрбитов р-на Пулозеро – Полнек-Тундры (магматизм р-на оз. Нотозера датируется интервалом 2730-2680 млн. лет). Формирование этих гранитоидов связывается с магматическими процессами в условиях, сходных с условиями островодужных образований [2, 6]. Образование Центрально-Карельского домена, сложенного гранитоидами с возрастом 2.7-2.8 млрд. лет с многочисленными включениями метаосадков и метавулканитов того же возраста, относится к позднеархейской островодужной системе [7]. Сходство эндрбитов р-на Пулозеро – Полнек-Тундры по содержанию главных и рассеянных элементов с гранитоидами оз. Нотозера и гранитоидами Центр.-Карельского домена позволяет предположить, что они формировались в условиях, сходных с условиями позднеархейских островодужных образований. На диаграммах: MgO – SiO₂; Sr – (CaO+Na₂O); Sr/Y – Y; K – Rb; Cr/Ni – TiO₂; Nb – SiO₂ [20] точки составов эндрбитов и тоналитов располагаются в полях, соответствующих высококремниевым адакитам (рис. 1). Эндрбиты р-на Пулозеро – Полнек-Тундры характеризуются содержаниями SiO₂ более 60 %, высокой магнезиальностью (40-60 %), повышенными концентрациями Ni, Cr, Sr, низким Y, высокими отношениями Sr и Y, что позволяет отнести их к высококремниевым адакитам (HSA), формировавшихся в островодужной обстановке [20].

Результаты изучения гранитоидов р-на Пулозеро – Полнек-Тундры свидетельствуют об их магматическом генезисе. Сюда относятся: геолого-структурное положение массива эндрбитов, интрузивные контакты с толщей гнейсов кольской серии и наличие в них ксенолитов вмещающих пород, гипидиоморфные и аллотриоморфные структуры гранитоидов, зональность плагиоклаза и циркона, а также петрохимические особенности. Формирование расплава, родоначального для эндрбитов, происходило при дифференциации магматического очага андезитового состава в глубинных частях земной коры. На диаграмме К. Конди [16] мощность коры составляла 20-30 км или несколько больше. Породы эндрбитового массива Пулозеро – Полнек-Тундры относятся к гранитоидам I-типа и соответствуют известково-щелочной К-

На серии. Это позволяет интерпретировать эндербиты как производные андезитового ряда, формирующиеся в условиях, сходных с условиями позднеархейских островодужных геодинамических образований. По петрогеохимическим особенностям они отвечают высококремниевым адакитам (HSA).

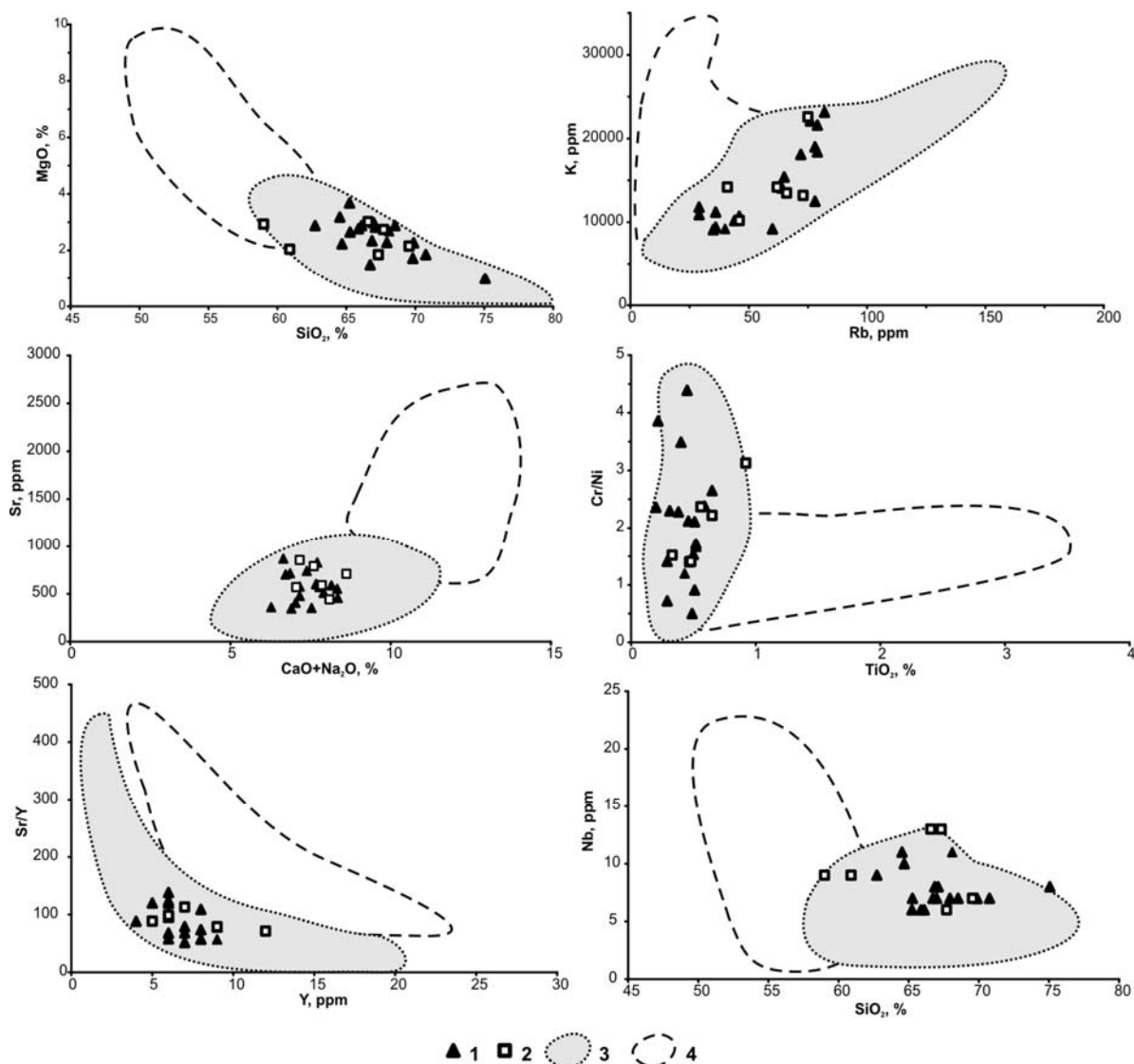


Рис. 1. Положение гранитоидов района Пулозеро – Полнек-Тундры на диаграммах

MgO-SiO₂, Sr-(CaO+Na₂O), Sr/Y-Y, K-Rb, Cr/Ni-TiO₂, Nb-SiO₂ [20].

1 – эндербиты; 2 – тоналиты; 3 и 4 – высоко- и низкокремнистые адакиты.

Список литературы

1. Великославинский С.Д. Геохимическая типизация кислых магматических пород ведущих геодинамических обстановок // Петрология. 2003. Т. 11. № 4. С. 363-380.
2. Глебовицкий В.А. Тектоника и региональный метаморфизм раннего докембрия восточной части Балтийского щита // Региональная геология и металлогения. 1993. №. 4. С. 7-24.
3. Джан Б.-М., Чжан З.-К. Радиометрический возраст (Rb-Sr, Sm-Nd, U-Pb) и геохимия редкоземельных элементов в архейских гранулитовых гнейсах восточной части провинции Хэбэй, Китай // Геохимия архея. М.: Мир, 1987. С. 250-284.
4. Дубровский М.И. Комплексная классификация магматических горных пород. Апатиты: КНЦ РАН, 2002. 234 с.
5. Конди К.С., Аллен П. Происхождение архейских чарнокитоидов Южной Индии // Геохимия архея. М.: Мир, 1987. С. 224-249.
6. Лобач-Жученко С.Б., Бибикина Е.Б., Г.М. Другова и др. Архейский магматизм района оз. Нотозера северо-западного Беломорья: изотопная геохронология и петрология // Петрология. 1995. Т. 3. № 6. С. 593-621.
7. Лобач-Жученко С.Б., Чекулаев В.П., Арестова Н.А. и др. Архейские террейны Карелии: их геологическое и изотопно-геохимическое обоснование // Геотектоника. 2000. № 6. С. 26-42.

8. Орогенный гранитоидный магматизм Урала / Г.Б. Ферштатер, Н.С. Бородина, М.С. Рапопорт и др. Миасс: ИМин УрО РАН, 1994. 250 с.
9. Петровская Л.С., Баянова Т.Б. Архейский магматизм и метаморфизм района Пулозеро (Центрально-Кольский блок) // Петрография на рубеже XXI века: итоги и перспективы. Матер. II Всерос. петрографического совещ. Т.4. Сыктывкар: Геопринт, 2000. С. 298-301.
10. Петровская Л.С., Баянова Т.Б. Последовательность эндогенных процессов в архейских породах // Изотопная геохронология. Матер. конф. "Изотопное датирование геологических процессов: новые методы и результаты". М.: ГЕОС, 2000. С. 264-266.
11. Рингвуд А.Е. Состав и петрология мантии Земли. М.: Недра, 1981. 584 с.
12. Таусон Л.В. Геохимия редких элементов в гранитоидах М.: АН СССР, 1961. 231 с.
13. Таусон Л.В. Геохимические типы и потенциальная рудоносность гранитоидов. М.: Наука, 1977. 280 с.
14. Ферштатер Г.Б. Петрология главных интрузивных ассоциаций. М.: Наука, 1987. 232 с.
15. Chappel B.W., White A.J.R. Two contrasting granite // Pacific Geol. 1974. V 8. P 173-174.
16. Condie K.S. Archean magmatism and crustal thickening // Geol. Soc. Amer. Bull. 1973. V 84. N 9. P 2981-2991.
17. Green T.H., Brunfelt A. O., Heier K.S. Rare-earth element distribution and K/Rb ration in granulites, mangerites and anortositites, Lofoten-Vesteraalen, Norway // Geochim. Cosmochim. Acta. 1972. V 36. P 241-257.
18. Heir K.S. Geochemistry of facies rocks and problems of their origin // Phil. Trans. Soc. London. 1973. V 273. P 429-442.
19. Loiselle M.C., Wones D.R. Characteristics and origin of anorogenic granites // Geol. Soc. Am. 1979. V 11. P 468.
20. Martin H., Smithies R.H., R. Rapp, et al. An overview of adakite, tonalite-trochjhemite-granodiorite (TTG), and sanykitoid: relationships and some implications for crustal evolution // Lithos. 2005. V 79. P 1-24.
21. Miyashiro A. Volcanic rock series Island and active continental margins // Amer. J. Sci. 1974. V 274. P 321-355.
22. O'Connor J.T. A classification for quartz-rich igneous rocks based on feldspar rations // Geeol. Surv. Research. 1965. P 79-84.
23. Papu D., Piccoli M., Piccoli P. Tectonic discrimination of granitoids // Bull. Geol. Soc. Amer. 1989. V 101. P 635-643.
24. Pearce J.A., Harris N.B., Tindle A.G. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks // J. Petrol. 1984. V 25. N 4. P 956-983.
25. Shaw D.M. A review of K-Rb fractionation trends by covariance analysis // Geochim. Cosmochim. Acta. 1968. V 32. P 573-602.
26. Tarney J., Windley B.F. Chemistry, thermal gradients and evolution of the lower continental // J. Geol. Soc. Lond. 1977. V 134. P 153-172.
27. Whalen J.B., Currie L.C., Chappel B.W. A-type granites: geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis // Contrib. Mineral. Petrol. 1987. V 95. N 4. P 407-419.
28. Zen E-an. Aluminum enrichment in silicate melts by fractional crystallization: some mineralogic and petrographic constraints // J. Petrol. 1986. V 27. P 1095-1117.

ЭНДЕРБИТ-ГРАНУЛИТОВЫЙ КОМПЛЕКС РАЙОНА ПУЛОЗЕРО – ПОЛНЕК-ТУНДРА В ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ ИСТОРИИ ЦЕНТРАЛЬНО-КОЛЬСКОГО БЛОКА

Л.С. Петровская, В.П. Петров

Геологический институт КНЦ РАН, Анапты, petrovsk@apatity.ru

Архейский гетерогенный эндербит-гранулитовый комплекс р-на Пулозеро – Полнек-Тундры расположен в центральной части Центр.-Кольского блока. Здесь развиты различные по происхождению и вещественному составу породы, которые могут рассматриваться в качестве реперных геологических образований для реконструкции истории геологического развития района. Метаморфические образования представлены мигматизированными гранулитами и гнейсами кольской серии, испытавшими региональный метаморфизм гранулитовой и амфиболитовой фаций. Интрузивные образования: эндербиты, амфибол-биотитовые тоналиты и различные по составу жильные образования. Становление эндербитового массива происходило после гранулитового метаморфизма вмещающих пород кольской серии, что подтверждается их секущими контактами. Амфибол-биотитовые тоналиты слагают отдельные участки в массиве эндербитов. Границы между эндербитами и тоналитами нечеткие, наблюдаются постепенные переходы. Симметаморфические жильные гранат-силлиманит-содержащие микроклин-плагиоклазовые граниты секут мигматитовую полосчатость гнейсов. Самые поздние образования – жильные лейкогранит-аплиты, секущие все перечисленные разновидности пород.

Изученный архейский эндербит-гранулитовый комплекс является типичным представителем высокометаморфизованных гранулит-гнейсовых комплексов Центр.-Кольского мегаблока. Общим является полицикличность метаморфизма и магматизма, андалузит-силлиманитовый тип архейского регионального метаморфизма, сопряженность гранулитового метаморфизма со становлением гиперстенсодержащих гранитоидов. Вместе с тем, он отличается от других высокометаморфизованных комплексов Центр.-Кольского мегаблока отсутствием признаков более древних высокотемпературных процессов метаморфизма, проявлением в эндербитах наложенного метаморфизма амфиболитовой фации и относительно хорошей сохранностью от воздействия более поздних протерозойских процессов, влияние которых устанавливается только с помощью изотопных методик. С учетом данных по эндогенным процессам гранулит-гнейсовых комплексов Центр.-Кольского мегаблока, полученных предыдущими исследователями, в эволюции гранулит-гнейсовой области установлена пульсационность геологических событий с латерально неоднородными термодинамическими режимами.

Самым древним в Кольском регионе является возраст 3606 ± 16 млн. лет для гнейсов кольской серии по ксеногенным цирконам в СЗ части Центр.-Кольского мегаблока (оз. Нельявр) [7]. Он свидетельствует о том, что к этому моменту в СВ части Балтийского щита уже существовала земная кора. Модельный Sm-Nd возраст протолита гнейсов кольской серии оценивается в 2922 млн. лет в СВ части мегаблока [17] и 2955 млн. лет в центральной [11]. Время проявления вулканической деятельности и образования исследуемых пород в северо-западной части мегаблока фиксируется наличием циркона вулканогенного происхождения с возрастом 2910 ± 21 млн. лет [7], что свидетельствует о синхронности процессов осадконакопления и вулканизма в Центр.-Кольском мегаблоке. В СВ части мегаблока (оз. Чудзъявр) датированы наиболее ранние этапы гранулитового метаморфизма и эндербитообразования с возрастными 2832 ± 11 [16] и 2830 ± 60 млн. лет [13], соответственно. Примерно в это же время фиксируется становление магматического комплекса, исходного для основных амфибол-двупироксеновых кристаллосланцев центральной части мегаблока (Веже-Тундра), возраст которого устанавливается наличием магматической генерации цирконов в 2830 ± 70 млн. лет [1]. Это говорит о региональном проявлении условий гранулитовой фации в центральной и северо-восточной частях мегаблока и приуроченности эндербитов к высокометаморфизованным комплексам. В СЗ части мегаблока на побережье оз. Нельявр для гнейсов кольской серии определен ещё один этап гранулитового метаморфизма в 2788 ± 16 млн. лет [7]. Для генерации гранулитовых цирконов из основных кристаллосланцев центральной части мегаблока (Веже-Тундра) получен возраст 2760 ± 10 млн. лет, который интерпретируется как время метаморфизма гранулитовой фации [1]. Он устанавливается по акцессорным цирконам, которые по химизму и морфологии отвечают “гранулитовым”.

Более поздний этап регионального гранулитового метаморфизма, с которого и начинается рассмотрение геологической истории эндербит-гранулитового комплекса р-на Пулозеро – Полнек-Тундры, фиксируется возрастом 2724 ± 49 млн. лет [9]. По данным [15], региональный метаморфизм кольских гнейсов центральных районов Кольского п-ова в р-не оз. Вайкис – оз. Мончезеро протекал одновременно в гранулитовой и амфиболитовой фациях метаморфизма 2700 ± 50 млн. лет. Близкий возраст одновременного проявления гранулитового и амфиболитового метаморфизма в 2740 ± 50 млн. лет для глиноземистых гнейсов кольской серии (ст. Пулозеро) получен ранее [4]. Амфиболитовый метаморфизм в гнейсах кольской серии с возрастом 2743 ± 18 млн. лет на СЗ мегаблока [7] может рассматриваться как наличие метаморфической зональности с увеличением степени метаморфизма к центральной части. В р-не оз. Чудзъявр внедрение и кристаллизация гиперстенсодержащих монцодиоритов с возрастом 2720 ± 3 млн. лет [16], кварцевых монцодиоритов 2715 ± 8 млн. лет [16] и гранодиоритов 2710 млн. лет [13] соответствуют гранулитовой фации и сопряжены с гранулитовым метаморфизмом в р-не Пулозеро – Полнек-Тундра. Интервал 2.70-2.74 млрд. лет соответствует образованию различных породных ассоциаций в высокометаморфизованных комплексах Центр.-Кольского мегаблока в условиях гранулитового метаморфизма.

Важным эндогенным событием в развитии Центр.-Кольского мегаблока является формирование крупного массива эндербитов р-на Пулозеро – Полнек-Тундры с возрастом 2656 ± 10 млн. лет [9] и внедрение более мелких тел гиперстенсодержащих кварцевых диоритов р-на оз. Чудзъявр с возрастом в 2679 ± 18 млн. лет [16]. В р-не Пулозеро – Полнек-Тундры преобразование эндербитов в амфибол-биотитовые тоналиты в условиях амфиболитовой фации метаморфизма определяется возрастными 2640 ± 20 и 2635 ± 5 млн. лет [9, 10]. Близкое по времени проявление синтетектонического гранулитового метаморфизма с возрастом 2648 ± 18 млн. лет фиксируется в р-не оз. Чудзъявр по сильно рассланцованным силлиманит-гранат-биотитовым гнейсам [16], что свидетельствует о снижении степени метаморфизма с СВ мегаблока к его центральной части. Примерно в это же время в р-не оз. Чудзъявр фиксируется внедрение монацитсодержащих плагиогранитов с возрастом 2634 ± 12 млн. лет, которые объединены в одну возрастную группу с анатектит-гранитами и плагиопегматитами [16].

Более поздний этап наложенного метаморфизма в условиях амфиболитовой фации фиксируется в умеренно-кальциевых гнейсах кольской серии и амфибол-биотитовых тоналитах р-на Пулозеро – Полнек-Тундры возрастными 2568 ± 10 и 2575 ± 20 млн. лет [9]. К этому же этапу можно отнести внедрение жильных гранат-силлиманитсодержащих микроклин-плагиоклазовых гранитов с возрастом 2550 ± 16 млн. лет, секущих умеренно-кальциевые гранулиты кольской серии р-на Пулозеро – Полнек-Тундры [9], которые близки по времени к постгранулитовым пегматитам оз. Чудзъявр с возрастом 2556 ± 27 млн. лет [16]. В р-не Пулозеро – Полнек-Тундра в породах эндербит-гранулитового комплекса определяется регрессивный этап метаморфизма, соответствующий условиям низкотемпературной амфиболитовой фации. Его проявление фиксируется Sm-Nd возрастными 2544 ± 13 млн. лет для гнейсов кольской серии и 2537 ± 80 млн. лет для эндербитов, которые, вероятно, и определяют верхний предел времени регрессивного низкотемпературного метаморфизма амфиболитовой фации [12]. Это предположение подтверждается незначительными регрессивными изменениями краевых зон гранатов гнейсов кольской серии, сформированных в условиях наложенной амфиболитовой фации метаморфизма, а также оценками температур образования $500-600$ °C, которые близки к температурам закрытия Sm-Nd системы в гранатах и плагиоклазах.

Внедрение протерозойских жильных лейкогранит-аплитов с возрастом 2497 ± 15 млн. лет [11] приходится на время формирования крупных платинометаллических расслоенных интрузий базит-ультрабазитов г. Генеральской, Монче-плутона, Панских-Федоровых тундр и др. в период 2500-2400 млн. лет [2, 3]. В этот же период Sm-Nd и Rb-Sr исследованиями фиксируются термально-флюидные преобразования эндербит-гранулитового комплекса р-на Пулозеро – Полнек-Тундры, которые произошли в интервале 2505-2460 млн. лет [12] и соответствуют рифтовой стадии развития Кольской рифтогенно-коллизийной системы в палеопротерозое [5, 6, 8, 14 и др.].

Завершение докембрийской эндогенной активности Центрально-Кольского мегаблока фиксируется в породах эндербит-гранулитового комплекса р-на Пулозеро – Полнек-Тундры Rb-Sr возрастными 1811-1827 млн. лет [12], которые соответствуют поздней коллизийной стадии развития Кольской рифтогенно-коллизийной системы в палеопротерозое [5, 6, 8, 14 и др.].

Детальные геолого-петрологические и изотопно-геохимические исследования эндербит-гранулитового комплекса архея р-на Пулозеро – Полнек-Тундра, сопоставление результатов с данными по другим районам Центр.-Кольского мегаблока позволяют уточнить и дополнить представления о вещественном составе и природе архейской коры, пространственно-временных закономерностях развития метаморфизма позднего архея, его термодинамических режимах и взаимосвязи с тектогенезом и магматизмом.

Авторы благодарны акад. РАН Ф.П. Митрофанову за рекомендацию в выборе геологического объекта, помощь и консультации в работе.

Список литературы

1. Авакян К.Х. Геология и петрология Центрально-Кольской гранулит-гнейсовой области архея. М.: Наука, 1992. 168 с.
2. Баянова Т.Б., Митрофанов Ф.П., Пожиленко В.И. Геохронология реперных геологических образований и процессов раннего докембрия Кольского региона // Матер. III Всерос. совещ.: Общие вопросы расчленения докембрия. Апатиты: КНЦ РАН, 2000. С. 24-28.
3. Баянова Т.Б. Возраст реперных геологических комплексов Кольского региона и длительность процессов магматизма: Автореф. дис. д.г.-м.н. М.: 2002. 48 с.
4. Бибикова Е.В., Тугаринов А.И., Грачева Т.В. и др. О возрасте гранулитов Кольского п-ова // Геохимия. 1973. № 5. С. 664-675.
5. Минц М.В., Глазнев В.Н., Коников А.Н. и др. Ранний докембрий северо-востока Балтийского щита: палеогеодинамика, строение и эволюция континентальной коры. М: Научный мир, 1996. 287 с.
6. Митрофанов Ф.П., Баянова Т.Б., Балабонин Н.Л. и др. Кольский глубинный раннедокембрийский коллизий: новые данные по геологии, геохронологии, геодинамике и металлогении // Вестник СПбГУ. Сер. 7. Вып. 3. 1997. № 21. С. 5-18.
7. Мысцова Т.А., Бережная Н.Г., Глебовицкий В.А. и др. Находки древнейших цирконов с возрастом 3600 млн. лет в гнейсах кольской серии Центр.-Кольского блока Балтийского щита (U-Pb, SHRIMP-II) // Докл. АН. 2005. Т. 402. № 1. С. 82-86.
8. Петров В.П. Метаморфизм раннего протерозоя Балтийского щита. Апатиты: КНЦ РАН, 1999. 325 с.
9. Петровская Л.С., Баянова Т.Б. Архейский магматизм и метаморфизм района Пулозеро (Центр.-Кольский блок) // Петрография на рубеже XXI века: итоги и перспективы. Матер. II Всерос. петрографич. совещ. Т. 4. Сыктывкар: Геопринт, 2000. С. 298-301.

10. Петровская Л.С., Баянова Т.Б. Последовательность эндогенных процессов в архейских породах // Изотопная геохронология. Матер. конф. "Изотопное датирование геологических процессов: новые методы и результаты". М.: ГЕОС, 2000. С. 264-266.
11. Петровская Л.С., Баянова Т.Б., Деленицын А.А. Позднеархейское время формирования эндербит-гранулитового комплекса района Пулозеро Центр.-Кольского мегаблока // Изотопная геохронология в решении проблем геодинамики и рудогенеза. Матер. II Рос. конф. СПб: Центр информ. культуры, 2003. С. 358-361.
12. Петровская Л.С., Митрофанов Ф.П., Баянова Т.Б., Серов П.А. Этапы и условия формирования архейского эндербит-гранулитового комплекса района Пулозеро – Полнек-Тундра Центр.-Кольского блока (Кольский п-ов) // Докл. АН (в печати).
13. Пушкарев Ю.Д., Кравченко Э.В., Шестаков Г.И. Геохронометрические реперы докембрия Кольского п-ова. Л.: Наука, 1978. 136 с.
14. Ранний докембрий Балтийского щита. Отв. ред. В.А. Глебовицкий. СПб.: Наука, 2005. 711 с.
15. Тугаринов А.И., Бибикова Е.В. Геохронология Балтийского щита по данным цирконометрии. М.: Наука, 1980. 131 с.
16. Balashov Yu.A., Mitrofanov F.P., Balagansky V.V. New geochronological data on archaean rocks of Kola peninsula // Correlation of precambrian formations of the Kola-Karelian region and Finland. Apatity: KSC RAS, 1992. P 13-34.
17. Timmerman M.J., Daly S.J. Sm-Nd evidence for late Archaean crust formation in the Lapland – Kola Mobil Belt, Kola Peninsula, Russia and Norway // Precambrian Res. 1995. V 72. P 97-107.

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ И ПЕТРОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКИ РАССЛОЕННОГО ИНТРУЗИВА ОСПЕ-ЛУВТУАЙВЕНЧ

В.И. Пожиленко¹, Н.Ю. Грошев^{1,2}

¹ Геологический институт КНЦ РАН, pozhil@geoksc.apatity.ru, ² ОАО "Пана"

На территории центральной части Кольского региона известны неопротерозойские базит-гипербазитовые расслоенные интрузивы перидотит-пироксенит-габброноритовой формации (Магматические ..., 1979; Магматические ..., 1980; Магматические ..., 1985). Они образуют две разновозрастные (Баянова, 2004) и пространственно разобщённые группы. К более древней (2520-2490 млн. лет) относят массив г. Генеральской, Фёдорово-Панский и Мончеплутон. Группа более молодых (2445-2435 млн. лет) массивов объединена в умбареченско-имандровский комплекс. Высказано предположение, что 8 массивов умбареченско-имандровского комплекса, разрозненных в плане и расположенных в северной части, западнее и южнее оз. Большая Имандра, а также к югу от Хибин, являются составными частями Имандровского лополита (Докучаева и др., 1982; Докучаева и др., 1992), возраст которого 2440 ± 4 млн. лет по габбро-диоритам г. Большая Варака, 2437 ± 7 млн. лет по норитам Умбареченского блока (Баянова, 2004) и 2441 ± 1.6 млн. лет по (Amelin et al, 1995). Это массивы Прихибинский, Монче-полуострова, г. Девичья, г. Майявр, г. Ягельной, Умбареченский, г. Большая Варака и р-на р. Чёрной. В состав Имандровского лополита включен также не изученный массив к западу от Йокостровского пролива (Оспе-Лувтуайвенч). Все перечисленные массивы (за исключением Оспе-Лувтуайвенч) характеризуются сходным строением и составом пород, одинаковой степенью метаморфизма и похожим характером распределения рудных компонентов (Докучаева и др., 1992).

1. В обобщённом разрезе Имандровского лополита выделяют пять зон, две из которых расслоенные (мощностью 40-60 и ~ 200 м). Зоны неравнозначно представлены в массивах. Падение расслоенности в целом центриклинальное: в северных массивах – к югу, в западных – к востоку, в южных – к северу.

2. Разнообразие пород массивов определяется вариациями количественного и структурного соотношения главных породообразующих минералов – плагиоклаза, орто- и клинопироксенов. Основные разновидности пород – плагиоклазовые ортопироксениты, меланократовые нориты и габбронориты, мезократовые габбронориты и габбро, лейкогаббро, кварцевые габбро, габбродиориты и плагиоклазиты, преобладают мезо- и меланократовые габбронориты. Содержание SiO_2 в породах 48-55, MgO 4-19, CaO 5-12, щелочей 1.5-3.5 % при преобладании Na_2O .

3. Массивы метаморфизованы в условиях фации зелёных сланцев. Сохранность магматических минералов и структур разная – наиболее изменены породы в зонах тектонических нарушений (до образования тонкоплитчатых хлорит-актинолитовых сланцев) и приконтактных частях.

4. Для всех массивов характерна хромитовая и хромшпинелидовая минерализация (иногда в ассоциации с сульфидами, заполняющими промежутки между зёрнами хромита) нескольких типов – акцессорная, вкрапленная и жильная.

Массив Оспе-Лувтуайвенч отличается от перечисленных по многим признакам – структурному положению, внутреннему строению, характеру расслоенности, вещественному составу, степени метаморфизма и рудной минерализации.

1. Массив находится в пределах Кислогубской тектонической пластины в южной части Мончегорско-Апатитского рудного р-на (Пожиленко и др., 2002) (рис.1). Вмещающими породами являются метавулканисты кислогубской свиты верхнего архея (биотит-амфиболовые, эпидот-биотит-амфиболовые гнейсы с редкими прослоями амфиболитов) с возрастом 2718 ± 10 млн. лет (Чашин и др., 2004). Протяженность массива в субширотном направлении ~ 7.2 км со средней шириной обнажённой части ~ 1.4 км (истинная мощность обнажённой части массива ~ 1150 м). Расслоенность падает к югу под углом $35-40^\circ$, тогда как в южных массивах Имандровского лополита – к северу. Нарастание разреза идёт с севера на юг, что подтверждается характером ритмичной расслоенности второго рода. Верхняя часть массива не обнажена, но ее видимая мощность не может превышать нескольких сотен метров. В пределах изученной части массива выделены три типа расслоенности – макро-, мезо- и микро-масштабная ритмичная, которые выражены чередованием мелано-, мезо- и лейкократовых слоёв:

- макромасштабная расслоенность (1-го рода) представлена четким чередованием слоёв мощностью от первых до десятков м;
- мезомасштабная расслоенность (1-го рода) представлена четким чередованием слоёв мощностью от 10 см до первых м;
- микромасштабная расслоенность или ритмичность (1-го и 2-го рода) встречается среди ритмов в участках с мезо- и макромасштабной расслоенностью и представлена чередованием слоёв мощностью от нескольких мм до 10 см.

При расслоенности 1-го рода члены ритма имеют резкие границы, тогда как при расслоенности 2-го рода нижние границы мезо- и меланократовых слоёв резкие, а верхние – плавные с постепенным уменьшением количества темноцветных минералов, что позволяет судить о положении кровли и подошвы прослоев.

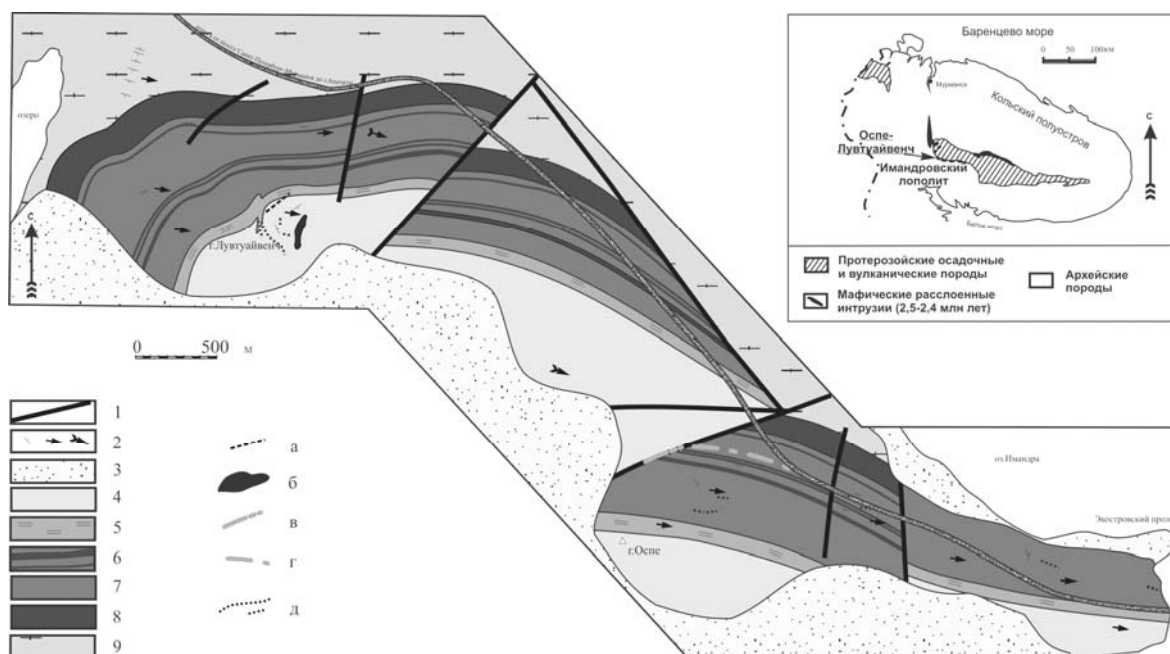


Рис. 1. Геологическая схема интрузива Оспе-Лувтуайвенч.

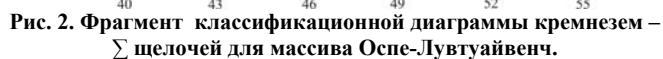
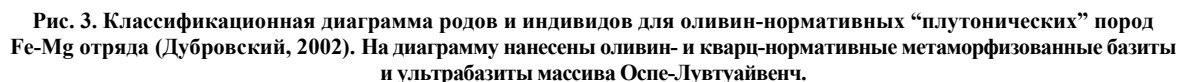
1 – разломы, 2 – ориентировка сланцеватости, минеральной линейности и шарниров складок, 3 – четвертичные отложения, 4 – мезократовые амфиболиты, 5 – ритмичное чередование пород, преимущественно меланократовые амфиболиты, 6 – прослои амфиболовых (тремолит-актинолитовых) сланцев, 7 – грубое чередование мелано-, мезо- и лейкократовых амфиболитов, 8 – амфиболовые (тремолит-актинолитовые) сланцы, 9 – гнейсы; а – дайка щелочных пикрит-порфиров, б – дайкообразное тело клинопироксенитов, в – дайка порфировидных диоритов, г – метасоматиты по катаклазированным порфировидным диоритам, д – дайки метадолеритов.

2. Породы массива Оспе-Лувтуайвенч неоднократно метаморфизованы и деформированы с вмещающими породами в амфиболитовой фации. Датирован пока один этап по интенсивно расщепленным вмещающим породам, структурные элементы в которых аналогичны таковым в массиве: U-Pb -возраст по циркону 2143 ± 16 млн. лет. Почти нигде в породах массива не сохранились первичные (магматические) минералы и структуры.

Разнообразие пород массива определяется вариациями количественного и структурного соотношения главных породообразующих метаморфических минералов – в основном плагиоклаза и амфибола, а также степенью структурных преобразований. Таким образом, породы массива Оспе-Лувтуайвенч ныне представлены разнообразными амфиболитами, которые можно объединить в четыре группы:

- мономинеральные и меланократовые (тремолит-актинолитовые) амфиболиты по оливиновым габбро и троктолитам, в различной степени расщепленные (массивные, слабо и сильно расщепленные с плитчатой отдельностью) (рис. 2, 3);
- мономинеральные и меланократовые (роговообманковые) амфиболиты по меланократовым габброноритам и вебстеритам, в различной степени расщепленные (массивные, слабо и сильно расщепленные с плитчатой отдельностью) (рис. 3);
- мезократовые амфиболиты с массивной, полосчатой и тонко-полосчатой текстурой по мезократовым габброноритам (рис. 3);
- лейкократовые, преимущественно сланцеватые или линзовидно-полосчатые амфиболиты по лейкогабброноритам и диоритам (рис. 3).

Основную часть массива составляют мезократовые амфиболиты, с прослоями меланократовых. Лейкократовые амфиболиты составляют около 15 % пород массива. Все породы относятся к интрузивным с нормальной щелочностью (рис.2). Содержание SiO_2 44.5-57, TiO_2 0.25-2.5, Al_2O_3 3-23, $\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO}$ 3-18, MgO 1.8-20, CaO 5-13.6 %. Сумма щелочей не превышает 5 % при преобладании Na над K. На классификационной диаграмме М.И. Дубровского (2002) фигуративные точки пород распределяются следующим образом: меланократовые и мономинеральные тремолит-актинолитовые амфиболиты – в поле троктолитов и оливиновых габбро, меланократовые и мономинеральные роговообманковые амфиболиты – в поле вебстеритов и меланогабброноритов, мезократовые амфиболиты – в поле мезогабброноритов, лейкократовые амфиболиты – в поле лейкогабброноритов и диоритов (рис. 3).

 $n > 66,6; a_n > 50$ 

123

сдвиговые складки, шарниры которых, как и минеральная линейность и бороздчатость, погружаются по аз. 100-125° под углом 35-50°. Такое же положение преобладающих структурных элементов характерно для Вочеламбинского ЗКП, Кислогубской и Майявской «пластин» (рис. 4) в Чунозёрско-Вочеламбинской сдвиговой зоне.

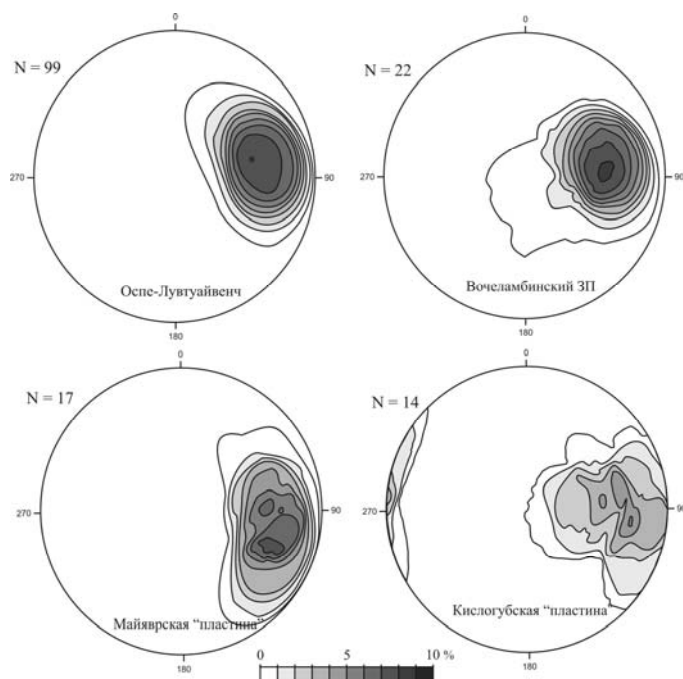


Рис. 4. Круговые диаграммы ориентировки минеральной и агрегатной линейности, бороздчатости и шарниров асимметричных складок, развитых в пределах массива Оспе-Лувтуайвенч, Вочеламбинского ЗКП, Кислогубской и Майявской «пластин».

работе. А пока на геологической карте Кольского региона М 1:500000 показан в составе интрузий позднеархейского возраста и предварительные данные по определению возраста цирконов из лейкогаббро массива свидетельствуют в пользу этого.

Список литературы

1. Баянова Т.Б. Возраст реперных геологических комплексов Кольского региона и длительность процессов магматизма. СПб: Наука, 2004. 174 с.
2. Геологическая карта Кольского региона (СВ часть Балтийского щита) М 1:500000. Ред. Ф.П. Митрофанов. Авторы: В.В. Балаганский, А.А. Басалаев, О.А. Беляев и др. Апатиты: КНЦ РАН, 1996.
3. Докучаева В.С., Жангуров А.А., Федотов Ж.А. Имандровский лополит – новый крупный расслоенный интрузив на Кольском п-ове // Докл. АН СССР. 1982. Т. 265, № 5. С. 1231-1234.
4. Докучаева В.С., Жангуров А.А., Федотов Ж.А., Шолохнев В.В. Геология и рудоносность Кольского п-ова // Сов. геол. 1992. № 10. С. 60-67.
5. Дубровский М.И. Комплексная классификация магматических горных пород. Апатиты: КНЦ РАН, 2002. 254 с.
6. Магматические формации докембрия северо-восточной части Балтийского щита. Л.: Наука, 1985. 176 с.
7. Пожиленко В.И., Гавриленко Б.В., Жиров Д.В., Жабин С.В. Геология рудных районов Мурманской области. Апатиты: КНЦ РАН, 2002. 359 с.
8. Чащин В.В., Баянова Т.Б., Левкович Н.В. Кислогубская свита верхнеархейского Терско-Аллареченского зелёнокаменного пояса (Кольский п-ов, Россия) // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2004. Т. 12, № 6. С. 3-15.
9. Amelin Yu.V., Heaman L.M., Semenov V.S. U-Pb geochronology of layered mafic intrusions in the eastern Baltic Shield: implications for the timing and duration of Palaeoproterozoic continental rifting // Precambrian Res. 1995. V 75. P 31-46.

В породах массива Оспе-Лувтуайвенч редко устанавливаются два этапа мигматизации. Лейкосомы раннего этапа соответствуют гранитам, в прожилках лейкосомы второго этапа преобладает кварц, а плагиоклаз и ± эпидот присутствуют в малом количестве. Массив прорван многочисленными разновозрастными дайками кислых, основных и ультраосновных пород, которые в разной степени метаморфизованы.

4. В породах массива выявлены участки с рудной минерализацией, которая представлена сульфидами (мелкая вкрапленность в породе и вдоль трещин в катаклазитах) и титаномагнетитом (от мелкой вкрапленности до сплошных прослоев, мощностью до 5 см и с содержанием TiO_2 в породе до 2.5-4.5 %).

5. Возраст массива Оспе-Лувтуайвенч остаётся спорным. Он не может быть включён в умбареченско-имандровский комплекс. Относится ли он к более древней формации раннепротерозойских расслоенных интрузий или его возраст окажется позднеархейским – покажут результаты датирования цирконов, которые находятся в

СРЕДНЕВЗВЕШЕННЫЙ СОСТАВ ДИФФЕРЕНЦИРОВАННЫХ ПЛУТОНИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСОВ КАК ПОКАЗАТЕЛЬ ЭВОЛЮЦИИ МАГМАТИЗМА

А.А. Предовский

Геологический институт КНЦ РАН, Анапты, root@geoksc.apatity.ru

Средневзвешенный химический состав (СВС) сложных дифференцированных плутонических комплексов, таких как расслоенные гипербазит-базитовые интрузивы начала раннего протерозоя в обрамлении Печенгско-Варзугского пояса или дифференцированные никеленосные интрузивы Печенги, является фактом большого значения для понимания сущности и эволюции магматизма и эффективных металогеогенических построений. Наметившееся ослабление внимания к СВС и вообще к средним составам (СС) плутонических и вулканических комплексов имеет сложные причины. Их трудно рассмотреть в кратком сообщении, но необходимо упомянуть о них. Прежде всего, это высокая инерция петрологической науки, оберегающей со времён Н.Л. Боуэна примат магматической дифференциации в формировании исходных расплавов и тягу к унификации если не родоначальной магмы, то родоначального плавящегося субстрата. И это несмотря на то, что уже Ф.Ю. Левинсон-Лессинг настаивал на реальности двух типов родоначальных магм, а позже М.А. Усов и В.С. Белянкин сформулировали понятие о множественности типов плавящихся субстратов и родоначальных магм. Кроме того, полноценному анализу СВС и СС магматических комплексов мешает отсутствие корректной систематики магматитов и общепризнанного представления о генотипах магматитов. Кратко поясним сказанное.

В качестве базовой систематики магматитов можно было бы использовать известный вариант Петрокомитета, если на общей диаграмме кремнезём – сумма щелочей заменить неэффективный по ряду причин параметр SiO_2 на более корректный, т.е. на отношение суммы FeO , Fe_2O_3 и MgO к SiO_2 [8]. По сути, он соответствует “цветному индексу” Шенда как показателю меланократовости расплавов и пород и позволяет более корректно отражать и анализировать на сводной диаграмме соотношения типов магматитов и их ассоциаций. Предложение автора не нашло поддержки у петрологов, хотя и было одобрено отдельными исследователями, например, А.Ф. Белоусовым [3], который подобный подход развивал самостоятельно. Разрабатываемое автором представление о генотипах магматитов близко к понятиям об их сериях или сериальных типах [9] и заключается в том, что генотип магматита отражает специфику и условия работы породившей его магнообразующей системы. Информация об этом записана в химическом составе магматита, причем в содержании и соотношении не только пороодообразующих, но и малых и редких элементов. Специфика генотипов должна войти в будущую базовую систематику магматитов.

Автором предпринята попытка сопоставления СВС и СС некоторых дифференцированных плутонических комплексов и вулкаников гипербазит-базитового уровня меланократовости. Результаты имеют предварительный характер, т.к. базируются на неполных данных. Но они свидетельствуют в пользу важности СВС и СС плутонических и вулканических ассоциаций. Итог сопоставления показан на рис. 1. Соотношения объектов были рассмотрены и на других диаграммах, в т.ч. на базовой (общая глиноземистость – меланократовость – общая щелочность), но из-за малого объема публикации приведен только один характерный вариант. Результаты исследования представляются в следующем виде.

1. Четко обозначился тренд составов расслоенных комплексов от Мончеплутона до Панского массива включительно. От него отклоняется лишь Имандровский лополит. Данный тренд является и хронологическим [2] и характеризуется направленным снижением меланократовости и изменением металогеогенических характеристик [6]. Ориентировка линии тренда позволяет решить старый спор о среднем составе Мончеплутона между Е.К. Козловым и Е.В. Шаровым. Наиболее вероятное содержание MgO в Мончеплутоне графически определяется примерно в 18 мас. %.

2. Особое положение, форма и ориентировка поля составов зон закалки Имандровского лополита, отвечающих, по мнению Ж.А. Федотова, среднему составу исходной магмы, позволяют ставить вопрос о возможной роли вещества нижней коры в формировании родоначального расплава.

3. Соотношение на диаграмме точки предполагаемого СВС Мончеплутона и поля составов массивов габбро-лабрадоритовой формации [10] указывают на малую вероятность синхронности, а тем более комагматичности базитов Мончетундры и Мончеплутона, различающихся и в формационном плане.

4. Рис. 1 отражает в определенной мере родство по генотипу расслоенных массивов, вулкаников сейдореченской свиты и позднерейских коматитов. Все они принадлежат магнезиальному генотипу с пониженной щелочностью, иногда именуемому в литературе бонинитоподобным.

5. Четко проявлено отличие тренда пикритовых вулканических и плутонических магматитов Печенги от тренда рассмотренных расслоенных массивов. Печенгский тренд во времени направлен на увеличение меланократовости и щелочности расплавов, т.е. является противоположным по эволюции, генотипу и специфичен металогеогенически. В связи с этим интересно присутствие даек типа печенгских пикритов в Мончегорском районе [5], что может иметь металогеогенические последствия.

6. Изложенные выводы приводят к постановке некоторых вопросов, связанных с соображениями, отмеченными в начале настоящего сообщения. Что означает снижение общей меланократовости в тренде расслоенных массивов? Это показатель уменьшения глубинности очагов плавления или изменения режима магнообразования? Когда мы истолковали печенгский тренд как признак увеличения глубинности очагов плавления [7]. Каковы природа и

состав плавящихся субстратов, если отказаться от примата магматической дифференциации при анализе процессов рождения исходных расплавов? Какое значение имеют рассмотренные факты для геологической интерпретации эволюции магматизма хотя бы в палеотектоническом аспекте? Автор считает, что иногда полезно ставить вопросы, а не только отвечать на них.

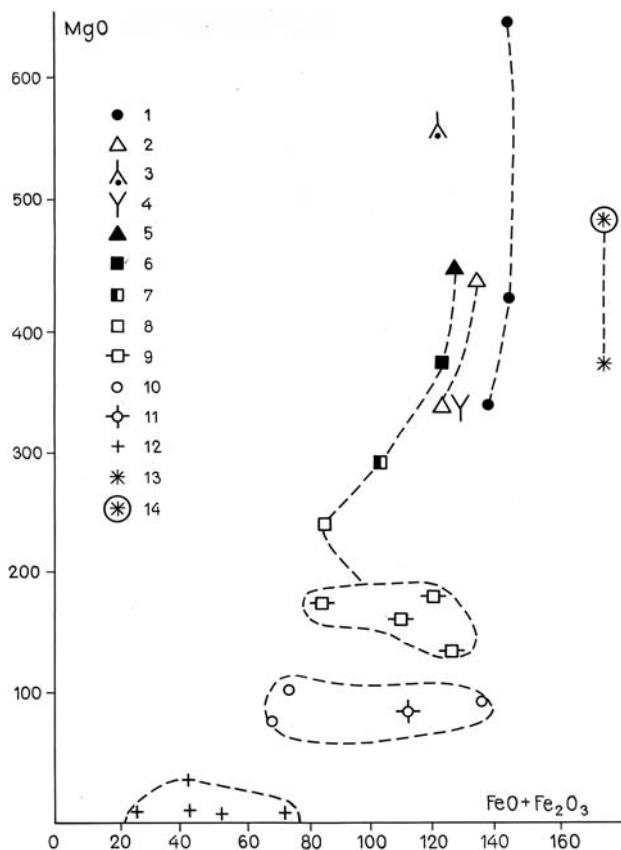


Рис. 1. Соотношение СВС и СС некоторых гипербазит-базитовых плутонических комплексов и рядов вулканитов Кольского региона на диаграмме MgO-(Fe₂O₃+FeO), в молекулярных количествах.

1 – коматитовые метавулканиты позднего архея по разным источникам; 2 – раннепротерозойские метавулканиты и субвулканиты сейдореченской толщи Имандра-Варзугской зоны, сходные по генотипу с расслоенными интрузивами гипербазит-базитового состава; 3 и 4 – предполагаемые СВС Мончеплутона по Е.К. Козлову и Е.В. Шаркову [4]; 5 – СВС Мончеплутона, вычисленный по данной диаграмме; 6 – средний состав 1-ой фазы Федоровского массива; 7 – средний состав 2-ой фазы Федоровского массива; 8 – средний состав Панского массива (6-8 – по данным М.И. Дубровского, устное сообщение); 9 – предполагаемый средний состав Имандровского плутона по зонам закалки (устное сообщение Ж.А. Федотова); 10, 11 – средний состав главных комплексов и габбро-лабрадоритовой формации позднего архея в целом [10]; 12 – средние составы массивов щелочных гранитов Кейвского блока [1]; 13 – ряд средних составов пикритовых метавулканитов Печенги, предшествующих появлению никеленовых интрузивов; 14 – СВС никеленовых дифференцированных интрузивов Печенги (13 и 14 – по [7, 11]).

Список литературы

1. Батиева И.Д. Петрология щелочных гранитов Кольского полуострова. Л.: Наука, 1976. 224 с.
2. Баянова Т.Б. Возраст реперных геологических комплексов Кольского региона и длительность процессов магматизма. СПб.: Наука, 2004. 174 с.
3. Белоусов А.Ф. Об основаниях петрохимической классификации эффузивных пород // Геол. и геофиз. 1974. № 3.
4. Дубровский М.И. Тренды дифференциации оливиннормативных магм нормальной щелочности и соответствующие им породные серии. Апатиты: КНЦ РАН, 1998. 336 с.
5. Жангуров А.А., Федотов Ж.А., Предовский А.А. и др. Интрузивные базит-гипербазиты печенгского формационного типа в Мончегорском районе // Геология и полезные ископаемые Кольского п-ова. Апатиты: КФ АН СССР, 1978. С. 44-55.
6. Митрофанов Ф.П. Новые виды минерального сырья Кольской провинции: открытия и перспективы // Смирновский сборник. М.: Фонд акад. В.И. Смирнова, 2005. С. 39-53.
7. Предовский А.А., Жангуров А.А., Федотов Ж.А. Эволюция состава базит-гипербазитовых пород и ее роль в формировании медно-никелевого оруденения Печенги // Проблемы магматизма Балтийского щита. Л.: Наука, 1971. С. 166-176.
8. Предовский А.А. Реконструкция условий седиментогенеза и вулканизма раннего докембрия. Л.: Наука, 1980. 152 с.
9. Фролова Т.И., Бурикова И.А. Магматические формации современных геотектонических обстановок. М.: МГУ, 319 с.
10. Юдин Б.А. Габбро-лабрадоритовая формация Кольского полуострова и ее металлогения. Л.: Наука, 1980. 168 с.
11. Hanksy E.J., Smolkin V.F. Iron- and LREE-enriched source for early Proterozoic intraplate magmatism as exemplified by the Pechenga ferropicrites, Kola Peninsula, Russia // Lithos. 1995. V 34. P 107-125.

КОРУНДСОДЕРЖАЩИЕ ПОРОДЫ ПРОЯВЛЕНИЯ ПЕРУСЕЛЬКА, МУРМАНСКАЯ ОБЛАСТЬ

Н.С. Серебряков

ИГЕМ РАН, Москва, nikserebr@yandex.ru

Корундсодержащие породы проявления Перуселька, залегающие среди метаморфитов Беломорского подвижного пояса (БПП), известны давно, но до сих пор изучены весьма слабо. Не считая фондовых материалов поисково-съёмочных работ, в опубликованной литературе краткое описание проявления дается лишь в статье [4]. Автором породы изучались в ходе систематического исследования всех известных проявлений корундсодержащих пород БПП.

Проявление корундсодержащих пород Перуселька расположено в ~ 20 км к СВ от г. Ковдор на небольшой сопке возле г. Перуселька (в 1 км к СЗ от ее вершины). По [1], проявление находится в районе выхода пород Чупинского покрова в многочисленных тектонических окнах из-под пород Ковдозерского покрова. Корундсодержащие породы (мощность тел до 30 м) приурочены к амфиболитам, залегающим среди биотитовых гнейсов. Рядом обнажаются ржавые кианит-гранат-биотитовые гнейсы, характерные для Чупинского покрова. На проявлении наблюдается большое разнообразие пород. В первую очередь это связано с тем, что на вмещающие амфиболиты и корундсодержащие породы наложены эпидотизация и хлоритизация, что осложняет изучение самих корундсодержащих пород. Поэтому сначала опишем продукты наложенных процессов, тем более что они также интересны.

В результате эпидотизации в породах с корундом образуются эпидозиты (мощностью до 3 м), ориентированные согласно общей сланцеватости пород. Они четко зональны: вмещающие корундсодержащие породы → эпидотизированные корундсодержащие породы (зона осветления вокруг тел эпидозитов) → анхимономинеральные эпидозиты → эпидот-кварцевая или мономинеральная кварцевая зона (в виде линз внутри крупных тел эпидозитов). Наличием эпидозитов обусловлена характерная полосчатость корундсодержащих пород.

С хлоритизацией связано образование турмалин-биотит-хлоритовых пород, тела которых ориентированы согласно общей сланцеватости пород. В них наблюдаются крупные идиоморфные удлиненно-призматические кристаллы турмалина, шерла (до 10 см в длину и 3 см в диаметре) или их сростки. Количественное соотношение хлорита и биотита варьирует, местами до преобладания биотита. Вокруг тел турмалин-биотит-хлоритовых пород наблюдается зона хлоритизированных и биотитизированных корундсодержащих пород, в которых также находятся кристаллы турмалина, а также своеобразные турмалин-плагиоклазовые обособления.

Кроме указанных пород, на проявлении встречено небольшое дайкообразное тело (мощностью до 30 см) необычных пород, состоящих из плагиоклаза с незначительным количеством темноцветных минералов (амфибола), но высоким содержанием бесцветного апатита. Более того, встречены сосуществующие титанит и рутил, причем первый фиштакково-зеленого цвета. Оба минерала образуют кристаллы до 1 см в длину: титанит – характерные конвертообразные (изредка находятся в небольших пустотах среди кристаллов плагиоклаза), рутил – удлиненно-призматические. Тело плагиоклазовых пород имеет резкие контакты и ориентировано согласно с телами эпидозитов и хлорититов.

Среди неизмененных корундсодержащих пород выделяются две разновидности: 1) с одиночными кристаллами корунда и 2) с корунд-плагиоклазовыми псевдоморфозами. Эти породы крупно-среднезернистые и порфиробластовые.

Первая разновидность состоит преимущественно из Са-амфибола и корунда. Амфибол представлен паргаситом ($Si = 5.81-5.94$ ф.е., $(Na + K)^A = 0.54-0.64$ ф.е., $Mg/Mg+Fe^{2+} = 0.72-0.75$) [5]. Редко между зернами паргасита и вокруг кристаллов корунда встречается анортит. Из акцессориев встречены рутил и ортит. Корунд (полупрозрачный, окрашенный в розовые и малиновые тона) образует призматические кристаллы 0.5-7 см в длину и до 4 см в диаметре; кристаллы часто уплощены вдоль удлинения. В связи с хлоритизацией вокруг кристаллов корунда часто образуется хлоритовая “рубашка”. Внутри корунда встречаются чешуйки хлорита и серицита, а также зерна пирита.

Вторая разновидность пород состоит также Са-амфибола, но кроме него здесь находятся корунд-плагиоклазовые псевдоморфозы по минералу, имевшему досковидные кристаллы с сечением, близким к прямоугольной форме. Реликтов минерала не обнаружено. Размер псевдоморфоз 0.5-5 см в длину и до 0.5×2 см в сечении. Амфибол представлен чермакитом ($Si = 6.01-6.32$ ф.е., $(Na + K)^A = 0.41-0.50$ ф.е., $Mg/Mg + Fe^{2+} = 0.71-0.75$). Плагиоклаз изредка встречается в породе и вне связи с псевдоморфозами, располагаясь между зернами амфибола. Из акцессориев присутствуют рутил и ортит.

Внутренняя часть псевдоморфоз сложена корунд-плагиоклазовыми сростками (плагиоклаз очень сильно серицитизирован), тогда как внешняя часть сложена только плагиоклазом (рис. 1). Вростки корунда в плагиоклазе имеют единую ориентировку; иногда в центре псевдоморфозы образуется корундовый “ствол”, от которого перпендикулярно к краям псевдоморфозы отходят “ветви”. Размер вростков 20-300 мкм. Корунд в сростках составляет 20-25 % псевдоморфозы. Плагиоклаз имеет состав An_{90-95} , по краям псевдоморфоз он на несколько номеров кислее, что видно по степени серицитизации (замещен меньше). Также в псевдоморфозах присутствует много мелких зерен рутила. Судя по морфологическим особенностям, псевдоморфозы, вероятно, образовались при замещении кристаллов кианита в результате реакции: $2Al_2SiO_5 + CaO_{aq} = CaAl_2Si_2O_8 + Al_2O_3$. Согласно ей, корунд должен занимать в объеме псевдоморфозы 1/4 часть. Это согласуется с наблюдениями.

Часто в тех же породах внутри псевдоморфоз вместо системы ориентированных вростков корунда в плагиоклазе появляется одно или несколько более крупных (1-5 мм) зерен корунда, хотя форма псевдоморфозы при этом сохраняется. Интересно, что и зерна рутила здесь становятся более крупными. Видимо, это указывает на то, что внутри псевдоморфоз происходило укрупнение зерен корунда и рутила вплоть до того, что почти весь объем псевдоморфоз занимает одно зерно корунда в оторочке плагиоклаза. Контакт указанных разновидностей корундсодержащих пород постепенный, т.к. одиночные кристаллы корунда появляются уже в породе с псевдоморфозами внутри последних, а сами псевдоморфозы могут встречаться в породе с одиночными кристаллами. Кроме того, участки пород с псевдоморфозами наблюдаются внутри пород первой разновидности и наоборот. Все это свидетельствует о том, что породы с отдельными кристаллами корунда образовались при перекристаллизации пород с псевдоморфозами.

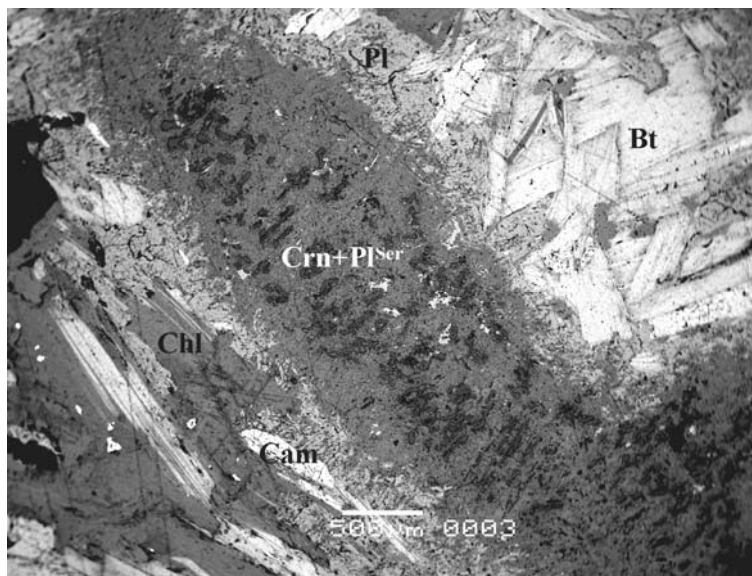


Рис. 1. Корунд-плагиоклазовые симплектиты в псевдоморфозе из корундсодержащих пород (амфибол почти полностью замещен биотитом и хлоритом). Изображение в отраженных электронах на СЭМ.

Картирование самого крупного на проявлении тела корундсодержащих пород показало, что существует определенная закономерность в распределении разновидностей в пространстве: в всячем контакте вмещающие амфиболиты сменяются породами с корунд-плагиоклазовыми псевдоморфозами, а потом породами с одиночными зернами корунда. В лежащем контакте амфиболиты сразу сменяются породами с одиночными зернами корунда. Вмещающие породы изменяются на контакте с корундсодержащими. Это хорошо видно гранатовых амфиболитах (Cam+Pl+Grt). По мере приближения к породам с корундом, мелкозернистый гранат в амфиболитах начинает замещаться плагиоклазом, причем сначала появляются плагиоклазовые каймы вокруг граната, в дальнейшем образуются псевдоморфозы плагиоклаза по гранату изредка с реликтами последнего. На самом контакте с корундсодержащими породами во вмещающих исчезает плагиоклаз и появляется более крупнозернистая порода, состоящая только из Са-амфибола.

Сравнение приведенных данных по породам проявления Перуселька с материалом по петрологии корундсодержащих пород в метабазах чупинской толщи БПП в Сев. Карелии [2, 3] показывает следующее. Нами изучены четыре таких проявления: Дядина гора, Варацкое, Кулежда и Высота 128. На этих проявлениях имеются разновидности корундсодержащих пород, схожие с выделенными на проявлении Перуселька: 1) Ts (или Prg) + Cm ± Grt + An, где корунд образует одиночные кристаллы до 2 см в диаметре, и 2) Ts + (St+Cm+An) + Grt¹, где ставролит-плагиоклазовые и корунд-плагиоклазовые срастания слагают зональные псевдоморфозы. При этом составы пород с одиночными кристаллами корунда из Карелии и Перусельки сходны. Взаимоотношения между этими разновидностями пород, а также с вмещающими амфиболитами те же, что и на проявлении Перуселька. Более того, отмечается одинаковое изменение состава Са-амфибола (уменьшение Si и возрастание Al и (Na+K)^A) при переходе от пород с псевдоморфозами к породам с одиночными кристаллами корунда. Лишь наличие в псевдоморфозах внешней зоны из ставролит-плагиоклазовых симплектитов и граната отличает породы карельских проявлений от пород Перусельки, что связано с некоторым различием в термодинамических условиях образования. Важно, что на всех карельских проявлениях внутри псевдоморфоз встречаются реликты кианита. Этим подтверждается, что в схожих породах проявления Перуселька псевдоморфозы образовывались по кианиту. Более

¹ An – анортит, Cm – корунд, Grt – гранат, Ky – кианит, Prg – паргасит, St – ставролит, Ts – чермакит. (Cm+An)_{simpl} – корунд-плагиоклазовые срастания.

того, на проявлениях Дядина гора и Кулежда имеются породы состава Ts+Ky. Можно уверенно говорить о том, что и на проявлении Перуселька были породы кианит-чермакитового состава.

Для корундсодержащих пород в метабазитах карельской части чупинской толщи БПП предложен метасоматический генезис [2, 3], где породы состава Ts+Ky, Ts+(St+Cm+An)_{simpl} и Ts (или Prg)+Cm, а также анхимономинеральные роговообманковые породы, сменяющие амфиболиты, представляют собой зоны единой метасоматической зональности. Сходство в минеральном составе пород и их текстурно-структурных особенностях, распределении пород в пространстве, а также химизме минералов на этих проявлениях и проявлении Перуселька дает основание предполагать для описываемого проявления тот же генезис. Но на нем метасоматическая зональность наблюдается не полностью, что, видимо, определяется уровнем эрозионного среза. Как и на проявлении Перуселька, в карельских проявлениях наблюдается широкое развитие эпидотизации и хлоритизации, там также встречены плагиоклазовые породы. Это еще больше подчеркивает их сходство. Но эти более поздние породы требуют дальнейшего изучения.

Работа выполнена при финансовой поддержке Гранта Президента Российской Федерации (проект МК-9836.2006.5) и Фонда содействия отечественной науке.

Список литературы

1. Ранний докембрий Балтийского щита. Ред. В.А. Глебовицкий. СПб.: Наука, 2005. 711 с.
2. Серебряков Н.С. Петрология корундсодержащих пород чупинской толщи Беломорского подвижного пояса (на примере Чупинского сегмента). Автореф. дисс. к.г.-м.н. М., 2004. 30 с.
3. Серебряков Н.С., Аристов В.В. Условия локализации проявлений коллекционного корунда в породах чупинской толщи беломорского комплекса в Сев. Карелии // Изв. Вузов. Геол. и разведка. 2004. № 4. С. 36-42.
4. Терехов Е.Н., Левицкий В.И. Геолого-структурные закономерности размещения корундовой минерализации в северно-западном Беломорье. // Изв. вузов. Геол. и разведка. 1991. № 6. С. 3-13.
5. Leake B.E., Woolley A.R., Arps C.E.S. et al. Nomenclature of amphiboles: report of the subcommittee on amphiboles of the Int. Mineral. Assoc. Commis. on New Minerals and Mineral Name // Eur. J. Mineral. 1997. V 9. P 623-651.

ВОЗРАСТ И РУДНАЯ МИНЕРАЛИЗАЦИЯ ИНТРУЗИВНОГО ТЕЛА РИОДАЦИТОВЫХ ПОРФИРОВ ИЗ РАЗРЕЗА СГ-3

Ю.Н. Яковлев, П.К. Скуфьин, Т.Б. Баянова

Интрузивное тело риодацитовых порфиров вскрыто только СГ-3 и не имеет аналогов в нижнепротерозойской Печенгской структуре, полный разрез которой вскрыт в интервале 0-6842 м. Разрез печенгского комплекса включает 4 мегаритма: в основании каждого из них располагается метаосадочная свита, в кровле – метавулканогенная. На контакте между лучломпольской метаосадочной и заполярнинской вулканогенной в интервале 4673.0-4831.6 м расположено тело риодацитовых порфиров мощностью ~110 м (рис. 1). Оно приурочено к зоне регионального Лучломпольского разлома и обладает своеобразными особенностями петрохимии, возраста и рудной минерализации. По петрохимическим параметрам риодацитовые порфиры соответствуют гиперстен-нормативным разновидностям известково-щелочных пород нормальной щелочности, пересыщенных Al_2O_3 и обогащенных Fe и Mg. Этим они отличаются от среднекислых пород нижних вулканогенных свит печенгского комплекса, принадлежащих в основном к породам толентовой серии. В статье рассматриваются возраст и состав рудной минерализации риодацитовых порфиров.

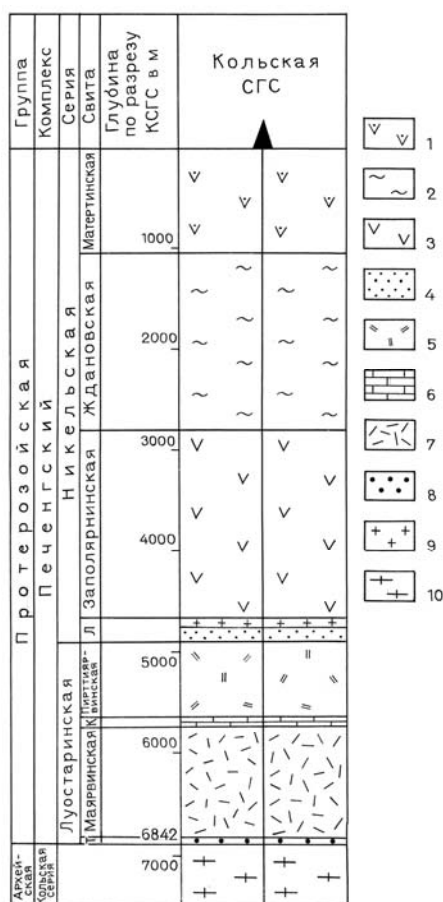


Рис. 1. Геологический разрез СГ-3 в интервале 0-6842 м [1].

Печенгский осадочно-вулканогенный комплекс: 1 – базальты и пикробазальты материнской свиты; 2 – филлитовидные сланцы и песчаники продуктивной свиты; 3 – базальты заполярнинской свиты; 4 – песчаники, доломиты и базитовые туфы лучломпольской свиты; 5 – щелочные базальты и трахибазальты пиритиярвинской свиты; 6 – доломиты кувернерийской свиты; 7 – базальты и андезитбазальты маярвинской свиты; 8 – гравелиты и песчаники телевизинской свиты; 9 – интрузивное тело риодацитовых порфиров; 10 – породы кольской серии (AR). В колонке свит: Т – телевизинская свита; К – кувернерийская свита; Л – лучломпольская свита.

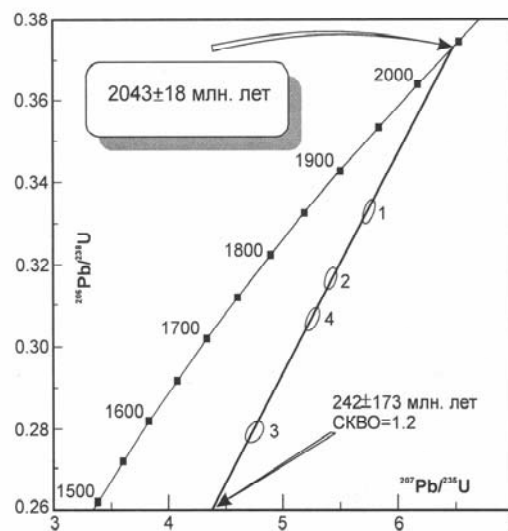


Рис. 2. Конкордия для циркона из риодацитового порфира.

Возраст риодацитовых порфиров

На U-Pb датирование из образцов керна СГ-3 с глубины 4763 м была отобрана проба риодацитовых порфиров весом 1.5 кг. При ее обработке выделены цирконы изометричного и округлого габитуса 4 типов. 1 и 2 типы – прозрачные изометричные кристаллы светло-аметистового цвета 75-125 мкм. 1 тип имеет гладкую поверхность, 2 – слабо корродирован. В иммерсии кристаллы слабо зональны. 3 и 4 типы – овальные бесцветные кристаллы со стекляннм и алмазным блеском 75-100 мкм. Химические процедуры разложения цирконов проводились по методике [3], использовался смешанный трассер $^{208}Pb/^{235}U$ и силикагель. Расчет координат точек и параметры изохроны проводились по программам [4, 5], использовались принятые константы распада [7], ошибки даны на уровне 2σ . Изотопные измерения выполнены на масс-спектрометре МИ-1201-Т. U-Pb возраст

четырёх типов цирконов составляет 2043 ± 18 млн. лет (рис. 3). Концентрации U и Pb в цирконах низкие, что характеризует их магматический генезис, поэтому полученный возраст отвечает времени формирования риодацитов порфиров. Таким образом, они моложе базальтов заполярной свиты (2114 ± 52 млн. лет), но древнее вулканитов свиты матерг (1980 ± 34 млн. лет). Они могут быть ближайшими предшественниками никеленосных габбро-верлитовых интрузий (1954 ± 42 млн. лет).

Таблица 1. Изотопные U-Pb данные для цирконов из риодацитов разреза СГ-3.

Проба	Навеска	Содержание, ppm		Изотопный состав свинца ¹			Изотопные отношения и возраст в млн. лет ²			Rho
		Pb общ.	U	$\frac{206 \text{ Pb}}{204 \text{ Pb}}$	$\frac{206 \text{ Pb}}{207 \text{ Pb}}$	$\frac{206 \text{ Pb}}{208 \text{ Pb}}$	$\frac{207 \text{ Pb}}{235 \text{ U}}$	$\frac{206 \text{ Pb}}{238 \text{ U}}$	$\frac{207 \text{ Pb}}{206 \text{ Pb}}$	
1	0.5	42.2	117.9	4560	7.805	8.496	5.749	0.3330	2032	0.77
2	0.4	49.9	133.5	900	6.729	5.441	5.416	0.3164	2017	0.80
3	0.4	32.0	98.8	43310	8.015	9.692	5.257	0.3064	2021	0.69
4	0.5	22.6	77.2	9780	8.011	10.850	4.753	0.2792	2007	0.51

¹ Отношения скорректированы на холостое загрязнение 0.2 нг для Pb и 0.04 нг для U и масс-дискриминацию 0.17 ± 0.05 %.

² Коррекция на примесь обыкновенного свинца определена по модели [6].

Рудная минерализация риодацитовых порфиров

Рудная минерализация в теле риодацитовых порфиров разнообразна, сопоставима с вулканитами пиртти-ярвинской и осадками лучломпольской свит [2]. Среди сульфидов установлены: халькопирит, пирит, пирротин, борнит, миллерит, зигенит, сфалерит и молибденит, среди оксидов: магнетит, гематит, ильменит, рутил и лейкоксен, среди силикатов: сфен и циркон. Среди сульфидов наиболее распространены халькопирит и пирит, они встречаются примерно в 40 % образцов, остальные – в единичных образцах. Как правило, содержание сульфидов находится в пределах е.з. – 1 %, повышенные концентрации редки и приурочены к верхней и нижней частям разреза мощностью 15-20 м. Но максимальные концентрации не превышают 1.5-2.0 % для халькопирита и пирита и 5-10 % для пирротина (в двух образцах). Повышенным содержанием сульфидов обладают участки брекчирования, рассланцевания, перекристаллизации и окварцевания, иногда содержащие тонкие просечки и прожилки биотит-кварц-карбонатного состава. Среди оксидов наиболее распространен магнетит, реже ильменит, обратные соотношения редки. Содержание магнетита е.з. – 10-15 %, но обычно 1-3 %; более высокие концентрации магнетита характерны для верхней половины разреза. Содержание ильменита от е.з. до 5 %, но чаще 1-3 %. Гематит всюду находится в подчиненном количестве, преобладают концентрации е.з. – 1 %, повышенные (до 3 %) встречаются в верхней и средней частях разреза; в одном образце (17937) содержание гематита до 5-7 %. Рутил часто встречается в нижней половине разреза, но концентрация его не превышает 1 %. В отдельных образцах наряду с рутилом развит лейкоксен. Сфен распространен в верхней части тела, содержание его 1-2 %, иногда до 3-5 %. Циркон равномерно распределен в разрезе в виде единичных зерен.

В целом рудная минерализация риодацитовых порфиров существенно оксидная; суммарное содержание оксидов в несколько раз превосходит суммарное содержание сульфидов. Обратные соотношения в единичных случаях наблюдаются в верхней части тела порфиров. Все сульфиды представлены мелкой вкрапленностью изолированных зёрен, большей частью мономинеральных. Полиминеральные вкрапленники чаще представлены пирит-халькопиритовыми, реже халькопирит-пирротиновыми сростками, в которых пирит часто замещает халькопирит и развивается в виде метакристаллов. Редко наблюдаются более сложные пирит-халькопирит-пирротиновые агрегаты, в которых в виде единичных зёрен встречаются другие сульфиды. В верхней части разреза (обр. № 17820, гл. 4698.0 м) встречено относительно богатое сульфидное оруденение, в котором преобладающий пирротин образует линзовидные, струйчатые агрегаты, содержащие включения халькопирита и пирита, пирит замещает пирротин. В этом образце содержание ильменита и сфена составляет 3-5 % каждого, но они образуют самостоятельную вкрапленность. Зигенит встречается в виде вкрапленности в халькопирите и борните, миллерит – в халькопирите, на участках его замещения пиритом. Молибденит образует мелкие пластинчатые выделения в силикатной массе.

Преобладающие оксиды представлены несколькими морфологическими разновидностями. Магнетит образует мелкую самостоятельную вкрапленность изометричных, нередко идиоморфных зёрен, реже наблюдаются их “пятнистые” скопления. Более крупные индивиды магнетита нередко трещиноваты, содержат тонкие пластинки ильменита и иногда замещаются поздним гематитом. Ильменит и ранний гематит обычно образуют самостоятельные пластинчатые и чешуйчатые индивиды, реже наблюдаются их “облачные” скопления. Ильменит образует также овальные и вытянутые включения в сфене. Нередко наблюдаются мирмекитоподобные ильменит-гематит-силикатные агрегаты, разнообразные по соотношению частей и рисунку. В качестве силиката в них иногда выступает сфен, который к лежащему боку становится преобладающим, постепенно “поглощая” оксиды. Поздний гематит замещает магнетит, а также вместе с рутилом и ильменит. В последнем случае возникают очень тонкие сростания всех минералов. Ильменит и магнетит образуют

также очень мелкую “сыпь”, в которой минералы различаются с трудом. Циркон всюду представлен мелкой рассеянной вкрапленностью округлых зёрен. В целом рудная минерализация от верхнего контакта тела риодацитовых порфиров к нижнему становится менее разнообразной и более бедной, существенно оксидной. Вблизи нижнего контакта ильменит почти полностью замещен рутилом, а сульфиды развиты в кварц-плагиоклазовых прожилках на участках брекчирования.

Практически все сульфидные минералы из риодацитовых порфиров отличаются стабильностью и чистотой состава: вариации содержаний основных компонентов и количество примесей в них невелики, за исключением зигенита, в котором установлена повышенная примесь Fe. Ни в одном из сульфидных минералов не обнаружены примеси редких металлов – ЭПГ, Se, Ag и др. Но в целом для сульфидной минерализации риодацитов характерно наличие двух минералов Ni и Co – миллерита и зигенита, а также очень редкое присутствие борнита, характерного для нижних вулканогенных и осадочных свит. Преобладающие в риодацитовых порфирах оксиды и силикаты также характеризуются стабильностью и чистотой состава (табл. 2). Кроме того, риодацитовые порфиры обладают очень высокой естественной радиоактивностью, намного превышающей таковую всех вулканогенных пород печенгского комплекса и сопоставимой с терригенными осадками кувернеринийокской свиты, а также пегматитами и гнейсами с ВГМ архейского комплекса разреза СГ-3. Структура естественной радиоактивности риодацитов определяется повышенным содержанием U и особенно Th.

Таблица 2. Диапазоны кристаллохимических параметров сульфидов и оксидов из риодацитов.

Сульфиды				Оксиды			
n	$\Sigma \text{Me} / \text{S}$	Cu/Fe,	Сумма примесей	n	Fe ⁺⁺⁺ (Ti)	Fe ⁺⁺	Сумма примесей
Пирротин				Магнетит			
5	0.861 – 0.939		0.33 – 2.08	9	1.974 – 1.996	0.988 – 0.999	0.08 – 0.90
Халькопирит				Ильменит			
9	0.984 – 1.011	1.000-1.037	0.00 – 0.03	3	(0.981 – 0.995)	0.909 – 0.939	2.98 – 4.24
Пирит				Гематит			
8	0.499 – 0.527		0.00 – 0.71	2	1.948 – 1.989		0.37 – 2.26
Сфалерит				Рутил			
2	1.014 – 1.025		6.26 – 6.68	3	(0.976 – 0.981)		1.54 – 1.84

Примечание: n – количество анализов; для сульфидов соотношение элементов дается в атомных количествах, для оксидов содержание элементов – в формульных единицах; сумма примесей всюду дается в процентах (элементов – в сульфидях, окислов – в оксидах).

Заключение

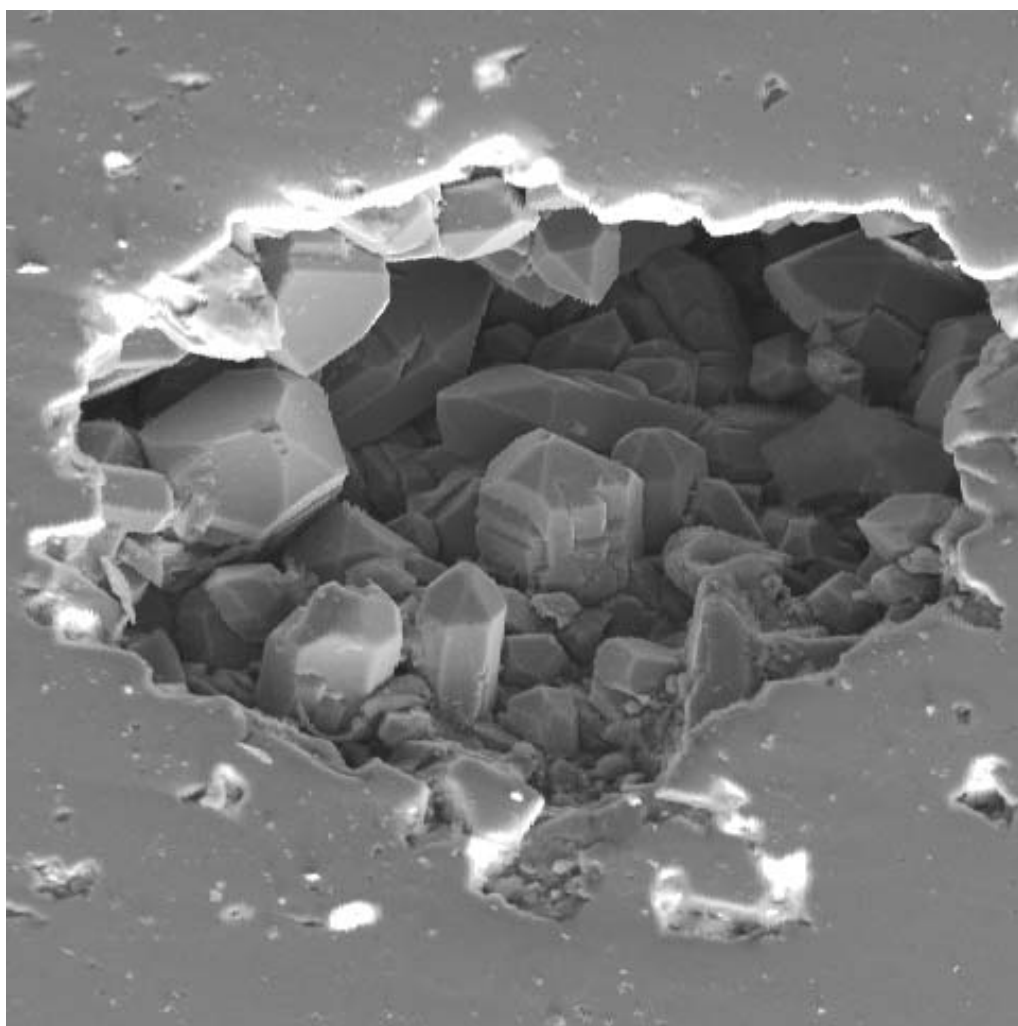
Таким образом, силлоподобное тело риодацитовых порфиров, характеризующее ранее неизвестный магматический импульс в истории формирования Печенгской структуры, является, вероятно, непосредственным предшественником рудоносных габбро-верлитовых интрузий, обладает характерными особенностями петрогеохимии и рудной минерализации (стабильность и чистота рудных минералов, наличие Cu-Ni оруденения), высокой радиоактивностью и имеет U-Pb возраст 2043 ± 18 млн. лет.

Исследования выполнены при финансовой поддержке грантов ОФИ-А 05-05-08029 и НШ-1413.2006.5.

Список литературы

1. Кольская сверхглубокая. Ред. Е.А. Козловский. М.: Недра, 1984. 490 с.
2. Яковлев Ю.Н., Скуфьин П.К., Нерадовский Ю.Н. Рудная минерализация вулканитов луостаринской серии разреза раннепротерозойских пород Кольской сверхглубокой скважины (СГ-3) и их поверхностных аналогов // Геология и полезные ископаемые Кольского п-ова. Т. 2. Полезные ископаемые, минералогия, петрология, геофизика. Апатиты: КНЦ РАН, 2002. С. 64-77.
3. Krogh T.E. A low-contamination method for hydrothermal dissolution of zircon and extraction of U and Pb for isotopic age determinations // Geochim. et Cosmochim. Acta. 1973. V 37. P 485-494.
4. Ludwig K.R. PBDAT – a computer program for processing Pb-U-Th isotope data. Version 1.22. Open-file report 88-542. US Geol. Surv. 1991. 38 p.
5. Ludwig K.R. Using ISOPLOT/Ex, Version 2.05: A geochronological toolkit for Microsoft Excel. Berkeley Geochron. Center. Spec. Publ. N 1a. V 43. P 1999.
6. Stacey J.S. and Kramers J.D. Approximation of terrestrial lead isotope evolution by a two-stage model // Earth and Planet. Sci. Lett. 1975. V 26. N 2. P 207-221.
7. Steiger R.H., Jäger E. Subcommission on geochronology: convention on the use of decay constants in geo- and cosmochronology // Earth and Planet. Sci. Lett. 1977. V 36. N 3. P 359-362.

МИНЕРАЛОГИЯ И КРИСТАЛЛОГРАФИЯ



К МИНЕРАЛОГИИ “СОДОВЫХ ГОРИЗОНТОВ” ХИБИНСКОГО МАССИВА

О.А. Агеева

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

Термином “содовый горизонт” в Хибинском массиве условно обозначают участки пород, обогащенные карбонатами Na (натрит, трона, термонаитрит и др.) – крайне неустойчивыми водорастворимыми минералами. Некоторые из них имеют эндогенное происхождение, что было установлено при изотопно-углеродном и изотопно-кислородном изучении образцов [5]. Первичные содовые минералы в Хибинском массиве относятся к ультращелочной Na ассоциации. Они ассоциируют с другими неустойчивыми высокощелочными соединениями, которые чутко реагируют на изменение режима кислотности-щелочности минералообразующей среды и легко разрушаются не только в менее щелочных эпitherмальных и гипергенных условиях, но и при взаимодействии с атмосферными углекислотой и влагой, что приводит к появлению вторичных содовых минералов. Таким образом, содовая минерализация в породах может иметь эндогенное и экзогенное происхождение.

“Содовые горизонты” распространены в Центральной дуге Хибинского массива, сложенной главным образом рихторитами и ийолит-уртитам, вмещающими апатит-нефелиновые месторождения. Локальные проявления ультращелочной Na минерализации носят прожилково-вкрапленный характер и отмечены на всем протяжении дуги. Они установлены в керне скважин, пробуренных в районе гг. Эвеслогчорр, Коашва, Партомчорр, Ньоркпахк, Суолуайв, Рестиньон, Кукисвумчорр, Юкспор, Расвумчорр и др. Размеры площадного развития содовой минерализации варьируют от нескольких см до сотен м. Не отмечены ограничения и по глубине – рассматриваемые образования фиксируются в приповерхностных условиях, глубоких подземных выработках и керне буровых скважин, глубина которых превышает 2 км.

Содержание содовых и “содообразующих” минералов в породах непостоянно. В одних случаях оно незначительно (редкие содовые вкрапления в пустотках породы), в других – существенное (породы в течение нескольких недель нахождения на поверхности превращаются в порошок из смеси первичных минералов и вторичных гидрокарбонатов Na). При среднем содержании порода только растрескивается или раскалывается на различные по размеру блоки, покрытые белым порошковатым налетом вторичных содовых минералов.

Особенности локализации содовой минерализации в пределах ийолит-уртитов и апатит-нефелиновых пород недостаточно изучены. Известно, что они образуют вытянутые зоны, занимающие согласное и секущее к плоскости залегания пород положение и, как правило, приурочены к массивным грубозернистым уртитам. Немаловажные закономерности в локализации “содовых горизонтов” отмечены при изучении пород комплекса рихторитов. В данных геологических условиях содовая минерализация, как правило, приурочена к зонам контактов рихторитов с заключенными в них участками пород ийолит-уртитовой серии – массивных грубозернистых уртитов, являющихся, по мнению ряда исследователей, реликтовыми породами. Согласно [2], именно они послужили матрицей для образования высококальциевых пород Хибинского массива – рихторитов (пойкилитовых нефелиновых сиенитов). Процесс, приводящий к образованию рихторитов, определен как K,Si-метасоматоз (ортоклазизация). Главные изменения состава породы обусловлены замещением нефелина исходных уртитов ортоклазом и кальситом, а также развитием ассоциации калиевых второстепенных и акцессорных минералов. Если придерживаться этой гипотезы, появление в зонах контактов новообразованных и реликтовых пород ассоциации ультращелочных (в том числе содовых) минералов можно объяснить побочным явлением – частичным переотложением выносимого при K,Si-метасоматозе Na: $\text{Na}_3\text{KAl}_4\text{Si}_4\text{O}_{16}$ [нефелин] + $1,5\text{K}_2\text{O} + 8\text{SiO}_2 \rightarrow 4\text{KAl}_3\text{O}_8$ [ортоклаз] + $1,5\text{Na}_2\text{O}$.

Для детального исследования минералогии “содовых горизонтов” были отобраны образцы керна: массивных грубозернистых уртитов из рудной зоны месторождения Олений Ручей; подрудных и надрудных уртитов месторождения Расвумчорр; уртитов и рихторитов (в т.ч. ультракальциевых) из толщи пироксеновых рихторитов г. Расвумчорр (материал Б.Е. Боруцкого, М.Н. Соколовой и автора). В целом можно отметить сходство минерального состава всех образцов. Установленные различия в характере содовой минерализации обусловлены не столько геологическим положением, сколько составом содержащих их пород. Рассмотрение минералогии “содовых горизонтов” проведено по двум группам пород: бесполовошпатовым (уртитам) и полевовшпатовым (рихторитам и ювитами).

Содовая минерализация в урритах. Как отмечено выше, содовые минералы относятся к ультращелочной Na ассоциации, образованной легкорастворимыми соединениями и вполне устойчивыми Na (иногда K-содержащими) минералами. В урритах они занимают положение поздних минералов – цементируют, корродируют или полностью замещают первичные (или более ранние) минералы (нефелин, эгирин-диопсид, титанит, эвдиалит и др.). Отмечается замещение (с сохранением реликтов): нефелина – содалитом, эвдиалита – цирсиалитом, апатита – накафитом (рис. 1) и др. Неустойчивость большинства минералов ассоциации, приводящая к их быстрому разрушению, затрудняет рассмотрение возможных замещений. Но отдельные минералы (цирсиалит и коашвит) способны в процессе гипогенной, гипергенной или атмосферной гидратации, частично освобождаясь от щелочей и приспособивая свою структуру, преобразовываться в устойчивые соединения (ловозерит и тисиналит). О существовании более щелочных протофаз этих минералов можно судить на основании исследования неоднородности химического

состава минералов – как правило, в них фиксируются участки, более обогащенные Na и даже отвечающие составу первичного минерала (табл. 3, ан. 5-6).

Присутствие этих минералов в породах указывает на смену геохимических условий более щелочными. В изученных образцах “содовых горизонтов” из уртитов отмечены: виллиомит, термонарит, накафит, канкрисилит, фосинаит, цирсианалит, коашвит, рамзаит, лопарит, содалит, ринкит, аллуайвит, литвинскит (табл. 1). Эти минералы, как правило, не образуют устойчивых минеральных ассоциаций и встречаются в виде редких вкраплений размером до нескольких мм.

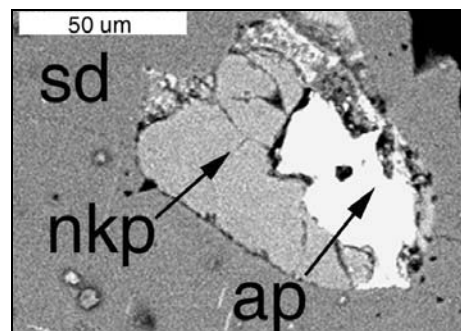


Рис. 1. Замещение апатита (ap) накафитом (nkp) (JSM-5300, Link ISIS), Sd-содалит.

Таблица 1

Минералы ультранатриевой ассоциации, отмеченные в “содовых горизонтах”

в ийолит-уртитях	в рисчорритах
канкрисилит $\text{Na}_7\text{Al}_5\text{Si}_7\text{O}_{24}(\text{CO}_3) \times 3\text{H}_2\text{O}$, аллуайвит $\text{Na}_{19}\text{Ca}_6(\text{Ti,Nb})_3\text{Si}_{26}\text{O}_{74}\text{Cl}$, фосинаит $\text{Na}_3(\text{Ca,Ce})\text{SiPO}_7$, коашвит $\text{Na}_6\text{CaTi}(\text{Si}_6\text{O}_{18})$, рамзаит $\text{Na}_2\text{Ti}_2\text{Si}_2\text{O}_9$ и др.	сидоренкит $\text{Na}_3\text{Mn}(\text{CO}_3)(\text{PO}_4)$, нефедовит $\text{Na}_2\text{Ca}_4(\text{PO}_4)_4\text{F}$, пирссонит $\text{Na}_2\text{Ca}(\text{CO}_3)_2$, натисит $\text{Na}_2\text{TiSiO}_5$, бербанкит $(\text{Na,Ca})_3(\text{Sr,Ca,TR})_3(\text{CO}_3)_5\text{сидр.}$
лопарит $(\text{Na,Ca,Ce})(\text{Ti,Nb})\text{O}_3$, виллиомит NaF , термонарит $\text{Na}_2\text{CO}_3 \times \text{H}_2\text{O}$, шортит $\text{Na}_2\text{Ca}_2(\text{CO}_3)_3$, накафит $\text{Na}_2\text{CaPO}_4\text{F}$, содалит $\text{Na}_8(\text{AlSiO})_6\text{Cl}_2$, цирсианалит $\text{Na}_6\text{CaZr}(\text{Si}_6\text{O}_{18})$, ринкит $\text{Na}(\text{Ca,Na})_2(\text{Ca,TR})_4(\text{Ti,Nb})\text{Si}_4\text{O}_{14}$, литвинскит $\text{Na}_2(\text{Na,Mn})\text{ZrSi}_6\text{O}_{12}(\text{OH,O})_6$, ломоносовит $\text{Na}_{10}(\text{Ti,Nb})_4\text{Si}_4\text{P}_2\text{O}_{26}$ и др.	

Некоторые неустойчивые минералы могут образовывать самостоятельные выделения в межкристаллическом пространстве и мельчайшие включения в уже существующих фазах. Их гидратация приводит к разрушению вмещающего минерала. Свидетельством этого являются данные рентгеновского дифрактометрического анализа вещества, остающегося в пустотках выщелачивания в виде белой порошковой массы, смешенной с мелкими обломками кристаллических фаз. Единственной фазой, четко проявляющейся на порошкограммах исследованных образцов, является нефелин. Причем разрушению подвергается не весь нефелин (главный породообразующий минерал), а лишь его единичные зерна. Формы нахождения ультранатриевых фаз, вызывающих разрушение вмещающего минерала, рассмотрены ниже при описании подобных явлений в рисчорритах. Отмечены некоторые минералогеохимические особенности, характерные именно для изучаемых образований. Ряд минералов характеризуется аномально высоким содержанием Ti. Изученные образцы различаются по содержанию Zr и Ti и составляют полный изоморфный ряд между эвдиалитом и его Ti аналогом – аллуайвитом. Ранее опубликованы данные по химическому составу аллуайвитов и Ti эвдиалитов из “содовых горизонтов” надрудных уртитов Расвумчорра, а также из пород комплекса рисчорритов г. Расвумчорр [1]. В табл. 2 приведены новые данные по их составу из уртитов рудной зоны месторождения Олений ручей (табл. 2, ан. 1-4) и подрудных уртитов месторождения Расвумчорр (табл. 2, ан. 5-11). Ti эвдиалиты являются поздними и часто образуют каймы вокруг обычного (низкотитанового) эвдиалита. В некоторых образцах, как и в изученных ранее, установлена нетипичная для эвдиалита примесь S (табл. 2, ан. 5, 9-11) и W (табл. 2, ан. 9). Хотя эти примеси проявлены не во всех изученных зернах и не являются типоморфным признаком эвдиалита в рассматриваемых условиях, тем не менее, они отражают специфику минералообразующей среды, обусловившей образование ультращелочной Na (в т.ч. содовой) минерализации в Хибинах. Пример другого необычного изоморфизма, проявленного в “содовых горизонтах” – обогащение редкого фосфато-титаносиликата ломоносовита Nb (табл. 3, ан. 4).

Содовая минерализация в ювитах и рисчорритах. В полевошпатовых породах ультращелочная Na минерализация проявлена в меньшей степени. Здесь отмечены сидоренкит, цирсианалит, виллиомит, термонарит, пирссонит, шортит, нефедовит, натисит, бербанкит, лопарит, накафит, содалит, ринкит, литвинскит, ломоносовит (табл. 1). Они локально распространены в приконтактных к массивным уртитам участках и встречаются в отдалении от них в обогащенных K разновидностях рисчорритов (пойкилитовых кальсилитовых сиенитах). Изучение морфологии минералов ассоциации показало, что их образование как предшествует развитию ортоклаза (в породе), так и следует за ним (в прожилках).

В самих рисчорритах ультранатриевые минералы или продукты их изменения занимают место реликтовых. Они цементируются или корродируются ортоклазом, образуют в нем изолированные пойкилитовые включения, замещая при этом минералы предшествующих ассоциаций. Нередко об их более раннем присутствии в породах можно судить по наличию пустот выщелачивания в пойкилобласти ортоклаза, заполненных вторичными содовыми минералами или залеченным поздним кальцитом. Они наблюдаются и в качестве минералов-узников. Так, отмечены кристаллы фенаксита (рис. 2), переполненные прозрачными бесцветными микровключениями первичного содового минерала (предположительно термонарита). Они ориентированны, а иногда вытянуты вдоль главных кристаллографических направлений в структуре минерала. Зерна фенаксита с такими включениями после недельного пребывания в атмосферных условиях мутнеют, а позднее разрушаются.

Таблица 2. Химический состав и формулы* титановых эвдиалитов и аллуайцитов из “содовых горизонтов”.

Комп.	1	2	3	4	5	6	7	8	9**	10**	11**
SiO ₂	51.67	53.84	54.14	52.47	59.63	56.36	56.96	55.89	58.98	55.59	56.79
TiO ₂	4.58	3.57	2.53	2.59	5.9	5.82	6.61	3.87	7.17	6.92	6.57
ZrO ₂	5.41	8.01	8.31	8.18	-	2.95	2.07	6.46	-	-	-
FeO	5.51	3.51	3.64	2.96	-	2.9	2.96	2.41	0.34	-	-
MnO	1.2	0.76	0.89	0.9	1.28	1.00	1.11	0.91	1.13	1.18	2.05
CaO	15.41	12.5	11.81	12.77	9.05	11.87	13.31	12.31	12.76	11.56	11.21
Na ₂ O	10.13	14.51	16.29	14.41	21.07	16.76	15.53	16.7	15.45	16.86	18.03
K ₂ O	2.17	1.06	0.93	1.45	-	0.45	-	0.41	-	-	-
Cl	1.32	1.24	1.53	1.25	0.54	1.14	1.27	1.22	0.88	0.72	0.59
-O=Cl ₂	0.3	0.28	0.35	0.28	0.12	0.26	0.29	0.28	0.2	0.17	0.13
Сумма**	97.10	98.72	99.72	96.70	98.80**	98.99	99.53	99.90	102.45**	97.94**	100.53**

Примечание: ан.1 – 4 из одного образца. *Расчет на “жесткий каркас” структуры (Si+Al+Zr+Ti+Hf+Nb+W+Ta)=29 [6]. **В сумму входят: Nb₂O₃=3.1(ан.9), 3.67 (ан.10), 3.00(ан.11); SrO=0.74 (ан.11); WO₃=1.19(ан. 9); SO₃=1.45(ан.5), 1.65(ан.9), 1.61(ан.10), 1.68 (ан. 11).

1	(Na _{9.9} K _{1.4} Ca _{2.3}) _{12.6}	Ca _{6.0}	(Fe _{2.1} Mn _{0.5}) _{2.6}	(Ti _{1.7} Zr _{1.3}) ₃	Si _{26.0}	O _{73.4} Cl _{1.1}
2	(Na _{13.5} K _{0.6} Ca _{0.4}) _{14.5}	Ca _{6.0}	(Fe _{1.3} Mn _{0.3}) _{1.6}	(Zr _{1.9} Ti _{1.1}) ₃	(Si _{25.8} Ti _{0.2}) ₂₆	O _{72.1} Cl _{1.0}
3	(Na _{15.2} K _{0.6} Ca _{0.1}) _{15.9}	Ca _{6.0}	(Fe _{1.3} Mn _{0.4}) _{1.7}	(Zr _{2.0} Ti _{0.9} Si _{0.1}) ₃	Si _{26.0}	O _{72.4} Cl _{1.3}
4	(Na _{13.9} K _{0.9} Ca _{0.8}) _{15.6}	Ca _{6.0}	(Fe _{1.1} Mn _{0.4}) _{1.5}	(Zr _{2.0} Ti _{1.0} Si _{0.1}) ₃	Si _{26.0}	O _{72.6} Cl _{1.1}
5	Na _{18.5}	Ca _{4.4}	Mn _{0.5}	(Ti _{2.0} Si _{1.0}) ₃	Si _{26.0}	O _{71.2} [S _{0.5} Cl _{0.4}]
6	(Na _{15.2} K _{0.3}) _{15.5}	Ca _{5.9}	(Fe _{1.0} Mn _{0.4}) _{1.4}	(Ti _{2.0} Zr _{0.7} Si _{0.2}) ₃	Si _{26.0}	O _{72.2} Cl _{0.9}
7	(Na _{13.9} Ca _{0.6}) _{14.5}	Ca _{6.0}	(Fe _{1.0} Mn _{0.4}) _{1.4}	(Ti _{2.3} Zr _{0.5} Si _{0.2}) ₃	Si _{26.0}	O _{72.0} Cl _{1.0}
8	(Na _{15.2} K _{0.2} Ca _{0.2}) _{15.6}	Ca _{6.0}	(Fe _{0.9} Mn _{0.4}) _{1.3}	(Zr _{1.5} Ti _{1.4} Si _{0.2}) ₃	Si _{26.0}	O _{72.1} Cl _{1.0}
9	Na _{13.2}	Ca _{6.0}	(Mn _{0.4} Fe _{0.1}) _{1.3}	(Ti _{2.4} Nb _{0.6} W _{0.2}) ₃	Si _{26.0}	O _{69.9} [Cl _{0.7} S _{0.5}]
10	Na _{15.2}	Ca _{5.8}	Mn _{0.5}	(Ti _{2.4} Nb _{0.6}) ₃	(Si _{25.8} Nb _{0.2}) ₂₆	O _{71.1} [S _{0.6} Cl _{0.6}]
11	Na _{16.1}	(Ca _{5.5} Sr _{0.2}) _{5.7}	Mn _{0.8}	(Ti _{2.3} Nb _{0.6} Si _{0.1}) ₃	Si _{26.0}	O _{71.8} [S _{0.6} Cl _{0.5}]

Как и в “содовых горизонтах”, уртитов здесь встречается эвдиалит, обогащенный Ti [1]. Соотношение Ti/Zr в нем от 0.1 до 1. Ti обогащаются периферические зоны зерен низкотитанового эвдиалита. Характерно, что в ультракалевых рисчорритах по нему развиваются вадеит-лопарит-пектолитовые псевдоморфозы, в которых К цирконосиликат вадеит (K₂ZrSi₃O₉) также обогащается Ti (до 0.4 ф. ед. против 0.6 Zr), частично наследуя состав замещаемого минерала (табл. 3, ан. 10).

Условия образования “содовых горизонтов” в Хибинском массиве

Анализируя результаты исследования, отметим отсутствие существенных различий в характере минералообразующей среды, способствующей формированию рассматриваемой ассоциации в различных геологических условиях (локализованных в ийолит-уртитовом комплексе, толще рисчорритов или апатит-нефелиновых залежах). Они характеризуются резким повышением активности Na и С, что проявляется в кристаллизации щелочных карбонатов, силикатов, фосфатов, галогенидов и др. Несмотря на высокощелочную среду минералообразования, обусловившую образование аномально обогащенных Na минералов, геохимическая направленность процесса специфична: в составе минералов отмечается повышение роли менее основных компонентов по отношению к более основным: K←Na, Zr←Ti←Nb←W в эвдиалите, Zr←Ti в вадеите, Ti←Nb в ломоносковите. Анализ морфологии минералов и их взаимоотношений указывает на то, что образование минерализации происходило в результате наложенного процесса – позднего по отношению к массивным уртитам, но, как правило, предшествующего развитию ортоклаза.

Формирование щелочно-карбонатной минерализации в Хибинском массиве связывают с карбонатитовой интрузией, прорывающей апатитовые нефелиновые сyenиты (фойяиты) в восточной части массива и образованной в результате длительной эволюции ийолит-уртитовой магмы [4, 5]. Другие исследователи относят ее к щелочно-карбонатным отщеплениям, сопровождающим формирование апатитовых серий Хибинского массива [3]. Но появ-

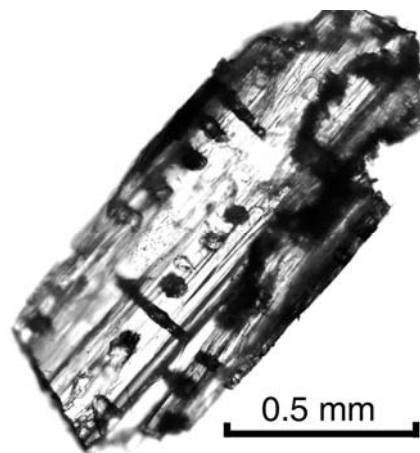


Рис. 2. Округлые и вытянутые включения термонатрита в зерне фенаксита.

ление ультращелочной Na и щелочно-карбонатной минерализации среди пород с выраженной K спецификой (в т.ч. в массивных урритах – наиболее K породах комплекса ийолит-уртитов), как и локальность ее проявления, трудно объяснить эволюционным развитием магматической системы. Скорее она связана с эволюцией метасоматических процессов, сопровождавших или сменивших магматические процессы образования Хибинского массива. В данном случае определяющую роль, видимо, играло частичное переотложение вещества, обусловленное неравновесностью условий минералообразования при формировании ричесорритов. Минералы рассматриваемой ассоциации кристаллизовались из метасоматических растворов, содержащих CO_2 (один из основных компонентов метаморфического флюида) и обогащенных Na, выносимым в процессе K метасоматоза (ричсорритизации). Их кристаллизация стала возможна в тектонически ослабленных участках, например, в зонах трещиноватости или на другом геохимическом барьере – фронте ортоклазизации, что объясняет характер локализации рассматриваемой ассоциации в ричесорритах.

Таблица 3. Химический состав щелочных карбонатов и силикатов из “содовых горизонтов”.

Комп.	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
SiO_2	-	-	-	23.42	55.97	49.88	50.59	-	0.99	47.96	58.54
ZrO_2	-	-	-	-	11.81	8.49	-	-	-	20.99	16.65
TiO_2	-	-	-	20.89	0.81	1.19	4.32	-	40.11	8.27	0.94
P_2O_5	36.96	36.44	27.81	13.88	-	-	-	-	-	-	-
Nb_2O_5	-	-	-	9.61	-	-	-	-	9.78	-	-
Al_2O_3	-	-	-	-	-	-	-	-	0.73	0.28	1.21
FeO	-	-	4.47	2.07	1.56	1.53	5.69	-	0.34	-	-
MnO	2.15	-	19.17	2.04	1.15	1.31	3.47	-	-	-	2.81
CaO	16.73	27.07	2.00	1.88	6.84	5.23	4.03	8.29	7.36	0.2	0.39
SrO	24.05	-	-	-	-	-	-	40.49	15.86	-	-
Na_2O	16.94	29.90	34.32	26.37	8.95	28.34	28.99	8.96	6.16	0.06	7.34
K_2O	-	-	-	-	-	-	-	-	0.25	23.91	-
Сумма*	96.83	98.37*	87.77	100.16	87.09	95.97	97.09	74.97*	97.35*	101.67	87.88

Примечание. * в сумму входят: F =8.56 (ан. 2); BaO =2.22 (ан.8); La_2O_3 =6.11 (ан. 8), 5.57 (ан. 9); Ce_2O_3 = 5.9 (ан. 8), 8.34 (ан. 9); Nd_2O_3 = 1.86 (ан. 9). 1 – стронциевый нефедовит, 2 – накафит, 3 – сидоренит, 4 – ломоносовит, 5 – ловозерит, 6 – цирсианит, 7 – коашвит, 8 – бербанкит, 9 – лопарит, 10 – Тi-вадеит, 11 – литвинскит. Место взятия образцов: из скважин г. Расвумчорр (ан. 1, 4-7), г. Поачвумчорр (ан. 3, 8-10), м-ние Олений ручей (ан. 2, 11). Из “содовых горизонтов” в массивных урритах: ан. 1, 2, 4, 11; из зон контакта реликтовых уртитов с вмещающими ричесорритами: ан. 5-7; из пойкилитовых кальсилитовых сиенитов: ан. 3, 8-10.

Автор приносит искреннюю благодарность Б.Е. Боруцкому, М.Н. Соколовой и З.В. Шлюковой (ИГЕМ РАН), предоставивших материал для исследований и участвовавших в обсуждении результатов.

Список литературы

1. Агеева О.А., Боруцкий Б.Е., Чуканов Н.В., Соколова М.Н. Аллуайит и генетический аспект образования обогащенных титаном эвдиалитов в Хибинском массиве // ЗВМО. 2002. № 1. С. 99-106.
2. Боруцкий Б.Е. Породообразующие минералы высокощелочных комплексов. М.: Наука, 1988. 205 с.
3. Дудкин О.Б. Карбонатиты и последовательность формирования Хибинского массива // Геол. руд. месторождений. 1991. № 1. С.33-43.
4. Сняткова О.Л., Пронягин Н.И., Маркитахина Т.М., Хомяков А.П. Карбонатитовый комплекс Хибинского массива и перспективы обнаружения в массиве промышленных скоплений природной соды // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1984. № 11. С. 124-128.
5. Хомяков А.П. Минералогия ультраапаитовых щелочных пород. М.: Наука, 1990. 200 с.
6. Ole Johnsen. The crystal chemistry of the eudialyte group // Canad. Mineral. 1999. V 37(4). P 865-891.

НОВЫЕ ПОСТУПЛЕНИЯ В КОЛЛЕКЦИЮ МУЗЕЯ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО ИНСТИТУТА ЗА 2006 ГОД

В.В. Борисова, А.В. Волошин

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

2006 г. оказался рекордным за последние годы по количеству новых поступлений в коллекцию музея Геологического института – более 170 образцов минералов, пород и руд. Большую роль в этом сыграли экспедиционные работы Геологического института, проводимые летом в Кейвы, интересные с минералогической точки зрения, а также целевые поездки за образцами в Хибин. Из нового поступления 35 наиболее представительных и красочных образцов выставлены в экспозицию музея, остальные дополнили запасной фонд. Новые поступления можно разбить на следующие группы: 1) новые минеральные виды Кольского п-ова; 2) минералы различных массивов и месторождений Кольского п-ова; 3) рудные минералы и руды Кольского п-ова.

Одной из важнейших задач музея является пополнение коллекции по новым минеральным видам Кольского п-ова, поскольку в музее имеются далеко не все (из 238 новых минеральных видов, известных на 1 января 2007 г., в музее имеется 142). И.В. Пековым переданы музею два новых минеральных вида, утвержденных Международной комиссией по минералам – чесноковит и кариохроит. Оба минерала из Ловозерского массива. Чесноковит, Na силикат, открыт И.В. Пековым (в печати), а кариохроит, Na-Fe силикат – П.М. Карташовым (в печати). От А.С. Подлесного музей получил в дар новый минерал, открытый в Хибинах И.В. Пековым и названный в честь А.С. Подлесного, с которым он тесно сотрудничает, подлесноитом (в печати). Минерал представляет собой F-содержащий Ba-Ca карбонат и имеет оригинальную сферолитовую форму. Музей глубоко признателен И.В. Пекову и А.С. Подлесному за их постоянное содействие в пополнении коллекции, причем достаточно редкими для Кольского п-ова или новыми минеральными видами. И.В. Пеков – доктор геол.-мин. наук, известный минералог, член Комиссии по новым минералам, автор широко известных книг по минералогии Ловозерского и Хибинского массивов, работает в МГУ. А.С. Подлесный – минералог-любитель, много лет работавший на Кировском руднике, соавтор И.В. Пекова по книге о минералогии Кукисвумчоррского месторождения, живет в г. Апатиты.

Интересна история появления в музейной коллекции нового минерального вида – глаголевита. Этот Na-Mg силикат из группы хлоритов был обнаружен М.В. Середкиным в Ковдорском массиве в 2003 г. и до сих пор отсутствовал в коллекции музея. Научный руководитель музея А.В. Волошин, просматривая музейную коллекцию минералов по Ковдорскому массиву с целью выявления образцов с везувианом для аналитических исследований, обнаружил в старых образцах (1987 г.) из Флогопитового месторождения и глаголевит, который хорошо диагностируется макроскопически. Если бы этот образец в те годы попал к специалисту-минералогу, то открытие минерала могло бы произойти намного раньше. Теперь образец с глаголевитом экспонируется в витрине с новыми минералами Кольского п-ова. Вероятно, старые музейные сборы хранят в себе много тайн и минералам надо чаще обращаться к ним.

Рассказ о поступлении минералов из различных массивов и месторождений хочется начать с Хибинского и Ловозерского массивов, поскольку именно они известны наибольшим количеством минералов. Ю.Л. Войтеховским с г. Пик Марченко в Хибинах привезена коллекция из 70 кристаллов и друз микроклина в ассоциации с пластинчатым ильменитом, цирконом и пироксеном. До сих пор кристаллы микроклина из Хибин с такой морфологией в музее отсутствовали.

В коллекции музея имеется почти половина известных на Кольском п-ове минералов группы цеолитов – 18, и наибольшее их количество (14) – из Хибинского и Ловозерского массивов. В 2006 г. коллекция цеолитов этих массивов пополнилась еще двумя образцами – крупным образцом амичита из Хибин (образец А.С. Подлесного) и гоббинситом из Ловозера (образец И.В. Пекова).

Впервые в музее появился образец адамсита-(Y), карбоната из Ловозерского массива, который является второй находкой в мире, и опять столь редкий минерал был передан И.В. Пековым. Коллекция карбонатов в систематической коллекции музея пополнилась двумя образцами троны (Na карбоната) из Ловозерского (образец И.В. Пекова) и Хибинского (образец сотрудника Геологического института А.К. Шпаченко) массивов.

Кроме достаточно редко встречающихся минералов, в коллекции по этим щелочным массивам появились красивейшие минералы – астрофиллит, кристаллы эвдиалита, мурманит. Красочный образец астрофиллита размером 26 × 20 см передан в дар музею коллекционером-любителем Н.А. Минзарем. Кристаллы малиново-красного эвдиалита и серебристо-сиреневого мурманита – из коллекции коллекционера-любителя Ю.Г. Горбунова.

Теперь о новых поступлениях по Кейвским тундрам. Экспедиционные работы на Кейвах существенно пополнили коллекцию минералов с этого района, хотя надо отметить, что в музее постоянно экспонируется замечательная коллекция минералов и пород этого района (более 500 образцов), собранная И.В. Бельковым. Представительная коллекция гранатов из слюдяных сланцев г. Круглой (более 50 образцов) привезена с Кейв специально для музея Ю.Л. Войтеховским. Необычные, расщепленные, крестообразные двойники ставролита, отсутствовавшие ранее в музее, а также тройники ставролита с восточной части хр. Серповидного поступили от А.К. Шпаченко. Крупный образец радиально-лучистого кианитового сланца с г. Шуурурта, размером 60 × 50 см, переданный сотрудником института А.А. Басалаевым, украшает петрографическую коллекцию музея.

До 2006 г. в коллекции музея имелось только по одному зерну достаточно редких для Кольского п-ова минералов – гентгельвина и даналита. Минералы представляют собой Ве силикаты и часто ассоциируют вместе в амазонитовых пегматитах Кейв. В музее имелись образцы с этими минералами из таких районов Кейв, как Ровгора и Ельозеро. А.В. Волошин, изучив образцы амазонитовых пегматитов с этими минералами с хр. Серповидного в Зап. Кейвах, передал музею коллекцию из 17 образцов с гентгельвином и даналитом.

Новые поступления по Ковдорскому массиву. В литературе по нему до сих пор не было упоминания о точилините, и это вызывало удивление, так как в Фермановском музее в Москве имелся образец точилинита с Железрудного карьера Ковдорского массива. Точилинит – сложный по составу минерал, относящийся к классу сульфидов, открыт Н.И. Органовой в серпентинизированных ультрабазитах массива Н. Мамон Воронежской обл. Летом прошлого года при сборе материала для диплома на Флогопитовом карьере Ковдорского массива студенткой кафедры геологии АФ МГТУ А.В. Гавря, руководителем которой был А.В. Волошин, найден образец, в котором рентгеновским методом определен точилинит. Так что можно говорить о первой находке точилинита на Флогопитовом карьере.

Коллекция рудных минералов и руд за прошедший год пополнилась несколькими образцами. В систематической коллекции минералов появились 2 образца с арсенопиритом: один из них – из кварцевых жил хр. Оленьего в Вороних тундрах (образец сотрудника института Н.Н. Галкина), другой – из метасоматических кварцитов р-на оз. Пороярви Ю.-Печенгской зоны (образец А.Е. Борисова, КГИЛЦ, г. Апатиты), и образец с молибденитом из Кейв (образец А.К. Шпаченко), который ранее отсутствовал в музее. Продолжает пополняться коллекция платинометалльных руд, а мы знаем, насколько актуально сейчас для Кольского п-ова изучение платинометалльных рудопроявлений. Раньше в музее имелись только сульфидно-платинометалльные руды Панского массива (образцы А.Ю. Одинец). Несколько лет назад А.Е. Борисов передал коллекцию из нескольких образцов с малосульфидными платинометалльными рудами массива г. Генеральской в Печенгском Ра-не. В 2006 г. Ю.Н. Нерадовским и в 2007 г. Ю.Л. Войтеховским переданы в музей образцы малосульфидной платинометалльной руды с г. Вурэчуайвенч в Мончегорском р-не, где в настоящее время ведутся разведочные работы на платиноиды.

В заключение хочется отметить, что коллекцию музея помогают пополнять и обновлять не только специалисты в области минералогии и коллекционеры-любители, а также студенты кафедры геологии АФ МГТУ, обучающиеся на базе Геологического института. Магистрантом И.С. Нестеренко, входившим в состав Кейвского полевого отряда, переданы в музей 7 небольших образцов голубого кианита и 6 кианитовых конкреций. Студентом 4 курса той же кафедры В.А. Барановым, проходившим практику на Ковдорском массиве, привезена прекрасная коллекция из 10 образцов кальцит-магнетитовых, магнетит-апатитовых и штаффелитовых руд, часть которых демонстрируется в музее.

ЗОНАЛЬНОСТЬ ПИРОХЛОРОВ ЛОВОЗЁРСКОГО МАССИВА

Н.В. Васильев, Г.П. Бородулин, Сук Н.И.

Институт экспериментальной минералогии РАН, Черноголовка, nvasiliv@iem.ac.ru

Минералам группы пироклора Ловозерского массива посвящен ряд публикаций, результаты многолетних исследований обобщены, в частности, в работах И.В. Пекова [4, 5], но в отличие от лопарита [2] зональность пироклоров в вертикальном разрезе агпаитовых нефелин-сиенитовых массивов изучена слабо. Нами изучен химический состав пироклоров из керна скважины № 903. Она пробурена в центральной части Ловозерского массива у оз. Сейдявр, где при интерпретации гравиметрических данных установлена отрицательная плотностная аномалия, отвечающая телу щелочных и анальцимовых сиенитов с плотностью 2580-2630 кг/м³. Здесь наиболее вероятно положение подводящего канала нефелин-сиенитовой интрузии [1].

Химические составы пироклоров определялись нами методом рентгеноспектрального локального анализа на цифровом сканирующем электронном микроскопе Tescan Vega TS5130MM с энергодисперсионным рентгеновским спектрометром INCA Energy 350 (ИЭМ РАН). Расчеты выполнены с помощью программы INCA ver. 4.06. Данные микроанализа пересчитаны на формульные коэффициенты, расчет проводился на Nb+Ta+Ti = 2. Минералы группы пироклора характеризуются широкой вариативностью состава, их неоднородность чутко отражает изменение условий минералообразования. Ряд исследователей [3, 5] выделяет 2 типа зональности в пироклорах. Авторы выделяют первичную ростовую зональность пироклора $A_2B_2O_6(OH,F)$, где A = Ca, Na, Sr, Ba, Pb, K, Y, Ln, U, Th; B = Nb, Ta, Ti, Fe³⁺, образование которой связано с изменением состава катионов в структурных позициях A и B, и вторичную зональность как результат преобразования ранее образованных кристаллов. Для нее механизмом формирования является ионный обмен, приводящий к замене и росту дефицита A катионов при сохранении каркасообразующих B катионов.

В изученных пироклорах из керна скважины 903 реализованы оба типа зональности, часто в одном зерне, что отражает значительную изменчивость условий кристаллизации. Для ростовой зональности (рис. 1) наиболее заметно колебание содержания Na+Ca и F, а также U и Ti/Nb отношения (рис. 2, табл. 1). Число зон в отдельных кристаллах пироклора достигает 6, перерывы в росте часто сопровождаются вторичными преобразованиями ранее образованных кристаллов. Основными A катионами измененных пироклоров остаются Na и Ca, но они интенсивно замещаются U (до 13 вес. % UO₂) и Th, в значительно меньшей степени Sr, Ce и Ba.

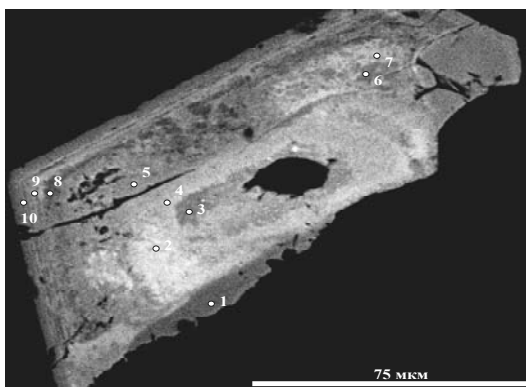


Рис. 1 (слева). Сложно зональный кристалл пироклора.

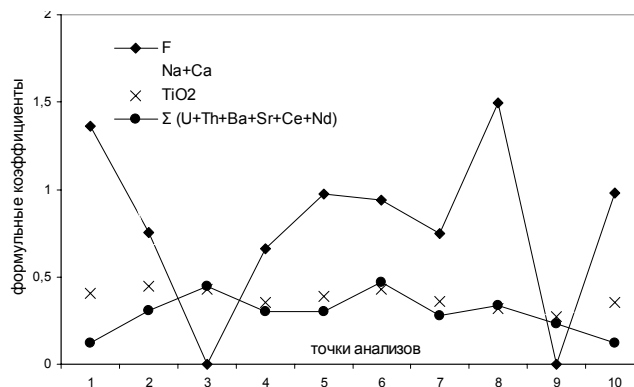


Рис. 2 (справа). Изменение состава сложно зонального кристалла пироклора (рис. 1, табл. 1).

Значения взяты в формульных коэффициентах.

Для изученных пироклоров характерна ростовая зональность при подчиненном развитии наложенных процессов, связанных с флюидным воздействием на кристалл. Значительная изменчивость составов изученных пироклоров осложняет выделение генераций. Обнаруженные авторами интерстиционные кристаллы пироклора (рис. 3) отнесены к более поздней стадии. На дальнейших этапах преобразования пород пироклор неустойчив. Ранее образованные правильные кристаллы несут на себе следы травления и растворения, а в некоторых случаях пироклоры полностью замещаются (рис. 4). Для пироклоров не обнаружено явной вертикальной зональности. Тем не менее, для всех пироклоров из кернов скважины характерна следующая закономерность – повышение содержания титана прямо коррелирует с возрастанием содержаний крупных и высоковалентных катионов U+Th+Ba+Sr+Ce+Nd (рис. 5).

Таблица 1. Изменение состава сложно зонального кристалла пирохлора (рис. 1).

Зоны	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
Na ₂ O	6.95	1.43	0.97	1.54	3.41	1.44	3.53	5.53	3.99	6.61
CaO	14.08	7.69	9.66	12.11	13.05	13.01	9.13	11.57	10.57	13.47
MnO	н.п.о.	0.66	1.12	0.50	0.79	0.49	0.95	0.71	1.39	н.п.о.
FeO	н.п.о.	1.18	2.12	1.85	1.71	2.97	1.46	1.84	1.05	н.п.о.
SrO	2.46	1.95	3.89	2.65	2.78	2.75	3.37	3.03	3.24	2.77
BaO	н.п.о.	1.54	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	2.98	н.п.о.	1.52	н.п.о.
ThO ₂	н.п.о.	2.20	н.п.о.	1.41	2.72	1.74	2.62	1.44	0.90	н.п.о.
UO ₂	н.п.о.	7.65	12.36	5.96	2.42	6.12	1.62	2.07	1.49	н.п.о.
Ce ₂ O ₃	1.32	2.06	н.п.о.	н.п.о.	1.30	1.60	1.40	1.39	1.31	1.01
Nd ₂ O ₃	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	1.08	н.п.о.	0.91	н.п.о.	н.п.о.
TiO ₂	8.56	9.80	8.65	7.49	8.05	8.30	8.05	6.19	5.86	7.77
Ta ₂ O ₅	н.п.о.	3.95	3.34	5.76	н.п.о.	н.п.о.	2.66	4.01	6.38	2.33
Nb ₂ O ₅	56.33	53.97	50.67	54.13	55.82	50.35	59.24	52.45	58.66	58.60
F	6.86	3.90		3.31	4.82	4.31	3.97	6.97	н.п.о.	5.12
Сумма	96.56	97.98	92.78	96.71	96.87	94.16	100.98	98.11	96.36	97.68

Примечание: н.п.о. – ниже предела обнаружения.

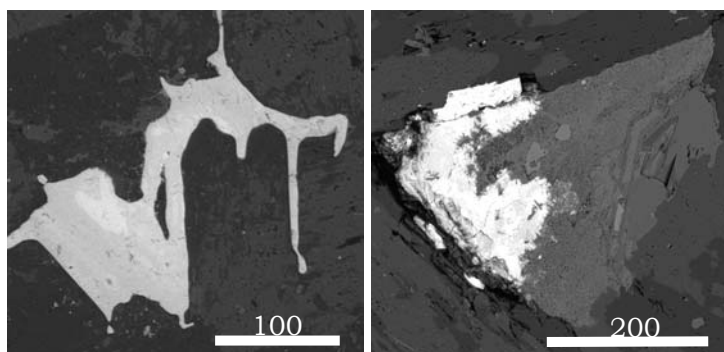


Рис. 3 (слева). Интерстиционный кристалл пирохлора.

Рис. 4 (справа). Псевдоморфоза хлорита по идиоморфному зональному кристаллу пирохлора. Реликты пирохлора (светло-серое), осложненные развитием торита (белое).

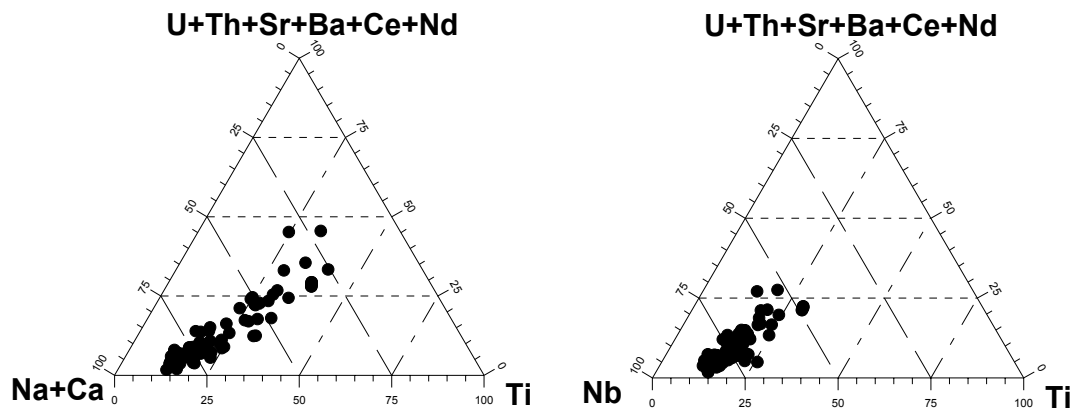


Рис. 5. Соотношение главных катионов в пирохлорах скв. 903.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ, грант 05-05-65233 и Научной школы НШ-7650.2006.5 (рук. Г.П. Зарайский).

Список литературы

1. Арзамасцев А.А., Беа Ф., Глазнев В.Н., Арзамасцева Л.В., Монтеро П. Кольская щелочная провинция в палеозое: оценка состава первичных мантийных расплавов и условий магмогенерации // Рос. журнал наук о Земле. 2001. Т. 3, № 1. С. 1-35.
2. Когарко Л.Н. Модели генезиса гигантских апатитовых, лопаритовых и эвдиалитовых месторождений Кольского п-ова // Смирновский сборник – 99. М., 1999. С. 36-62.
3. Лапин А.В., Куликова И.М. Онтогенические типы зональности кристаллов пироклора в карбонатах и их диагностика // Зап. ВМО. 2000. № 1. С. 75-82.
4. Пеков И.В. Ловозерский массив: история исследования, пегматиты, минералы. М.: Земля, 2001. 432 с.
5. Пеков И.В. Генетическая минералогия и кристаллохимия редких элементов в высокощелочных постагматических системах // Дисс. докт. геол.-мин. наук. М.: МГУ, 2005. 404 с.

МИНЕРАЛЫ ГРУППЫ ГЕЛЬВИНА В АМАЗОНИТОВЫХ ПЕГМАТИТАХ КОЛЬСКОГО ПОЛУОСТРОВА

А.В. Волошин, Е.Э. Савченко

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

Группа гельвина с общей формулой $A_4[Be_3Si_3O_{12}]S$ включает три минеральных вида с доминантной ролью в позиции А: Mn (гельвин), Fe (даналит) и Zn (гентгельвин). Минералы образуют изоморфный ряд, кристаллизуются в различных генетических условиях, относятся к структурному типу содалита, где структурную роль Na выполняют Mn, Fe и Zn, роль Cl – атомы S.

На Кольском п-ове, в Зап.-Кейвской пегматитовой провинции, находки минералов группы гельвина представлены двумя видами – даналитом и гентгельвином, обнаруженными в двух генетических типах месторождений: пегматитах, включающих внутригранитные амазонитовые пегматиты и амазонитовые рандпегматиты, и метасоматитах. В пегматитовых образованиях этой уникальной амазонитовой провинции Be минерализация проявлена весьма широко и среди минеральных форм Be группа гельвина занимает не последнее место. Во всех пегматитовых полях, где известны в настоящее время минералы группы гельвина, они находятся в ассоциации с другими Be минералами, прежде всего, с видами группы гадолинита.

В России гентгельвин впервые установлен Е.М. Еськовой в Ловозерском массиве в 1957 г. В этом же году в амазонитовых пегматитах Зап. Кейв сделаны две находки гентгельвина: в пегматитах Пессарьёка [2] и Ровгоры [4]. В 1965 г. опубликованы результаты изучения первой находки даналита на Кольском п-ове в метасоматитах, генетически связанных со щелочными гранитами, в районе Ельозера [1]. В 1980 г. нами при минералогических исследованиях Y-REE минерализации в амазонитовых рандпегматитах хр. Серповидный обнаружен даналит. Он диагностирован на основании качественного микронзондового анализа, но полное изучение его не выполнялось. В 2001 г. московским отрядом в амазонитовых пегматитах г. Парусная обнаружен один кристалл даналита тетраэдрического габитуса размером ~ 7 см (колл. В. Левицкого). Фрагменты кристалла автором находки любезно предоставлены нам для исследования. Наконец, в 2006 г. при экспедиционных работах Кейвской экспедиции Геологического института КНЦ РАН для музея собрана коллекция образцов с красным минералом из двух пегматитовых тел поля Серповидного. Рентгеновским фазовым анализом наряду с альмандином установлены даналит и гентгельвин.

В пегматитовом поле Пессарьёк гентгельвин обнаружен В.А. Васильевым [2] в жиле 17 в двух образцах, взятых из разных участков пегматитового тела, и находится в ассоциации с кристаллами берилла. Гентгельвин в образце из центральной части жилы представлен мелкими до 2-3 мм ксеноморфными зернами. Окраска минерала тускло-розовая со слабым фиолетовым оттенком. В приконтактной зоне выделения гентгельвина представлен бесформенной обособлениями, в краевых частях которых наблюдаются скопления чешуйчатого биотита.

В поле Ровгора гентгельвин обнаружен в жиле 1 А.Я. Лунцем [4, 5]. Пегматитовая жила 1 располагается в щелочных гранитах и представляет собой пластовое жильное образование внутригранитных амазонитовых пегматитов. Гентгельвин находится в виде зональных кристаллов с темно-розовой центральной частью, переходящей к периферии в светло-розовую и бесцветную. В некоторых кристаллах отмечается пятнистая окраска. Кристаллы гентгельвина имеют тетраэдрический габитус. Грани тетраэдра ровные, блестящие, но встречаются и матовые с фигурами травления. В альбитовой зоне пегматитовой жилы гентгельвин сростается с пластинчатым альбитом. Обычно пластинки альбита имеют ровные и прямые грани, а гентгельвин выполняет промежутки между ними. В этом случае гентгельвин не имеет кристаллографической огранки и, безусловно, является более поздним по отношению к альбиту. Размер обособлений и кристаллов гентгельвина в поперечнике от 0.5 до 7-12 см.

В пегматитовом поле Серповидный минералы группы гельвина обнаружены в нескольких телах и представлены даналитом и гентгельвином. Морфология выделений обусловлена тетраэдрическим габитусом индивидов и сростков. Размеры выделений от миллиметровых до 5-7 см. Обращает внимание вид минералов: если кристаллы даналита плотные и полупрозрачные, по крайней мере просвечивают красным цветом, то выделения гентгельвина всегда пористые и как бы представляют собой агрегат множества мелких индивидов. В центральных частях таких выделений гентгельвина можно видеть реликтовые участки даналита. Таким образом, выделения гентгельвина представляют собой псевдоморфозы по даналиту. Это становится понятным в результате изучения краевых зон индивидов и агрегатов даналита.

Отдельные кристаллы даналита по границе альбита и кварца имеют с последними четкие резкие границы и не несут изменений. В других случаях мы наблюдаем замещение в краевой зоне кристаллов даналита желтым тонкочешуйчатым слюдистым веществом. По данным рентгенофазового анализа порошка это смесь фаз группы смектита. Крупные выделения даналита часто расположены в кварце, который ости сингенетичен с даналитом, ибо содержит множественные мелкие выделения даналита (рис. 1), часто в ассоциации с такими же мелкими индивидами галенита кубооктаэдрического облика.

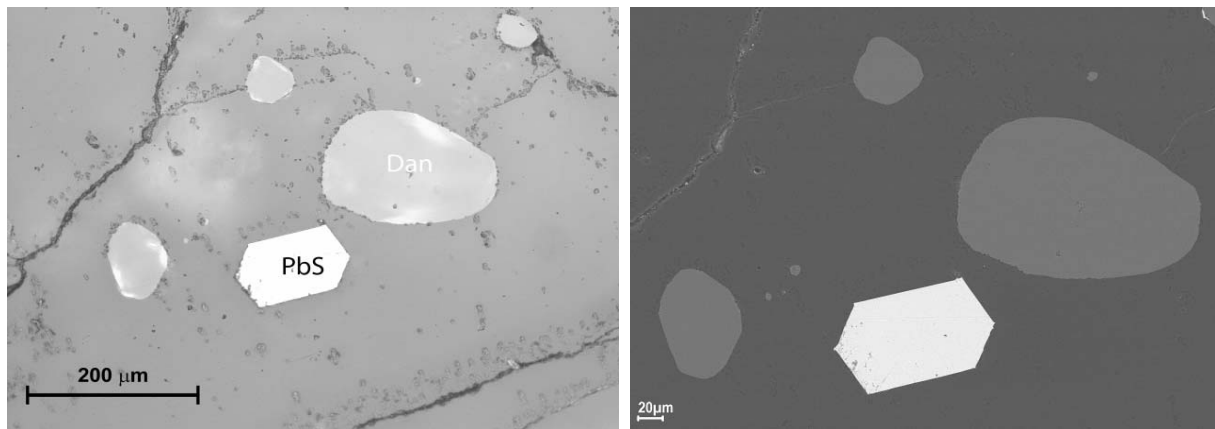


Рис. 1. Мелкие индивиды даналита (Dan) в кварце.

Слева – отраженный поляризованный свет, справа – снимок в отраженных электронах, PbS – галенит.

Гидротермальный процесс, вызывающий изменение даналита в краевой зоне кристаллов, обуславливает и замещение даналита гентгельвином в виде эпитактически ориентированных субиндивидов (рис. 2). Окраска гентгельвина – светло-розовая и значительно более светлой тональности, чем красные тона даналита. Морфология субиндивидов гентгельвина на поверхности кристаллов даналита (краевая зона гентгельвина): комбинация положительного (111) и отрицательного (1-11) тетраэдров с тригонритетраэдром (112).



Рис. 2. Субиндивиды гентгельвина на поверхности кристаллов даналита.

При синтезе минералов группы гельвина наблюдается эволюция морфологии кристаллов: в кислых условиях кристаллы имеют форму тетрагонритетраэдра, в нейтральных – комбинация положительного и отрицательного тетраэдров, в щелочных – тетраэдра в комбинации с тригонритетраэдром [6]. Таким образом, морфология субиндивидов гентгельвина позволяет предполагать, что гидротермальные процессы, вызывающие изменение даналита и образование более позднего гентгельвина, происходили в среде в направлении от нейтральной к щелочной.

Изучение под микроскопом краевой зоны кристаллов даналита показало, что граница между основным кристаллом и краевой зоной резкая, хотя и неровная. Краевая зона крайне неоднородна, имеет блочный характер, обусловленный многочисленными реликтами даналита в гентгельвине. Самая краевая часть сложена однородным гентгельвином, который представляет агрегат кристаллов. Здесь можно видеть и фрагменты субиндивидов минерала, которые наблюдаются на плоскости грани. На рис. 3 показан фрагмент краевой зоны кристалла даналита, снятый в отраженных электронах. Гентгельвин и даналит

проявляют довольно высокую степень внутрифазовой однородности. Это подтверждается при анализе концентрационных кривых по профилю (рис.3, справа).

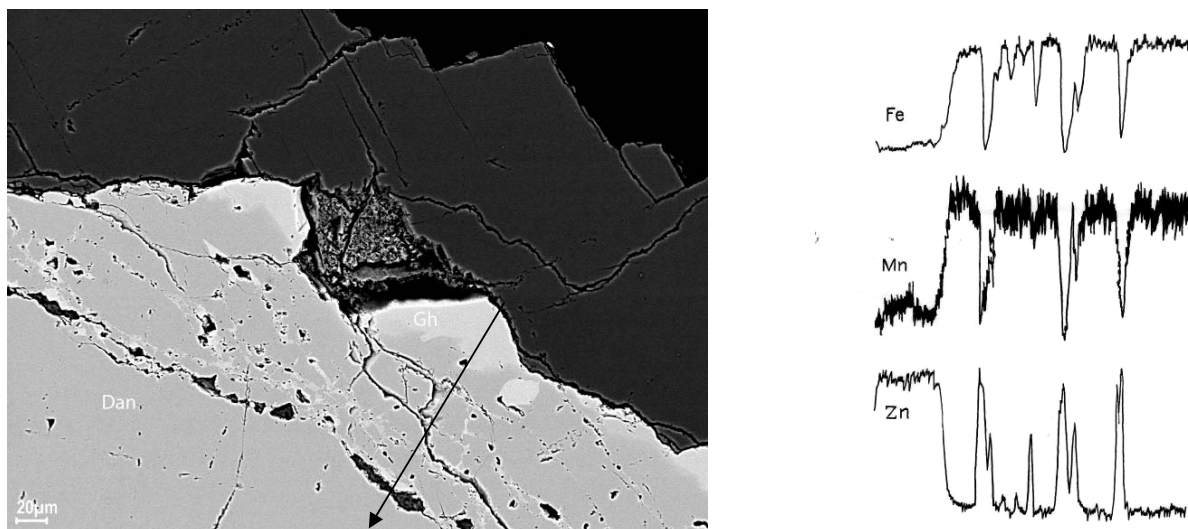


Рис. 3. Краевая зона изменения кристалла даналита (Dan) и образование гентгельвина (Gh).

Слева – в отраженных электронах, справа – концентрационные кривые по профилю, показанному стрелкой слева.

Промежуточная часть краевой части кристалла даналита характеризуется высокой степенью фазовой неоднородности, обусловленной кристаллизацией гентгельвина вдоль трещин и реликтами даналита. Такой характер замещения приводит к образованию псевдоморфоз гентгельвина по даналиту. В этом находит объяснение пористый характер выделений гентгельвина в крупных индивидах по сравнению с плотным даналитом. Гентгельвин образует и самостоятельные кристаллы, обычно в кварце (рис. 4) и участках, где развиты сфалерит и галенит. Кристаллы гентгельвина представлены индивидами и сростками и имеют четкие кристаллографические очертания, хотя и не до конца выраженные из-за реликтов кварца внутри и в краевой части кристаллов.

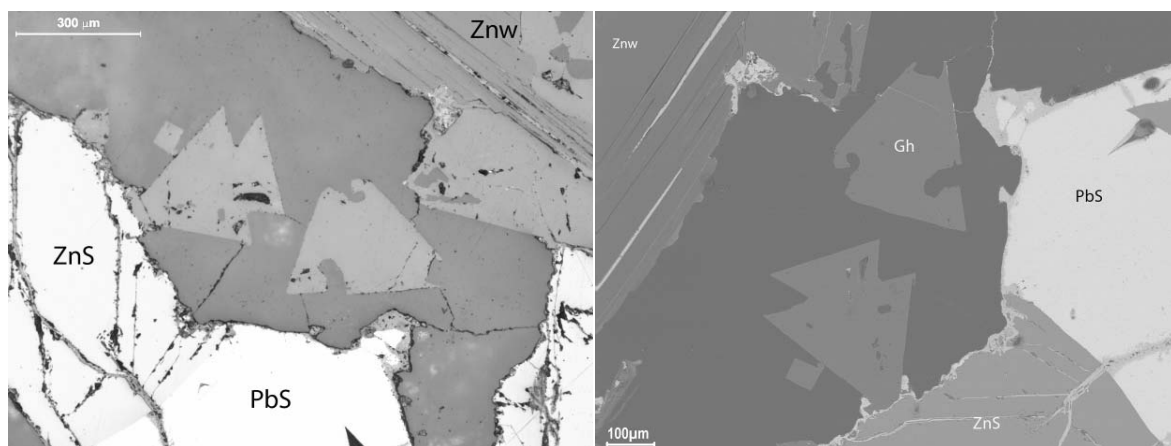


Рис. 4. Мелкие индивиды гентгельвина (Gh) в кварце (Q) в ассоциации с галенитом (PbS) и сфалеритом (ZnS), Znw – циннавальдит.

Слева – в отраженном поляризованном свете, справа – в отраженных электронах.

Химический состав минералов группы гельвина из пегматитов Кольского п-ова изучался локальным рентгеноспектральным методом для всех морфологических разновидностей из разных минеральных ассоциаций пегматитовых полей Серповидного и Парусной и приведены в табл. 1. Рассматривая химизм минералов группы гельвина из пегматитов Кольского п-ова на тройной и парных диаграммах (рис. 5), где нанесены и фигуративные точки анализов минералов из литературных источников, можно сделать следующие выводы.

1. Составы минералов образуют два поля, в одном из которых располагаются фигуративные точки гентгельвина из внутригранитных амазонитовых пегматитов поля Ровгоры (вдоль координатной линии Fe-Zn), в

другом – составы ряда даналит-гентгельвина из полей амазонитовых рандпегматитов полей Серповидного, Парусной, Пессарьёка. В этом же поле располагается состав даналита из метасоматитов Ельозера.

Таблица 1. Химический состав минералов группы гельвина, масс. %.

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
MnO	11.53	11.90	9.69	10.90	5.44	10.86	7.67	16.14	9.80	16.73	13.13
FeO	17.01	18.43	16.45	22.65	6.47	22.22	10.24	23.04	16.18	24.88	22.04
ZnO	24.74	22.98	27.37	18.88	41.41	19.39	36.21	12.20	26.10	8.88	15.86
CaO							0.03				
Al ₂ O ₃	0.03	0.03		0.09	0.10						
SiO ₂	33.00	32.34	33.72	32.97	32.27	32.80	32.26	31.84	31.18	32.21	31.81
S	3.97	4.14	4.26	3.82	3.61	3.79	3.35	5.27	5.18	5.72	5.67
Сумма	90.28	89.82	91.49	89.31	89.30	89.06	89.76	88.49	88.44	88.42	88.51
-S=O	1.99	2.07	2.13	1.91	1.80	1.90	1.67	2.63	2.59	2.86	2.83
Сумма	88.29	87.75	89.36	87.40	87.50	87.16	88.09	85.86	85.85	85.56	85.68
BeO*	11.71	12.25	10.64	12.60	12.50	12.84	11.91	14.14	14.15	14.44	14.32
Сумма	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00
Формульные коэффициенты											
Mn	0.924	0.950	0.778	0.877	0.454	0.874	0.622	1.304	0.808	1.365	1.078
Fe	1.347	1.452	1.305	1.799	0.533	1.766	0.820	1.838	1.317	2.004	1.787
Zn	1.729	1.598	1.917	1.324	3.013	1.360	2.559	0.859	1.875	0.631	1.135

Примечание: 1-7 – Серповидный: 1 – крупный кристалл гентгельвина; 2 – мелкие тетраэдрические кристаллы гентгельвина в кварце; 3 – мелкие округлые выделения гентгельвина в кварце; 4-6 – зональный кристалл даналита (4 – краевая трещиноватая зона кристалла даналита с новообразованием гентгельвина по трещинам и отдельных пятен; 5 – нарастающая зона гентгельвина с тетраэдрическими субиндивидами; 6 – однородный даналит, центральная часть кристалла); 7 – крупный тетраэдрический кристалл гентгельвина; 8-11 – Парусная: 8-9 – ядро кристалла даналита (8) с мелкими блоками гентгельвина (9); 10-11 – краевая зона кристалла даналита с участками повышенного содержания цинка. BeO* приведено по разности суммы анализа и 100 мас. %.

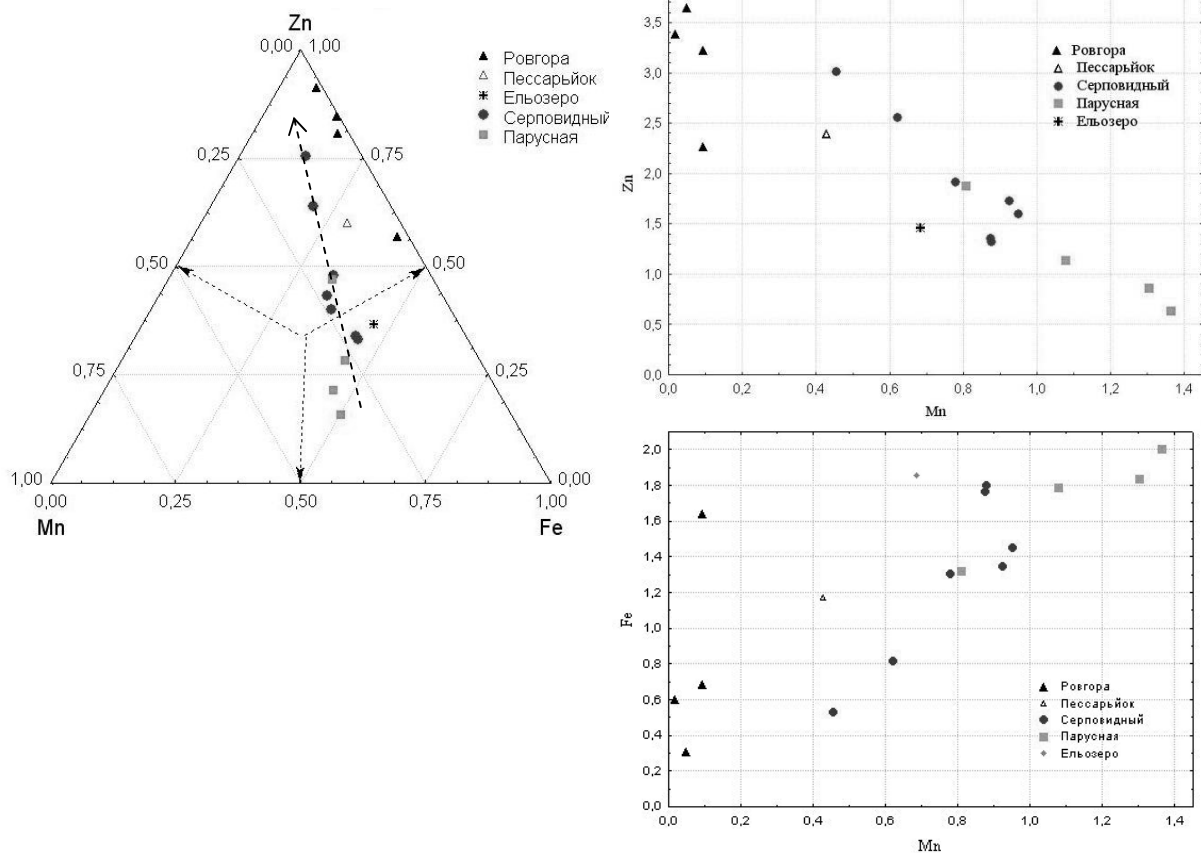


Рис. 5. Диаграммы соотношения видообразующих катионов в минералах группы гельвина.

2. Минералы ряда даналит-гентгельвин в амазонитовых рандпегматитах характеризуются наиболее высокой компонентой Mn не только в ранних генерациях (даналит), но и в более поздних – гентгельвина. На парных диаграммах (справа на рис. 5) усматривается нечеткая прямая корреляция между Mn и Fe и более четкая обратная между Mn и Zn.

3. Более ранние генерации минералов (гентгельвин из Ровозера) и ранние фазы (даналит) замещаются более поздними генерациями (видами) в направлении повышения Zn. Этот тренд показан на тройной диаграмме стрелкой.

Генетическая позиция минералов группы гельвина в амазонитовых рандпегматитах и внутригранитных пегматитах может рассматриваться как самостоятельная стадия минерализации, проходящая, вероятно, на гидротермальном этапе и имеет тесную связь с халькофильной минерализацией. В стадии гельвиновой минерализации следует выделить две подстадии: более раннюю, в которую происходит кристаллизация даналита, и более позднюю, с которой связана кристаллизация гентгельвина.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ, проект 05-05-64484.

Список литературы

1. Белолипецкий А.П., Денисов А.П., Кульчицкая Е.А. Находка даналита на Кольском п-ове // Матер. по минералогии Кольского п-ова. Вып. 4. Л.: Наука, 1965. С. 190-194.
2. Васильев В.А. О гентгельвине // Зап. ВМО. 1961. № 5. С. 571-578.
3. Зубков Л.Б., Галецкий Л.С., Металиди С.В. Минералы гельвиновой группы и их месторождения // Киев: Наук. думка, 1976. 215 с.
4. Лунц А.Я., Сальдау Э.П. Гентгельвин из пегматитов на Кольском п-ове // Зап. ВМО. 1963. № 1. С. 81-84.
5. Лунц А.Я. Минералогия, геохимия и генезис редкоземельных пегматитов щелочных гранитов Северо-Запада СССР. М.: Недра, 1972. 176 с.
6. Минералы: Справочник. Т. 5. Вып. 2. М.: Наука, 2003. 379 с.

Cr-СОДЕРЖАЩИЙ АНДРАДИТ В СКАРНОИДАХ КОВДОРСКОГО ФЛОГОПИТОВОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ

А.В. Волошин, Е.Э. Савченко, А.В. Гавря

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

Флогопитовый комплекс слагает полукольцевую зону в северной части Ковдорского массива. Большая часть полукольца сложена мелко- и среднезернистыми оливин-флогопит-диопсидовыми породами. В наиболее широкой СЗ части кольца расположена Главная флогопитовая залежь – Ковдорское флогопитовое месторождение. Северный фланг месторождения слагают существенно мелилитовые породы, по которым развиваются апомелилитовые или скарноидные образования. Именно в них широко развит андрадит в ассоциации с везувианом, волластонитом, пектолитом, монтичеллитом, диопсидом, мелилитом, магнетитом и глаголевитом.

В состав мелилитовых пород входят преимущественно Са минералы – мелилит, монтичеллит, диопсид и др. Важным первичным минералом является магнетит. В результате воздействия кальцитовых карбонатитов происходят гидротермальные процессы и в минералах увеличивается доля Са составляющей. В результате этого появляются андрадит, везувиан, волластонит, вторичный монтичеллит, пектолит и др. В ходе последующих преобразований монтичеллит замещается серпентином, происходит образование минералов группы хлорита, которые здесь представлены глаголевитом. Андрадит в скарноидах наблюдается в мелких зернах, рассеянных в общей массе. Кроме того, андрадит с везувианом образуют зернистые агрегаты, которые отмечаются в глаголевите, но чаще андрадит наблюдается в виде зерен, развивающихся по магнетиту. Нами были изучены две ассоциации с образованием андрадита по магнетиту. Одна – с Cr-содержащим магнетитом (рис. 1), другая – с магнетитом нормального состава.

Для андрадита отмечаются кристаллы с плохо выраженными гранными формами. В то же время, часты хорошо ограниченные кристаллы ромбододекаэдрического облика, которые характерны для андрадита в сростании с глаголевитом. Размер кристаллов от 0.4 до 2 мм. Кристаллы андрадита прозрачные. В основном встречаются кристаллы желтовато-зеленой, изумрудно-зеленой и коричнево-бурой окраски, но можно увидеть кристаллы голубовато-зеленой окраски. Первая находка андрадита интенсивной зеленой окраски сделана одним из авторов настоящей статьи (А.В. Волошин) в 1977 г. в отвалах шахты флогопитового рудника. Минерал диагностирован рентгеновским методом, по оптическим спектрам поглощения определено, что окраска обусловлена хромофорным действием Cr^{3+} [1].

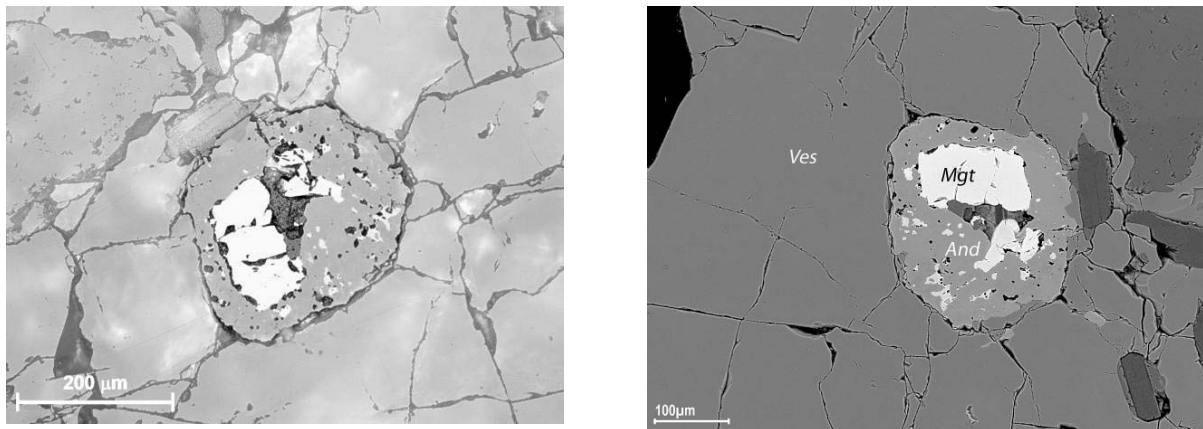


Рис. 1. Замещение Cr-содержащего магнетита (Mgt) андрадитом (And), Ves – везувиан. Слева – в отраженном поляризованном свете, справа – в отраженных электронах.

В распределении окраски есть особенности. Андрадит, образующийся по Cr-содержащему магнетиту, обычно однороден, а для андрадита, развивающегося по магнетиту нормального состава, характерна зональная окраска. Зональность выражена в смене цвета от темно-бурого в центре до бесцветного в краевой части. Зональная окраска для такого андрадита наблюдается и в шлифах: в центральной части зерна окрашены в желтый цвет, в краевых частях – бесцветны. При полном замещении магнетита андрадитом в последнем сохраняются реликты разного состава. При замещении магнетита нормального состава реликты по составу отвечают первичному магнетиту. Совершенно другая картина наблюдается при замещении андрадитом Cr-содержащего магнетита. Здесь реликты представляют собой высокохромистый магнетит или хромит (рис. 2).

Химический состав магнетита из разных ассоциаций приведен в табл. 1. Микрозондовые исследования состава магнетита в изученных ассоциациях показывают, что в первичных мелилитовых породах присутствуют два типа магнетита – нормального состава и Cr-содержащий. Ранее он не был известен в породах Ковдорского массива и железорудного месторождения. Содержание Cr_2O_3 в составе магнетита по литературным данным на-

ходится на уровне 0.п мас.%. Что касается Ковдорского флогопитового месторождения, то в литературе известны только 2 анализа магнетита. В табл. 1 эти данные приведены по работе [5].

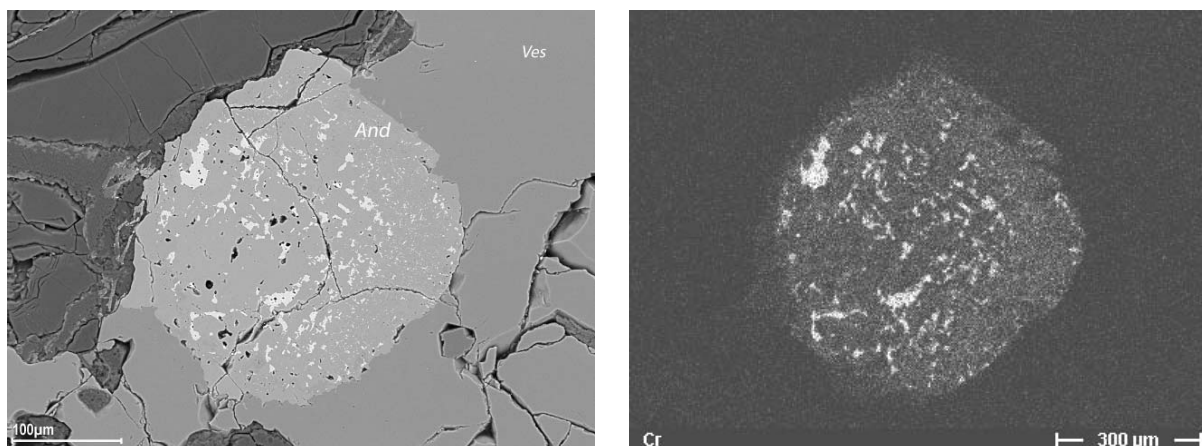


Рис. 2. Реликты (белое на левом снимке) от замещения Cr-содержащего магнетита андрадитом (And), Ves - везувиан. Слева – в отраженных электронах, справа – в характеристическом излучении Cr.

Таблица 1. Химический состав минералов группы шпинели, мас. %.

	1	2	3	4	5	6	7	8	9
CaO	0.01	0.01	0.20	0.20	0.20	0.16	0.20	0.29	0.60
MgO	3.53	1.01	4.31	4.83	5.52	1.98	1.66	4.76	6.77
MnO	0.59	0.56	1.80	1.77	1.10	0.67	0.39	2.27	3.04
ZnO	0.10	0.07	0.72	0.82	0.16	0.06	0.04	2.26	10.07
FeO	28.02	26.35	21.85	21.27	21.41	27.53	27.99	18.22	9.46
Fe ₂ O ₃	60.89	68.17	56.80	54.39	54.52	67.10	68.85	32.98	9.73
Al ₂ O ₃	1.87	0.29	1.69	1.86	2.87	0.62	0.10	3.04	1.68
Cr ₂ O ₃	0.10	0.31	10.68	12.24	12.03	1.10	0.47	29.4	58.77
TiO ₂	4.57	2.29	0.11	0.46	0.15	0.36	0.06	0.07	0.09
Сумма	99.68	99.06	98.15	97.83	97.97	99.59	99.76	93.29	100.21
Формульные коэффициенты катионов									
Ca			0.008	0.008	0.008	0.007	0.008	0.012	0.023
Mg	0.195	0.058	0.240	0.268	0.303	0.112	0.094	0.273	0.358
Mn	0.019	0.018	0.057	0.056	0.034	0.022	0.013	0.074	0.091
Zn	0.003	0.002	0.020	0.023	0.004	0.002	0.001	0.064	0.264
Fe ²⁺	0.870	0.851	0.683	0.663	0.660	0.873	0.891	0.587	0.281
Fe ³⁺	1.701	1.981	1.598	1.526	1.511	1.914	1.972	0.955	0.260
Al	0.082	0.013	0.074	0.082	0.125	0.028	0.004	0.138	0.070
Cr	0.003	0.009	0.316	0.361	0.350	0.033	0.014	0.895	1.650
Ti	0.128	0.066	0.003	0.013	0.004	0.010	0.002	0.002	0.002

Примечание: магнетит: 1, 2 – по [5]; 3-9 – наши данные: 3-6 – Cr-содержащий магнетит; 7 – магнетит нормального состава, 8 – высокохромистый магнетит, 9 – хромит. В ан. 3-9 FeO и Fe₂O₃ даны по расчету из суммарного Fe.

Следует подчеркнуть, что в химическом составе магнетита (как и хромита) с повышением содержания Cr₂O₃ отмечается и высокое содержание MgO, достигающее 0.3 и более в формульном выражении. Это позволяет предположить особые условия кристаллизации Cr-содержащего магнетита в мелилитовых породах. Изучение андрадита показало, что минерал характеризуется высокой степенью внутрифазовой однородности в индивидах, образующихся по магнетиту разного состава. В то же время отмечаются и неоднородные кристаллы андрадита, которые также содержат первичный измененный монтчеллит. Кроме того, андрадит содержит и реликты магнетита, что также говорит о его фазовой неоднородности. Химический состав андрадита устойчив в пределах отдельных индивидов (табл. 2), где для сравнения также приведены анализы минерала из литературных источников. Содержание Cr₂O₃ в везувиане, находящемся в постоянной ассоциации с андрадитом, в пределах 0.05-0.2 мас. %. Соотношение видообразующих катионов в андрадите и магнетите дано на диаграммах (рис. 3).

Таблица 2. Химический состав андрадита, масс. %.

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
CaO	32.21	33.90	33.55	33.66	33.21	33.89	34.05	33.59	33.60	33.82	33.74	33.87	33.89
MgO	1.83	0.60	0.17	0.18	1.04	0.17	0.28	0.15	0.23	0.29	0.32	0.18	0.33
MnO	0.12			0.06	0.15	0.03						0.04	0.06
Fe ₂ O ₃	24.95*	24.96	26.78	27.63	21.64	17.88	18.56	23.32	19.24	18.82	26.34	26.55	26.76
Al ₂ O ₃	1.75	3.16	1.72	2.06	2.91	2.02	3.68	3.47	1.77	1.36	2.07	2.08	2.22
Cr ₂ O ₃						7.12	5.30	1.51	8.40	7.98	0.11		0.05
TiO ₂	2.87	1.58	1.62	0.39	8.50	0.09	0.14		0.26	1.67	1.57	0.45	0.50
SiO ₂	34.54	35.68	35.88	35.86	31.60	34.83	36.39	35.86	35.65	34.24	34.97	36.01	35.64
Сумма	100.50	99.88	99.72	99.84	99.15	96.03	98.40	97.90	99.14	98.18	99.12	99.18	99.45
Формульные коэффициенты катионов													
Ca	2.860	2.981	3.016	3.010	2.808	3.124	3.066	3.048	3.012	3.020	3.005	3.057	3.025
Mg	0.226	0.073	0.021	0.022	0.122	0.022	0.035	0.019	0.029	0.036	0.040	0.023	0.041
Mn	0.008			0.004	0.010	0.002						0.003	0.004
Сумма	3.094	3.054	3.037	3.036	2.94	3.148	3.101	3.067	3.041	3.056	3.045	3.083	3.070
Fe ³⁺	1.556	1.542	1.691	1.736	1.285	1.158	1.174	1.486	1.212	1.180	1.648	1.683	1.678
Al	0.171	0.306	0.170	0.203	0.271	0.205	0.364	0.346	0.175	0.134	0.203	0.206	0.218
Cr						0.484	0.352	0.101	0.556	0.526	0.007		0.003
Ti	0.179	0.098	0.102	0.024	0.504	0.006	0.009		0.016	0.105	0.098	0.029	0.031
Сумма	1.906	1.946	1.963	1.963	2.06	1.853	1.899	1.933	1.959	1.945	1.956	1.918	1.930

Примечание: 1 – по [4]; 2 – по [3]; 3-5 – по [2]; 6-13 – наши данные: 6-10 – андрадит по Cr-содержащему магнетиту, 11-13 – андрадит по магнетиту нормального состава. * включая 0.54 мас. % FeO.

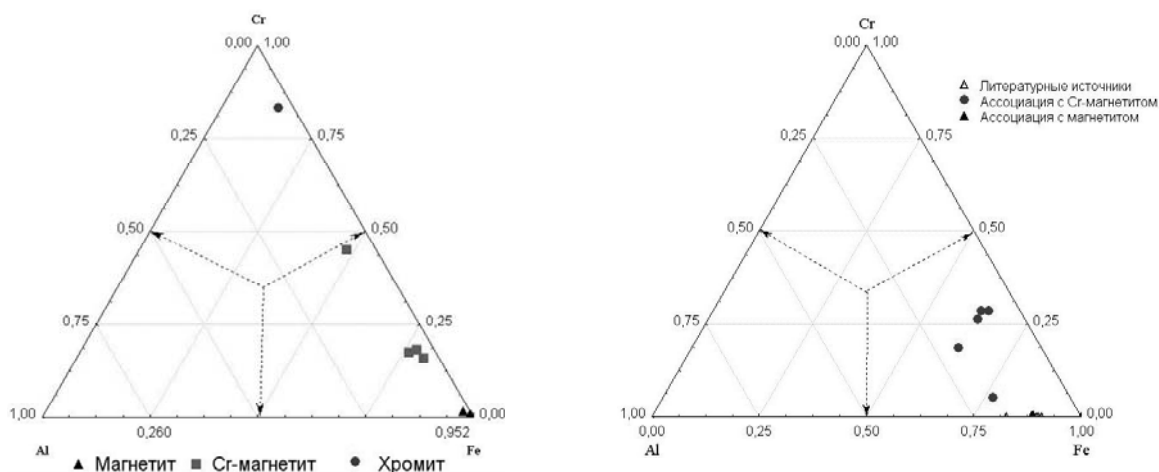


Рис. 3. Соотношения видообразующих элементов в минералах группы шпинели (слева) и андрадите (справа).

В заключение отметив, что в меллитовых породах Ковдорского массива присутствуют по крайней мере два типа магнетита, различающиеся по составу: магнетит нормального состава и Cr-содержащий. При формировании скарноидных апомеллитовых пород состав андрадита, образующегося по магнетиту, также различается в зависимости от состава первичного магнетита. Впервые для пород Ковдорского массива установлен магнетит с высоким содержанием Cr и Cr-содержащий андрадит.

Список литературы

1. Волошин А.В. О хризолите и демантоиде из Ковдора // Новые данные о минералах Кольского п-ова. Апатиты: КФ АН СССР, 1979. С. 123-125.
2. Иванюк Г.Ю., Яковенчук В.Н., Пахомовский Я.А. Ковдор. Апатиты: Минералы Лапландии, 2002. 326 с.
3. Каверин С.В., Краснова Н.И., Тарасенко Ю.Н. К минералогии апомеллитовых пород Ковдорского массива // Вопр. генезиса эндогенных месторождений. Л.: Недра, 1988. С. 46-61.
4. Терновой В.И., Афанасьев Б.В., Сулимов Б.И. Геология и разведка Ковдорского вермикулито-флогопитового месторождения. Л.: Недра, 1969. 287 с.
5. Krasnova N.I. The Kovdor phlogopite deposit, Kola Peninsula, Russia // Canad.Miner. 2001. V 39. P 33-44.

НОВЫЕ МИНЕРАЛЬНЫЕ ФАЗЫ ЭПГ ИЗ РУДНЫХ ЗОН МАССИВА ФЕДОРОВО-ПАНСКИХ ТУНДР

Д.А. Габов^{1, 2}, В.В. Субботин^{1, 2}, Е.Э. Савченко¹

¹ Геологический Институт КНЦ РАН, ² ОАО “Пана”, г. Апатиты, sub@geoksc.apatity.ru

Федорово-Панский массив (ФПМ) представляет собой раннепротерозойский расслоенный комплекс ультрамафит-мафитового состава. Он занимает межформационное положение на границе архейских образований и карелид зоны Имандра-Варзуга. Тектонически массив разбит на три блока: Федороватундровский (ФТ), Западно- (ЗПБ) и Восточно-Панский (ВПБ). Комплексное малосульфидное Cu-Ni-ЭПГ оруденение отмечено во всех блоках ФПМ. В разрезе выделены три основных уровня минерализации. 1-ый связан с зоной такситовых габброноритов в основании Федороватундровского блока [6]. 2-ой связан с Нижним расслоенным горизонтом в Западно-Панском блоке – Северный риф. 3-ий расположен в основании Верхнего расслоенного горизонта в Западном и Восточно-Панском блоках – Южный риф (ЮР) [5].

Минеральный состав благороднометалльного оруденения ФПМ включает 46 минералов Pt, Pd, Rh, Ir, Os, Au и Ag, из которых 17 установлены недавно. Характер минералогии различен для всех трех уровней. В составе руд Федоровой тундры установлено 29 МПМ, преобладают (по распространенности): котульскит (Pd,Pt)(Te,Bi), брэггит (Pt,Pd,Ni)S, меренскиит (Pd,Pt)(Te,Bi)₂, мончеит (Pt,Pd)(Te,Bi)₂ и высокоцит (Pd,Ni)S. В ЮР установлено 27 минералов ЭПГ и Au. Здесь преобладают: высокоцит, котульскит, кейтконнит Pd₂₀Te₇, мончеит, сперрилит PtAs₂, брэггит, Pd-золото, стиллуотерит Pd₈As₃, винцентит (Pd,Pt)₃(As,Sb,Te) и теллурупалладинит Pd₅Te₄. В рудах НРГ уч. Киевой установлено 12 минералов ЭПГ и золота. Преобладающими являются: котульскит, меренскиит, мончеит и брэггит [3].

Пространственно и генетически МПМ связаны с сульфидами Fe, Cu и Ni. Типично положение относительно крупных зерен МПМ на границе сульфида и силиката, либо в “ореольной” зоне вторичных силикатов вокруг крупных сульфидных вкрапленников. Часто МПМ находятся во внутренних частях сульфидных зерен и агрегатов. Подавляющая часть зерен размером менее 5 мкм рассеяна в силикатах, но вблизи скоплений сульфидов. Сохраняется характерная особенность пространственной группировки МПМ в виде скоплений, содержащих до нескольких десятков изолированных зерен. Наблюдаются моно- и полиминеральные кластеры. Морфология зерен платиноидов разнообразна: идиоморфные кристаллы, округлые включения, резко ксеноморфные зерна и каймы. Внутреннее строение зерен обычно однородное. Нередко наблюдаются тесные сростания двух и более МПМ, что особенно характерно для арсенидов и теллуридов [1-3].

Таблица 1. Распространенные минеральные фазы ЭПГ, Au и Ag Федорово-Панского массива.

Фаза	Участок	Число определений	Размеры: максимальный (средний), мкм	Ассоциация с другими МПМ
Pd _{2+x} (Te,Bi)	Федорова тундра	3	<5	сперрилит
(Pd,Pt)(Bi,Te,S)	Федорова тундра	3	<5	стиллуотерит,
Pd ₅ Ge ₂	Федорова тундра	3	<5	сперрилит, стиллуотерит, холлингвортит, кобальтин
(Pd,Ag) ₄ S	Южный риф, ЗПБ	35	30 (9)	котульскит, кейтконнит
Pd ₃ (Te,As)	Южный риф, ЗПБ	35	25 (8)	стиллуотерит, сперрилит, котульскит, кейтконнит
Pd ₂ (Te,As)	Южный риф, ЗПБ	3	10 (10)	котульскит, кейтконнит
Pd ₃ (Ge,Te)	Южный риф, ЗПБ	3	<5	(Pd,Ag) ₄ S
Pt ₅ Te ₇	Южный риф, ВПБ	9	35 (20)	мончеит, высокоцит, Pt ₅ Te ₇
Pd _{2-x} Te	Южный риф, ВПБ	10	20×100 (25)	мончеит, высокоцит, Pd _{2-x} Te
(Pd,Au) _{2+x} (As,Sn)	Южный риф, ВПБ	6	60×40 (21)	стиллуотерит, сперрилит, котульскит

Фазы ЭПГ, Au и Ag обнаружены во всех рудных зонах ФПМ. Различными исследователями в рудах ФПМ обнаружено 85 различных фаз [1, 2, 4], число их постоянно увеличивается, большинство из них встречено в единичных экземплярах. Подавляющая часть фаз представлена соединениями Pd, Pt с Te, Bi, S, Ag, As, Sn, реже с участием Hg, Pb, Au и Ge. Морфология выделений сложна, как правило, они представляют собой ксеноморфные образования, находящиеся в сростании с другими МПМ либо в непосредственной близости от них. Взаимоотношения фаз с сульфидами, другими МПМ, а также друг с другом отвечают общим закономерностям, характерным для минерализации массива. В табл. 1 отображены самые распространенные фазы.

Фазы Pd_{2-x}Te и Pt₅Te₇ найдены в составе комплексной минерализации ЮР (ВПБ). Максимальный размер выделений 100 × 20 мкм зафиксирован для Pd_{2-x}Te. Обе фазы найдены в составе сложных комплексных МПМ на краю сульфидных агрегатов в сростании друг с другом и отдельно. Фазы находятся в тесной ассоциации с мончеитом, высокоцитом и изоферроплатиной. Имеют сложную морфологию и неравномерный состав. В балансе ЭПГ они содержат до 2.4 масс. % Pd и 1.7 масс. % Pt (рис. 1 с).

Фаза $(\text{Pd}, \text{Au})_{2+x}(\text{As}, \text{Sn})$ обнаружена в сростаниях с арсенидами и висмута-теллуридами. Состав стабильный, Sn отмечен в одном образце. Все выделения отмечены в сростании с другими МПМ (котульскит, стиллуотерит, сперриллит), иногда удается наблюдать признаки их замещения (рис. 1 d).

Фаза $(\text{Pd}, \text{Ag})_4\text{S}$ очень распространена в ЮР (ЗПБ). Обнаружена в сростании с другими МПМ (котульскит, кейтконнит, висоцкит) и на краю сульфидов (главным образом халькопирит). Частая ассоциация с халькопиритом предполагает его низкотемпературную, возможно, гидротермальную природу. Временами фаза содержит тонкие дендритовидные вроски состава $\text{Pd}_3(\text{Ge}, \text{Te})$, составляет до 5 % от всего количества МПМ в Южном рифе (рис. 1 a).

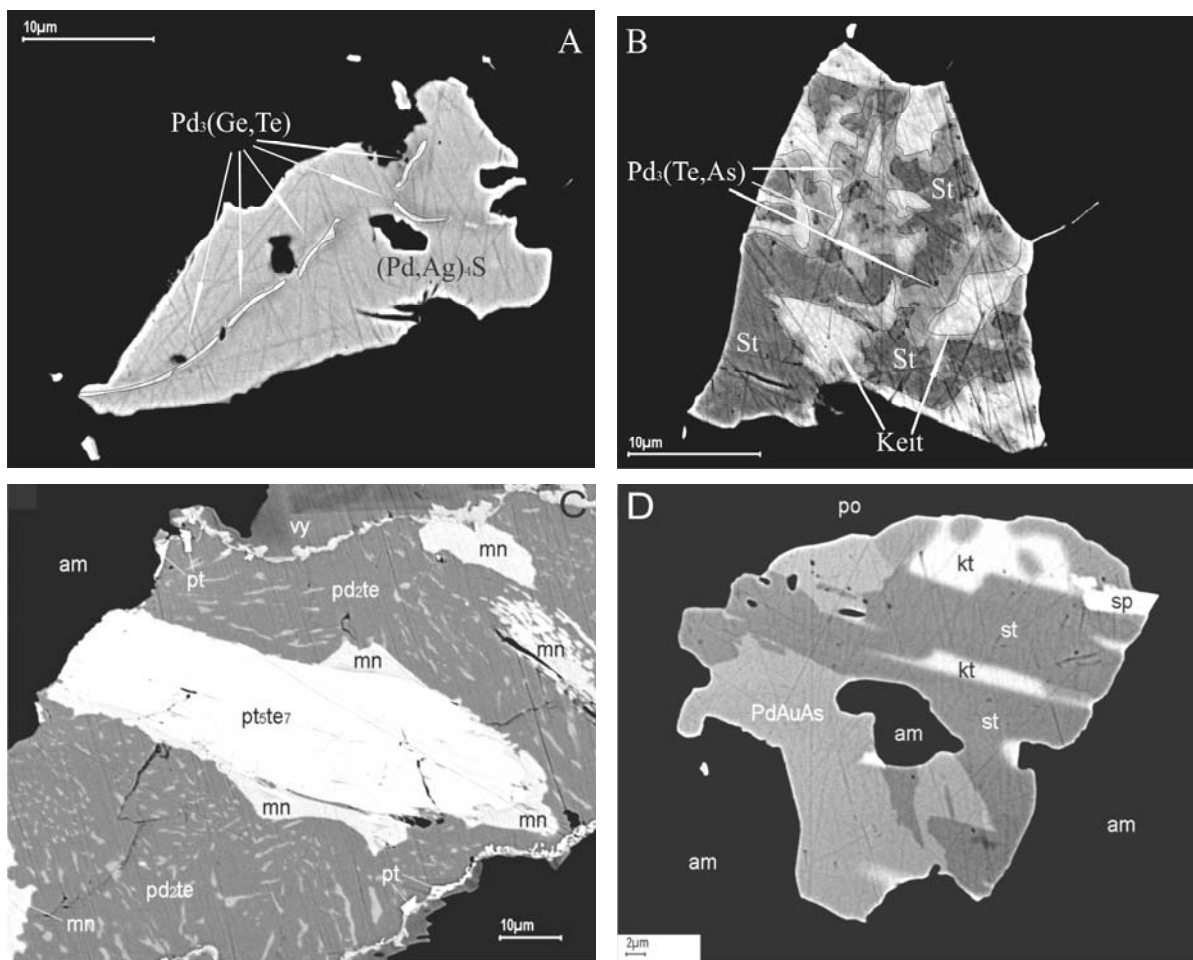


Рис. 1. Морфология новых минеральных фаз платиновых металлов и их взаимоотношения с МПМ (SEM-фото).

A – фаза $(\text{Pd}, \text{Ag})_4\text{S}$ с микропрожилками фазы $\text{Pd}_3(\text{Ge}, \text{Te})$, анортосит, обр.23921-2, Южный риф, ЗПБ; **B** – сложное сростание стиллуотерита (St), кейтконнита (Keit) и фазы $\text{Pd}_3(\text{Te}, \text{As})$ (возможно замещение теллурида арсенидом), рудный анортосит, обр.23921-6, Южный риф, ЗПБ; **C** – сложное сростание МПМ, am – амфиболы; vy – висоцкит, pt – изоферроплатина, mn+pt₅te₇ – сростание мончеита с фазой Pt_5Te_7 , pd₂te – фаза состава Pd_{2-x}Te , мелкие светлые мирмекитоподобные вроски в ней – не диагностированный теллурид Pd с высоким содержанием Bi; габбронорит, обр.401/207,6, Южный риф, ВПБ; **D** – сложное сростание стиллуотерита с фазой $(\text{Pd}, \text{Au})_{2+x}\text{As}$ и котульскитом (kt), диффузный характер границ с которым свидетельствует о замещении котульскита арсенидами; sp – сперриллит, габбронорит, обр.391/78.8, Южный риф, ЗПБ.

Фазы $\text{Pd}_3(\text{Te}, \text{As})$ и $\text{Pd}_2(\text{Te}, \text{As})$ обнаружены там же, размеры выделений не превышают 25 мкм. Встречаются одиночные зерна во вторичных силикатах, выделения на краю сульфидных зерен (халькопирит) и в составе сложных вкрапленников с другими МПМ (стиллуотерит, сперриллит и котульскит) (рис. 1 в). Фаза $\text{Pd}_3(\text{Te}, \text{As})$ составляет до 5 % от выборки МПМ с данного участка. Химический состав стабилен, иногда встречается примесь Sn.

Pd_5Ge_2 и $\text{Pd}_3(\text{Ge}, \text{Te})$ – фазы с близкими составами обнаружены в рудах Федоровского блока и в Южном рифе ЗПБ. Ge – экзотический элемент для ФПМ и ранее обнаружен не был. Размеры не превышают 5 мкм, все выделения расположены в сростании с прочими МПМ. В Южном рифе фазы обнаружены в сростании с фазой $(\text{Pd}, \text{Ag})_4\text{S}$. На Федоровой тундре образуют сростания с арсенидами Pt и Pd или тонкие каймы на сульфидах. Ge не входит в состав ни одного из известных в мире МПМ, но в рудах Норильского месторождения обнаружена фаза с составом Pd_3Ge [7] (рис. 1 a).

Таблица 2.

Химический состав минеральных фаз ЭПГ, Au и Ag из рудных зон Федорово-Панского массива, мас. %.

	№ образца	S	Fe	Ni	Cu	Ge	As	Rh	Pd	Ag	Sn	Te	Pt	Au	Bi	Сумма
<i>Pt₅Te₇</i>																
1	401/207.6	0.28	0.13	0.04	0.19	н.о.	-	-	0.51	-	-	46.20	51.70	-	1.09	100.14
<i>Pd_{2-x}Te</i>																
2	381/91.1	-	0.03	-	0.05	н.о.	-	-	62.36	-	-	36.28	-	0.25	0.55	99.92 ¹
3	401/207.6	0.22	0.19	-	-	н.о.	-	-	53.94	-	-	40.57	0.51	-	0.14	95.57
<i>(Pd, Au)_{2+x}(As, Sn)</i>																
4	430/21.1	0.04	0.14	-	0.26	н.о.	19.80	-	69.79	-	3.61	0.15	0.11	6.46	-	100.36
5	391/78.8a	0.05	0.18	0.03	0.15	н.о.	20.16	-	71.36	0.40	-	-	-	6.52	-	98.85
6	393/149	0.04	0.56	-	0.12	н.о.	22.08	-	70.21	2.10	-	0.14	-	5.76	-	101.15 ²
<i>Фаза (Pd, Ag)₄S</i>																
7	23921-7	6.58	-	-	-	-	-	-	54.30	39.06	-	-	-	-	-	99.94
8	23921-7	6.61	0.80	-	-	-	-	-	53.97	38.51	-	-	-	-	-	99.89
9	23921-5	6.61	-	-	-	-	-	-	54.43	38.97	-	-	-	-	-	100.01
10	23921-5	7.03	1.00	-	-	-	-	-	54.53	37.43	-	-	-	-	-	99.99
11	23921-5	6.81	1.14	-	1.19	-	-	-	53.22	37.67	-	-	-	-	-	100.03
12	23921-6	6.38	0.87	-	-	-	-	-	54.75	38.65	-	-	-	-	-	100.65
13	23921-6	6.96	-	-	-	-	-	-	54.33	38.67	-	-	-	-	-	99.96
14	23913-2	6.75	-	-	-	-	-	-	54.66	38.51	-	-	-	-	-	99.92
15	23913-2	7.05	-	-	-	-	-	-	54.81	38.25	-	-	-	-	-	100.11
16	23921-3	6.63	-	-	-	-	-	-	55.48	38.12	-	-	-	-	-	100.23
17	23921-3	6.79	0.65	-	-	-	-	-	55.51	39.64	-	-	-	-	-	102.59
18	23921-2	6.87	-	-	-	-	-	-	54.78	38.55	-	-	-	-	-	100.20
<i>Фаза Pd₃(Te, As)</i>																
19	23919-4	-	-	-	-	-	8.62	-	76.32	-	-	15.02	-	-	-	99.96
20	23921-5	-	0.61	-	-	-	6.88	-	75.02	-	4.76	12.72	-	-	-	99.99
21	23919-2	-	1.25	-	-	-	6.09	-	73.25	-	4.32	15.04	-	-	-	99.95
22	23919-5	-	0.97	-	-	-	3.52	-	70.11	-	-	25.45	-	-	-	100.05
23	23921-6	-	0.88	-	-	-	7.21	-	75.69	-	-	16.13	-	-	-	99.91
24	23921-6	-	-	-	-	-	8.22	-	73.96	-	-	16.01	-	-	-	98.19
25	23921-4	-	-	-	-	-	7.14	-	78.07	-	-	14.68	-	-	-	99.89
26	23921-4	-	1.01	-	-	-	7.85	-	77.35	-	-	13.65	-	-	-	99.86
27	23919	-	0.11	-	-	-	7.59	-	76.75	-	-	15.66	-	-	-	100.11
28	23913-2	-	-	-	-	-	5.69	-	76.73	-	-	17.74	-	-	-	100.16
29	23913-2	-	-	-	-	-	7.95	-	78.62	-	-	15.03	-	-	-	101.60
30	23913-2	-	-	-	-	-	5.81	-	76.19	-	-	17.87	-	-	-	99.87
31	23913-2	-	-	-	-	-	8.43	-	76.29	-	-	15.31	-	-	-	100.03
32	23913-1	-	-	-	-	-	5.41	-	77.79	-	-	15.87	-	-	-	99.07
33	23921-3	-	0.74	-	-	-	7.68	-	75.23	-	-	16.6	-	-	-	100.25
34	23921-2	-	-	-	-	-	8.5	-	76.55	-	-	14.79	-	-	-	99.84
<i>Фаза Pd₂(Te, As)</i>																
35	23921-5	-	1.18	1.99	-	-	8.55	-	52.52	-	-	23.17	12.63	-	-	100.04
36	23919-5	-	-	-	-	-	3.44	-	50.31	-	-	37.51	-	-	8.69	99.95
<i>Фаза Pd₃(Ge, Te)</i>																
37	23921-2	-	-	-	-	9.67	-	-	76.04	-	-	11.27	-	-	-	96.98
38	23921-2	-	-	-	-	19.30	-	-	73.37	-	-	3.05	-	-	-	95.72
<i>Pd₅Ge₂</i>																
39	215/263.7	2.06	-	-	-	22.60	-	-	69.9	-	-	-	-	-	-	99.56
40	446/50.0-2	-	-	-	-	20.78	-	-	79.22	-	-	-	-	-	-	100.00
<i>Pd_{2+x}(Bi, Te)</i>																
41	215/303.4	-	-	-	-	-	-	-	59.52	-	-	17.82	-	-	25.19	102.53
42	215/303.4	-	0.88	-	-	-	-	-	56.74	-	-	2.75	-	-	41.84	102.21
43	215/303.4	-	0.71	-	-	-	-	-	42.69	-	-	3.58	-	-	54.11	101.09
<i>(Pd, Pt)(Bi, Te, S)</i>																
44	215/243	2.67	0.95	-	-	-	-	-	35.13	-	-	10.51	8.66	42.78	-	100.70
45	215/243	8.43	0.64	-	-	-	-	-	42.22	-	-	-	-	50.02	-	101.31
46	215/263.7	7.65	0.86	-	-	-	-	-	40.34	-	-	-	-	50.77	-	99.62

Примечания: “-” элемент не обнаружен; н.о. – элемент не определялся; в сумму включены: ¹ Pb - 0.4 мас. %; ² – Rh - 0.14 мас. %; анализы 1-6 выполнены на рентгеноспектральном микроанализаторе MS-46 CAMECA; анализы 6-46 выполнены бесстандартным методом с использованием рентгеновского энергодисперсионного спектрометра Roentec с фирменным программным обеспечением.

Фазы $\text{Pd}_{2-x}(\text{Te}, \text{Bi})$ ($\text{Pd}, \text{Pt}(\text{Bi}, \text{Te}, \text{S})$) обнаружены в образцах с Федоровой тундры. Имеют размеры не более 5 мкм и представляют собой ксеноморфные выделения в сростании МПМ и сульфидами. Имеют в составе до 50 масс. % Bi, что существенно отличает их от фаз с других участков.

Большинство обнаруженных фаз ЭПГ Au и Ag имеет незначительные размеры, что сильно затрудняет их диагностирование и изучение. Каждая из рудных зон имеет свою минералогическую специфику. Каждая фаза имеет локальное распространение в пределах определенного участка. Так, Bi-содержащие фазы отличают Федорову тундру. Впервые в минерализации массива обнаружены Ge-содержащие фазы. Отметим относительную распространенность минеральных фаз Pd_{2-x}Te , Pt_5Te_7 , $(\text{Pd}, \text{Ag})_4\text{S}$ и $\text{Pd}_3(\text{Te}, \text{As})$. Они вносят ощутимый вклад в баланс ЭПГ для разных участков ФПМ.

Список литературы

1. Балабонин Н.Л., Корчагин А.У., Субботин В.В. и др. Минералы платиновых металлов и новые данные о главных минералах руд Федорово-Панского массива // Вестник МГТУ. 2000. Т. 3. №2. С. 179-204.
2. Балабонин Н.Л., Субботин В.В., Скиба В.И. и др. Формы нахождения и баланс благородных металлов в рудах Федорово-Панской интрузии. // Обогащение руд. 1998. № 6. С. 24-30.
3. Габов Д.А., Карпов С.М., Вурсий Г.Л., Субботин В.В. Сравнительная минералогическая характеристика платинометалльного оруденения расслоенных горизонтов массива Западно-Панских тундр // Матер. 14-й научн. конф. Петрозаводск: Ин-т геологии КарНЦ РАН, 2003. С. 20-22.
4. Изюитко В.М., Петров С.В., Федотов С.А., Шумская Е.Н. О вещественном составе и технологических свойствах руд Федорово-Панского месторождения // Обогащение руд. 1998. № 6. С. 31-37.
5. Карпов С.М. Геологическое строение Панского интрузива и особенности локализации в нем комплексного платинометалльного оруденения. Автореф. дис. уч. ст. к.г.-м.н. СПб, 2004. 21 с.
6. Митрофанов Ф.П., Корчагин А.У., Балабонин Н.Л. и др. Основные результаты исследований платинометалльной рудности расслоенного ультрамафит-мафитового интрузива Федорово-Панских тундр // Российская Арктика: геологическая история, минерагения, геоэкология. СПб, 2002. С. 572-579.
7. Cabri L.J. (ed.). The Geology, Geochemistry, Mineralogy and Mineral Beneficiation of Platinum-Group Elements// Can. Inst. Mining Metallurgy and Petroleum. V 54. 2002. 852 p.

МОРФОЛОГИЧЕСКИЕ И ХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ АРСЕНОПИРИТА ОЛЕНИНСКОГО РУДОПРОЯВЛЕНИЯ ЗОЛОТА

Н.Н. Галкин

Геологический институт КНЦ РАН, Анапаты, galkin@geoksc.apatity.ru

Арсенопирит не только сопутствует золоту в многочисленных месторождениях мира, но нередко является основным Au-содержащим минералом. Для конкретных типов месторождений характерны определенные формы выделений арсенопирита и химический состав, что нередко служит одним из признаков золотоносности. Именно это обуславливает необходимость всестороннего изучения типоморфных, типохимических и других особенностей арсенопиритов золоторудных проявлений.

Оленинское рудопроявление расположено в границах северо-западной части архейского зеленокаменного пояса Колмозеро-Воронья (ЗКВ), который находится в северо-восточной части Балтийского щита на сочленении трех крупных доменов – Мурманского, Центр.-Кольского и Кейвского. Вещественный комплекс ЗКВ представлен субогласными простираию всей структуры протяженными пластинами амфиболитов, субпараллельными им полосами гнейсов и сланцев, а также мелкими будинообразными телами метабазит-гипербазитов. Породы испытали региональный метаморфизм средних ступеней амфиболитовой фации [4].

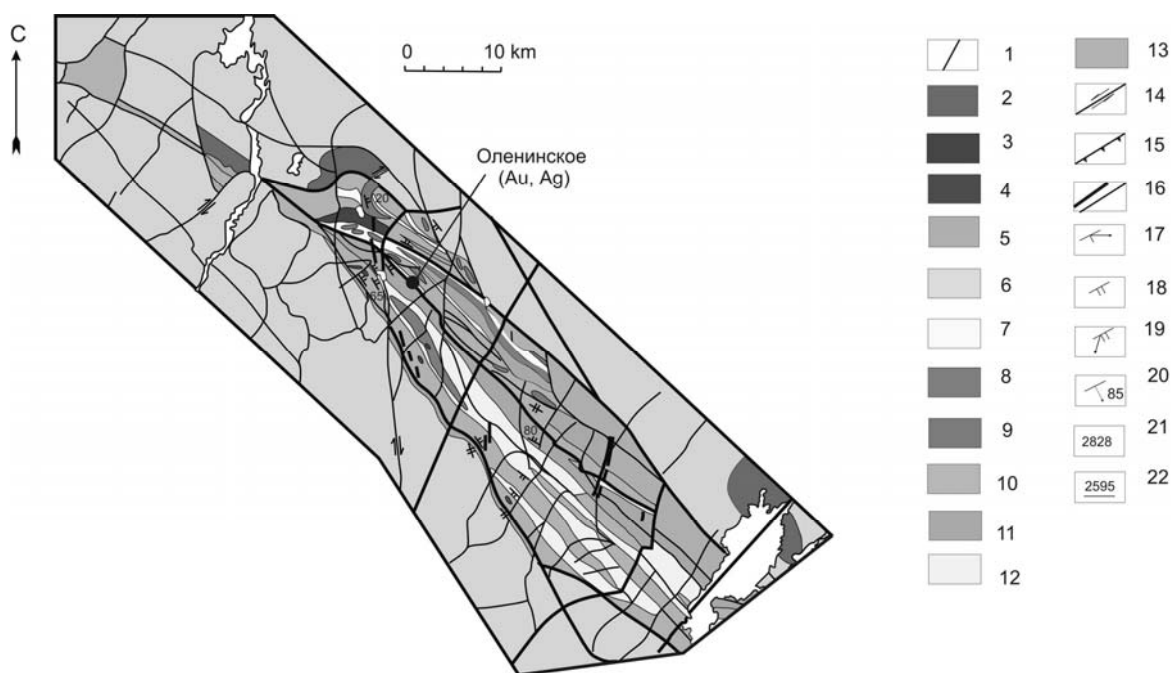


Рис. 1. Фрагмент геологической схемы архейской шовной зоны Колмозеро-Воронья (Пожиленко и др., 2002).

1 – дайки диабазов и пикритовых порфиритов условно протерозойского возраста; 2 – микроклиновые лейкограниты; 3 – турмалиновые граниты; 4 – гранитные пегматиты с редкометалльной минерализацией; 5 – кварцевые монцодиориты и диориты; 6 – плагиомикроклиновые граниты и гранит-пегматиты; 7 – кварцевые порфиры; 8 – метагаббро и габбро-амфиболиты; 9 – метаперидотиты, метапироксениты, актинолититы, тремолититы; 10 – метагаббро-анортозиты, амфиболиты и хлоритовые сланцы по ним; 11 – гранат-биотитовые и биотитовые гнейсы, гранат-кианит-биотитовые, гранат-кианит-ставролитовые сланцы гнейсо-сланцевого комплекса; 12 – амфибол-биотитовые, биотитовые, мусковит-биотитовые гнейсы и сланцы лепитового комплекса (и гнейсы лебяжинской свиты Кейв); 13 – амфиболиты с реликтами ультраосновных (коматиитовых) и основных метавулканитов, шаровые лавы, железистые кварциты амфиболитового комплекса. Структурные элементы: 14 – сдвиги; 15 – надвиги; 16 – тектонические нарушения различной иерархии; 17 – кливаж с линейностью; 18 – метаморфическая полосчатость; 19 – кристаллизационная сланцеватость; 20 – слоистость. Абсолютный возраст по данным U-Pb изохронного метода [7]: 21 – магматизма; 22 – метаморфизма.

Рудопроявление Оленинское расположено в северо-западной части ЗКВ и приурочено к минерализованной зоне в амфиболитах хр. Оленьего. По первичной природе это толейтовые базальты и габбро-диабазы, среди которых отмечены маломощные потоки и пластовые дайки коматиитов [3]. На северо-западном выклинивании интрузии габбро-диабазов происходит ее расщепление с образованием пальцевидных апофиз, сопровождающееся интенсивным будинажем. Контакты интрузии с вмещающими породами тектонические, что подчеркивается зонами трещиноватости и рассланцевания. Вулканические и интрузивные породы метаморфизованы в амфиболитовой фации. Метаультрабазиты хр. Оленьего представляют собой тектонически дезинтегрированные тела, разобщенные

на столбообразные, линзовидные фрагменты (размером от первых до десятков м), залегающие среди амфиболитов. На контакте ультрабазитов с вмещающими породами отмечаются зоны трещиноватости. Они невыдержанной мощности и различного масштаба от см до десятков м, сложены актинолититами, эпидозитами и амфиболитами. Амфиболиты хр. Оленьего секутся малыми интрузиями штокообразной или дайковой формы кварцевых порфиров, диоритовых порфиров, жилами редкометалльных пегматитов, многочисленными дайками диабазов.

Морфологически золоторудная зона представляет собой линейный штокверк 1500 × 200 м. Она вскрыта канавами и скважинами глубиной до 150 м. Согласно результатам опробования, собственно рудные тела имеют линзовидное строение. Контакты рудных тел отчетливо трассируются зонами биотитизации. Изучение трещиноватости показывает, что на Оленинском золоторудном проявлении преобладают продольные сколовые трещины, согласные с директивным простиранием ЗКВ. Метаморфическая и кристаллизационная сланцеватость пород ориентирована в северных и СВ румбах [5]. Характер деформаций и приуроченность золотого оруденения к амфиболитам с высокой упругостью и хрупкостью, а не к контактирующим с севера и юга более пластичным глиноземистым сланцам, являются типичными признаками Au оруденения в архейских амфиболитовых толщах [8]. В породах, несущих Au минерализацию, широко проявлены окварцевание с образованием маломощных кварцевых жил, биотитизация, эпидотизация, диопсидизация, турмалинизация и др. Детальные исследования кварца из зон метасоматитов показали отсутствие в нем включений минералообразующего флюида, что связано, по-видимому, с многократным процессом перекристаллизации [2]. В ЮЗ части рудопоявления Оленинское отмечено габбро-диоритовое тело, которое к СЗ выклинивается и представлено будинированными кварцевыми жилами с арсенопиритовой минерализацией и видимым самородным Au. Вмещающими породами являются гранат-слюдистые (глиноземистыми) сланцы. К ЮВ мощность тела монотонно увеличивается до 140 м и продолжается не менее чем на 2-3 км (на дневной поверхности фиксируется понижениями в рельефе) и, возможно, является звеном протяженной цепи малых интрузий габбро-диоритов.

На Оленинском рудопоявлении (центральная и южная зоны) арсенопирит выявлен в существенном количестве в двух минеральных ассоциациях: пирротин-арсенопиритовой и кварц-шеелит-арсенопиритовой. Установлены две генерации арсенопирита: с содержанием As от 47.14 до 49.24 % в метагаббро-амфиболитах и метагаббро-диоритах, где установлены зерна зонального строения (“срастание двух генераций”, рис. 2 и 3) и от 44.29 до 46.39 % в кварцевых, мусковит-кварцевых и биотитовых метасоматитах (табл. 1). В кварцевых метасоматитах арсенопирит-2 является ведущим рудным минералом, составляет 50-70 % сульфидной массы (до 15 % всей породы). В диопсидовых и мусковит-кварцевых метасоматитах распределен равномерно и составляет до 15 % сульфидной массы.

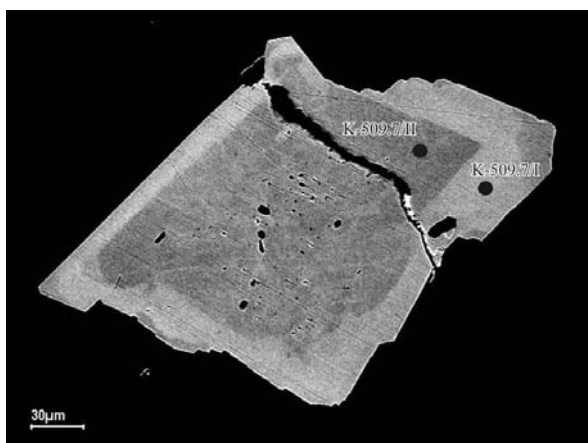


Рис. 2. Арсенопирит-1 (K-509.7/II) замещается арсенопиритом-2 (K-509.7/I).

Точки соответствуют микрозондовым анализам в табл. 1 (обр. K-509.7, метагаббро-амфиболит). РЭМ-фото.

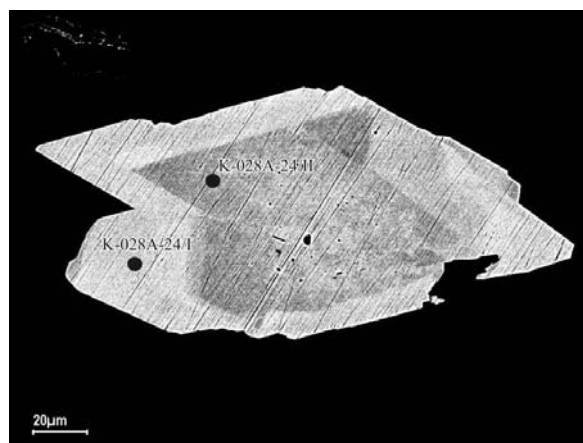


Рис. 3. Арсенопирит-1 (K-028A-24/II) замещается арсенопиритом-2 (K-028A-24/I).

Точки соответствуют микрозондовым анализам в табл. 1 (обр. K-028A-24, метагаббро-диорит). РЭМ-фото.

Для пирротин-арсенопиритовой минеральной ассоциации характерен крупнозернистый (0.2-0.8 мм) арсенопирит-1 с эмульсионными включениями Au (электрум). Арсенопирит-1 (рис. 4) является основным носителем Au, в нем отмечаются эмульсионные и полигональные выделения самородного Au-1 (электрум) (рис. 5). Его содержание в арсенопирите составляет 100-350 г/т, иногда до 0.12 %.

Для кварц-шеелит-арсенопиритовой минеральной ассоциации характерны арсенопирит-2, шеелит, Au-2 и кварц. Для нее характерны две разновидности арсенопирита: 1) игольчатый вкрапленный (0.01-0.03 мм) в центральных частях рудных тел; 2) мелкозернистый (>0.1 мм), образующий крупные срастания, агрегаты и нередко обрастающий реликты халькопирита-2 и пирротина-2, часто в виде коротких прожилков во вмещающих породах. В кристаллах арсенопирита нередко встречаются реликты леллингита. Au представлено комковидными и уплощенными кристаллами неправильной формы, а также правильными кубооктаэдрами и октаэдрами. Размер золотин от 0.001 мм до 0.5 мм, в среднем 0.2-0.3 мм. По взаимоотношениям минералов в ассоциации устанавли-

ливается их близкое время образования. Исключение составляет Ац, которое имеет наложенный характер. Оно наблюдается в сростании с рудными минералами, в основном в дефектных участках кристаллов арсенопирита.

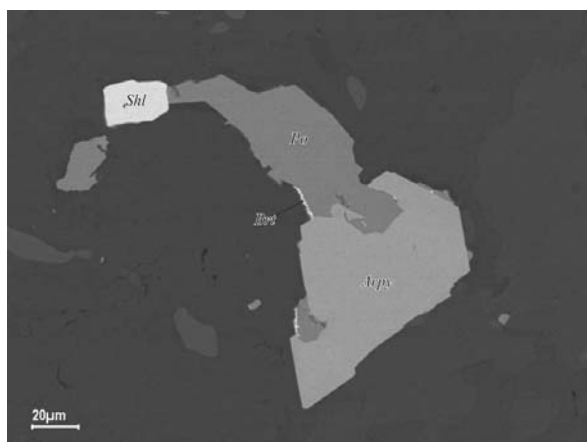


Рис. 4. Срастание арсенопирита-1 (Arpy), пирротина-1 (Po) и шеелита (Shl).

По пирротину в виде каймы развивается брейтгауптит (Brt).
Обр. К-509-9. РЭМ-фото.

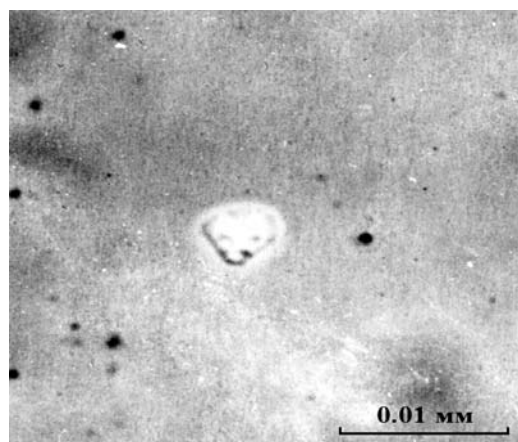


Рис. 5. Эмульсионное выделение самородного Au-1 (электрум) в арсенопирите-1.

Обр. К-BF-028-24. Фото аншлифа без анализатора.

По данным микрозондового анализа (табл. 1), химический состав арсенопирита сильно варьирует в зависимости от типа пород и ассоциации сульфидных минералов. Наибольшие отличия наблюдаются в содержании примесей Ni и Co, замещающих Fe, и соотношении As и S. Минерал неоднороден, даже в пределах одного зерна колебания состава достигают 0.49 % Co и 0.2 % Ni.

Таблица 1. Результаты микрозондового анализа арсенопирита, масс. %.

№	Fe	As	S	Co	Ni	Cu	Sb	Ag	Au	Сумма	Формула
1	33.23	47.44	18.29	0.99	-	-	-	-	-	99.95	$(\text{Fe}_{0.97}\text{Co}_{0.03})_{1.00}\text{As}_{1.03}\text{S}_{0.93}$
2	34.08	45.07	20.05	-	-	-	-	-	-	99.20	$\text{Fe}_{1.00}\text{As}_{0.99}\text{S}_{1.02}$
3	34.01	45.11	20.51	-	-	-	-	0.27	-	99.90	$(\text{Fe}_{0.99}\text{Ag}_{0.01})_{1.00}\text{As}_{0.98}\text{S}_{1.05}$
4	34.46	44.29	20.36	-	-	-	-	0.36	-	99.47	$(\text{Fe}_{0.98}\text{Au}_{0.01}\text{Ag}_{0.01})_{1.00}\text{As}_{0.95}\text{S}_{1.02}$
5	34.02	46.39	18.96	0.3	-	-	0.16	-	-	99.83	$(\text{Fe}_{0.99}\text{Co}_{0.01})_{1.00}\text{As}_{1.01}\text{S}_{0.96}$
6	32.12	48.33	17.08	0.79	0.53	-	0.32	-	0.46	99.63	$(\text{Fe}_{0.96}\text{Co}_{0.02}\text{Ni}_{0.02})_{1.00}\text{As}_{1.08}\text{S}_{0.89}$
7	35.04	45.36	19.34	-	-	0.02	-	0.03	-	99.79	$\text{Fe}_{1.00}\text{As}_{0.96}\text{S}_{0.96}$
8	31.44	49.24	16.60	0.90	0.79	-	0.29	-	0.65	99.91	$(\text{Fe}_{0.95}\text{Co}_{0.03}\text{Ni}_{0.02})_{1.00}\text{As}_{1.11}\text{S}_{0.87}$
9	33.92	46.06	19.79	0.05	0.03	0.01	0.07	-	-	99.93	$\text{Fe}_{1.00}\text{As}_{1.01}\text{S}_{1.01}$

Примечания: 1-20 – данные автора, аналитик Е.Э. Савченко (Геологический институт КНЦ РАН); 21-31 – из [1]. 1 – метагаббро-амфиболит с сульфидной минерализацией до 2 % (обр. G-2.2a/1); 2 – кварц-мусковитовый метасоматит (обр. 1A-9A); 3-4 – кварцевый метасоматит (обр. G-1.3a); 5 – метагаббро-диорит с сульфидной минерализацией до 1 % (обр. K-028A-24/I); 6 – метагаббро-диорит с сульфидной минерализацией до 1 % (обр. K-028A-24/II); 7 – метагаббро-амфиболит с сульфидной минерализацией до 8 % (обр. K-509.7/I); 8 – метагаббро-амфиболит с сульфидной минерализацией до 8 % (обр. K-509.7/II); 9 – мусковит-кварцевый метасоматит (обр. 114-Г; 114-Г1; 255 (2).

Максимальные содержания Co 1.88, Ni 0.95 и Sb 0.41 % обнаружены в арсенопирите-1 из неизменных метагаббро-амфиболитов. Арсенопирит из мусковит-кварцевых метасоматитов существенных примесей Ni и Co не содержит, в этих породах отмечаются собственные минералы Ni и Co. Во всех остальных породах содержания примесей в минерале не превышают 0.3 Co и 0.50 % Ni. Кроме Ni и Co, в арсенопиритах отмечены примеси Cu до 0.03, Ag до 0.45 и Sb до 0.13 % в арсенопирите-2 из кварцевых метасоматитов. Если суммарное формульное количество катионов (Fe, Co, Ni, Ag, Au) близко к 1, то по соотношению As/S состав минерала изменяется от $\text{FeAs}_{1.11}\text{S}_{0.87}$ до $\text{FeAs}_{0.95}\text{S}_{1.02}$.

Для оценки температур минералообразования использовался арсенопирит, который подтверждается сохранением зонального (неоднородного) строения зерен (рис. 2 и 3) и сосуществованием в непосредственном контакте двух генераций с различным химическим составом.

Ранний этап минералообразования представлен ранней генерацией арсенопирита. Температура определена по золотонормному арсенопириту-1 и его ассоциации с пирротинном при отсутствии леллингита. Она варьирует в пределах 530-620 °С при активности серы $\log a_{S_2}$ от $10^{-3.6}$ до $10^{-4.2}$, что согласуется с ранее полученными данными [6]. Полученные высокие значения температуры соответствуют амфиболитовой фации метаморфизма пониженных давлений ставролит-андалузитового типа архейских зеленокаменных поясов (530-620°С и 3.6-4.5 кбар).

С поздним этапом метасоматического минералообразования связана основная масса игольчатого арсенопирита-2 в диопсидовых, мусковит-кварцевых и кварцевых метасоматитах. Развитие арсенопирита связано с повышением активности As по отношению к S [1]. Состав арсенопирита, его ассоциация с леллингитом и другими минералами Fe позволяют оценить температуру его образования в пределах 350-450 °С при активности серы $\log a_{S_2}$ от $10^{-8.0}$ до $10^{-11.2}$, что согласуется с данными по флюидным включениям из диопсидов рудной зоны. Температурный интервал соответствует 349-365°С [2]. С этим этапом связано основное продуктивное свободное Au в сростаниях с рудными минералами.

Таким образом, арсенопирит – один из самых распространенных минералов, наиболее часто встречающийся в кварцевых метасоматитах (до 12 % породы). Выделяются две его генерации: арсенопирит-1 в слабоизмененных породах (метагаббро-амфиболитах и метагаббро-диоритах) и арсенопирит-2 в диопсидовых, мусковит-кварцевых и кварцевых метасоматитах, соответственно, во внешних и внутренних зонах. От первой генерации ко второй закономерно изменяется состав минерала, снижается содержание примесей Ni и Co, уменьшается отношение As:S от 1.27 до 0.93, что укладывается в ранее установленный интервал 0.74-1.35 для природных арсенопиритов [9]. Столь значительные вариации составов арсенопиритов связаны с изменением физико-химических условий минералообразования [10, 11].

Список литературы

1. Белолитецкий А.П., Калинин А.А., Петров С.И. Минералогия и геохимия метасоматитов зон глубинных разломов // Апатиты: КФАН СССР, 1987. 115 с.
2. Волков А.В., Новиков И.А. Золото-сульфидное месторождение Оленинское (Кольский п-ов, Россия) // Геол. руд. месторождений. 2002. Т. 44. № 5. С. 412-424.
3. Вревский А.Б. Петрология и геодинамические режимы развития архейской литосферы (на примере северо-восточной части Балтийского щита. Л.: Наука, 1989. 143 с.
4. Галкин Н.Н. Геология и минералогия золоторудных проявлений Пеллапахк-Оленинского рудного узла, Кольский п-ов. Автореф. дис. к.г.-м.н. М.: ИМГРЭ, 2006. 24 с.
5. Галкин Н.Н. Минералого-геохимическая характеристика Оленинского золоторудного проявления, архейская зона Колмозеро-Воронья // Геология и геоэкология: исследования молодых. Т. 2. Апатиты: КНЦ РАН, 2002. С. 33-39.
6. Калинин А.А. Состав арсенопирита как показатель условий рудообразования в метасоматитах Вороньих тундр // Метаморфизм и метаморфогенное рудообразование раннего докембрия. Апатиты: КФАН СССР, 1984. С. 54-57.
7. Кудряшов Н.М. Возраст пород архейского зеленокаменного пояса Колмозеро-Воронья: новые U-Pb данные // Геология и полезные ископаемые Северо-Запада России. Апатиты: КНЦ РАН, 1999. С. 66-70.
8. Старостин В.И. Палеотектонические режимы и механизмы формирования структур рудных месторождений. М.: Недра, 1988. 256 с.
9. Тюкова Е.Э., Махоркина Т.И. Арсенопирит: зависимость параметров кристаллической структуры от состава // Зап. ВМО. 1990. № 1. С. 93-97.
10. Barton P.B. Thermochemical study of the system Fe-As-S // Geochim. et Cosmochim. Acta. 1969. V 33. N 7. P 841-859.
11. Kretschmar U. Phase relation involving arsenopyrite in the system Fe-As-S and their application // Canad. Miner. 1976. V 14. N 3. P 363-386.

МЕТАМОРФОГЕННЫЙ ИЛЬМЕНИТ, ВПЕРВЫЕ ВЫЯВЛЕННЫЙ И ОПИСАННЫЙ И.В. БЕЛЬКОВЫМ, И ПРОБЛЕМА ФОРМИРОВАНИЯ ТИТАНОВЫХ РОССЫПЕЙ

И.И. Голубева, Л.В. Махлаев

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

Вклад И.В. Белькова в познание геологии Кольского п-ова и развитие геологии в целом, особенно в том, что касается ранних этапов истории Земли, общепризнан. Тем не менее, в его трудах имеются положения, не только не понятые современниками, но не оцененные в должной мере и в настоящее время. Мы хотим привлечь внимание к одному из таких моментов. Речь идет о метаморфогенном ильмените, описанном Игорем Владимировичем в известной монографии [1]. В этой книге неоднократно упоминается ильменит, образующий в метаморфических сланцах субидiomорфные пластинчатые кристаллы размером 2-5 мм в поперечнике при толщине 0.1-0.3 мм. В описаниях обоснована метаморфогенная природа этого минерала, который не может трактоваться как кластогенный компонент исходных осадков. Во-первых, ильменит явно тяготеет к метапелитовым, а не псаммитовым прослоям кейвской толщи, причем наиболее крупные его кристаллы встречаются как раз в тех участках сланцев, где доля псаммитового материала минимальна либо он вообще отсутствует. Во-вторых, ильменит зачастую идиоморфен, но главное – его кристаллы всегда являются органичным структурным элементом сланцев: это типичные порфири- либо пойкилобласты. Наконец, пространственное положение ильменитовых обособлений, что хорошо видно на фотографиях, не согласуется с реликтовой слоистостью исходных осадков: нередко одна часть пластинки оказывается в метапелитовом прослое, другая – в метаалевролитовом.

Совершенно очевидно, что сам И.В. Бельков не сомневался в метаморфогенной природе ильменита в описываемых сланцах, но не видел в этом ничего необычного, достойного особого внимания. В действительности это факт исключительной важности, представлявший несомненное научное открытие. Ильменит относили тогда (наряду с алмазом и хромитом) к особой триаде минералов, которые бывают в природе только магматогенными. Так утверждалось категорически во всех учебниках и справочниках тех лет. Монография “Кианитовые сланцы свиты Кейв” была первой публикацией, указавшей на существование в природе метаморфогенного ильменита и обстоятельно охарактеризовавшей его формы проявления в соответствующих породах. Тем не менее, сам автор не осознал, по-видимому, научной новизны описанных им фактов. Во всяком случае, он никак не акцентировал этого и не пытался привлечь внимание читателя к этим обстоятельствам.

Год спустя, метапелиты с пластинчатыми порфириобластами ильменита, идентичные Кейвским, были выявлены и описаны Н.И. Коробовой в докембрийских отложениях Таймыра. В первой же ее публикации [5] особо подчеркивалось, что находка меняет сложившиеся представления о генезисе ильменита. Наталья Ивановна отмечала при этом, что первое описание метаморфогенного ильменита появилось в геологической литературе все же несколько раньше и сделано было И.В. Бельковым. Статьи Н.И. Коробовой, благодаря четко расставленным акцентам, привлекли внимание исследователей. Во всяком случае, в учебнике минералогии А.И. Годовикова, первое издание которого вышло в свет в 1975 г., уже сообщается, что ильменит может быть метаморфогенным, а в качестве примера названы именно первично осадочные метаморфические сланцы п-ова Таймыр [2, с. 196].

В 60-70-е годы метапелиты с Ti минерализацией описаны в Патомском нагорье (Сев. Забайкалье), на Енисейском кряже, Вост. Саяне, Полярном Урале и ряде других регионов России. Известны они и в других странах. Конечно, изменение устоявшихся представлений о возможных способах формирования достаточно распространенного минерала имеет существенное значение само по себе, но открытие И.В. Белькова и Н.И. Коробовой обладает и немалой практической значимостью, что стало очевидным в наше время. Дело в том, что Ti становится все более востребованным металлом. Сегодня он идет на 4-ом месте среди конструкционных материалов, уступая лишь Fe, Al и Mg. Особую остроту приобретает в этой связи вопрос о промышленных месторождениях Ti руд. В настоящее время главным (и практически единственным) источником сырья являются прибрежно-морские россыпи (ПМР). Запасы Ti в них грандиозны, а содержание полезного компонента (титановых минералов) измеряется многими десятками, а часто и сотнями кг/т.

В СССР месторождений такого типа не было, но были известны ископаемые палеороссыпи, включая Сомотканское месторождение на Украине, служившее сырьевой базой Запорожского Ti-Mg комбината. После распада СССР Россия осталась без реальных месторождений Ti. Ситуация усугублялась тем, что по мнению ведущих специалистов, Ti месторождений, идентичных мировым, в России нет и быть не может, их даже искать бесполезно. Согласно господствовавшей у нас концепции, источником ильменита, рутила и лейкоксена в россыпях являются базиты, в которых эти минералы ассоциируют с количественно превосходящими их тяжелыми Mg-Fe силикатами – оливином и пироксенами. Чтобы создать предпосылки к гравитационному накоплению Ti минералов, нужно как-то удалить эти тяжелые темноцветные минералы из россыпеобразующего базитового материала. Наилучшим механизмом для этого является латеритное выветривание: оливин и пироксен разлагаются до глинистой массы, которая выносится за пределы накопления терригенной фракции. Преобладающими компонентами последней становятся акцессории, представленные преимущественно мине-

ралами Ti, Zr и редких элементов. Именно так формировались, по мнению авторов концепции, главные Ti месторождения мира – Ti-Zr россыпи ЮАР, Индии, Шри-Ланки. Т.к. у нас в стране нет зон тропического климата, то и латеритное выветривание невозможно. А значит – невозможно и формирование современных Ti россыпей.

Открытие И.В. Белькова и Н.И. Коробовой выявило принципиально новый источник россыпных Ti минералов – метаморфические сланцы [1, 5, 7]. В них ильменит и рутил являются ведущими тяжелыми минералами, которые могут накапливаться в россыпях даже за счет перемива продуктов физического выветривания, не говоря уже о химическом выветривании по гидрослюдистой схеме. В любом случае, тропический климат здесь не требуется – такие россыпи могут формироваться даже в Арктике. Если принять за основу минимальное содержание ильменита в метапелитах Таймыра (2 %) и минимальную площадь их распространения, денудация этой площади на 1 м должна приводить к выносу в Карское море более 100 млн т ильменита, который из-за пологого уклона поверхности шельфа должен концентрироваться в прибрежной зоне. Действительно, содержание ильменита в пляжных песках Таймырской губы и отложениях устьевых бара Н. Таймыры достигает 300 кг/т. Чем не современная россыпь, притом великолепная?!

Содержание ильменита в кейвских сланцах составляет, по данным И.В. Белькова, 1.5-3.5, поднимаясь порой до 4-5 масс. %, что соизмеримо с его содержанием в базитах и даже превосходит его. Исходя из этого, Игорь Владимирович пришел к выводу о “возможности накопления ильменита совместно с рутилом в рыхлых продуктах разрушения кристаллических сланцев Кейв” [1, с. 276]. Если перемножить такие содержания ильменита на площади развития соответствующих пород на Кольском п-ове – получим не меньшие потенциальные запасы этого минерала для формирования современных прибрежно-морских Ti россыпей.

Работами В.А. Калюжного и других исследователей установлено, что рифейские метапелиты Тиманского кряжа были источником формирования Ярегской палеороссыпи – самого грандиозного Ti месторождения мира, в котором сосредоточена половина российских запасов этого сырья. Все это позволило нам более 30 лет назад высказать предположение, что именно метапелиты, а не базиты, являются главным источником формирования Ti россыпей [7]. В.А. Калюжный предложил рассматривать эти породы в качестве особой россыпеобразующей формации [4].

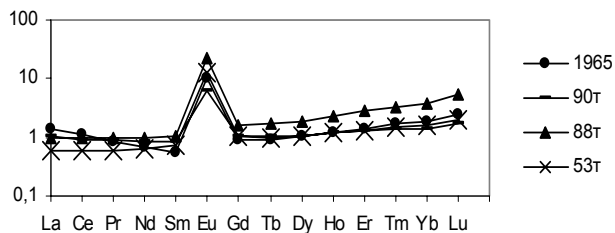
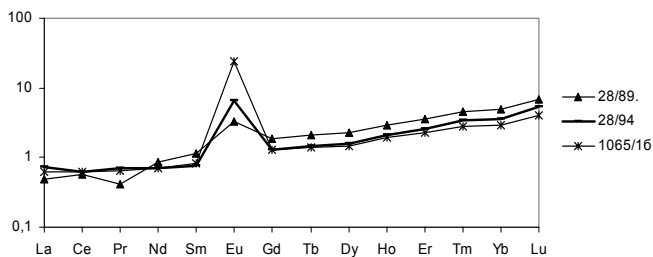


Рис. 1. Спектры РЗЭ ильменитсодержащих метапелитов

а – Воскресенская свита, Центр. Таймыр; б – Париквасьшорская свита, Полярный Урал. Цифрами обозначены номера образцов.



за счет континентальных кор выветривания и представлены их остаточным либо переотложенным материалом. Поэтому глины в большинстве своем являются образованиями апогранитными. Но коры выветривания могут развиваться и по другим субстратам. Нами установлено, что спектры РЗЭ Ti метапелитов Полярного Урала и Таймыра подобны спектрам не гранитоидов, а базитов (рис. 1). Скорее всего, породившие их глины были апобазитовыми. Если это так, то Ti цепочка “базиты → ильменитовые россыпи” все же существует, но является более длинной, включает два этапа выветривания и разделяющий их этап регионального метаморфизма, когда и формируются за счет некогда магматического Ti лейкоксен, ильменит и рутил, составляющие рудную основу Ti россыпей.

В связи с изложенным, представляется целесообразной постановка в рамках приоритетных направлений ОНЗ РАН обособленной проблемы “Гигантские и сверхгигантские титановые россыпи”, включающей изучение россыпеобразующих метапелитовых формаций. Помимо научных результатов, в ходе этих исследований будут разработаны критерии прогнозирования и поисков ценнейших месторождений Ti, составляющих основу современной Ti промышленности.

Список литературы

1. *Бельков И.В.* Кианитовые сланцы свиты Кейв. М.-Л.: Изд-во АН СССР, 1963. 322 с.
2. *Годовиков А.А.* Минералогия. М.: Недра, 1983. 647 с.
3. *Голубева И.И., Махлаев Л.В., Афонькин М.М.* Ильменитсодержащие метапелтиты Таймыра и Севера Урала в связи с проблемой продолжения североуральских структур // Петрология и минералогия севера Урала и Тиммана. Тр. Ин-та геологии Коми НЦ УрО РАН. Вып. 119. Сыктывкар: Геопринт, 2005. С. 125-139.
4. *Калюжный В.А.* Геология новых метаморфических россыпеобразующих формаций. М.: Наука, 1982. 263 с.
5. *Коробова Н.И.* Ильменитсодержащие метаморфические сланцы Таймыра // Докл. АН СССР. 1965. Т. 162, № 1. С. 183-185.
6. *Махлаев Л.В., Голубева И.И.* Метаморфогенный ильменит и проблема формирования титановых россыпей // Теория, история, философия и практика минералогии. Матер. IV Межд. минерал. семинара, Сыктывкар, 17-20 мая 2006 г. Сыктывкар: Геопринт, 2006. С. 166-167.
7. *Махлаев Л.В., Коробова Н.И.* Об источнике ильменита в россыпных месторождениях // Геология и геофизика. 1972. № 11. С.41-50.
8. *Маслов А. В., Крупенин М. Т., Ронкин Ю. Л. и др.* РЗЭ, Cr, Ni и Sc в глинистых сланцах типового разреза рифея как показатели состава и эволюции источников сноса // Литосфера. 2004. № 1. С. 70-112.
9. *Ножкин А.Д.* Раннепротерозойские окраинно-континентальные комплексы Ангарского складчатого пояса и особенности их металлогении // Геология и геофизика. 1999. № 11. С. 1524-1544.
10. *Тейлор С. Р., Мак-Леннан С. М.* Континентальная кора, ее состав и эволюция. М.: Мир, 1988. 379 с.

Р-Т ПАРАМЕТРЫ ОБРАЗОВАНИЯ МАНТИЙНЫХ ПИРОКСЕНОВ И ПАЛЕОГЕОТЕРМЫ КОЛЬСКОГО РЕГИОНА

Д. Зозуля ¹, П. Пелтонен ², Х.О'Брайен ², М. Лехтонен ²

¹ Геологический институт Кольского НЦ РАН, Апатиты, zozulya@geoksc.apatity.ru;

² Геологическая служба Финляндии, Эспо, Финляндия

Объектами исследования являются хромдиопсиды из рыхлых отложений Кольского региона. В коренном залегании они представлены мантийными ксенокристами либо составляющими мантийных ксенолитов и пород, тем самым могут нести информацию о глубинах магмогенераций в литосферной мантии и тепловом потоке региона. В анализируемой коллекции из южной, центральной и северной частей региона (всего 550 анализов зерен хромдиопсидов из прибрежно-морских, аллювиальных и моренных отложений) могут быть представлены минералы из магматических образований, дренирующих разные уровни мантии. Наиболее глубинными источниками хромдиопсидов могут быть кимберлиты Зимнебережного и Терского р-нов, северной Финляндии, а также из предполагаемых полей [4] на ЮВ Кольского п-ова. Менее глубинными источниками являются ксенокристы и ксенолиты ультраосновного и эклогитового парагенезиса из многочисленных даек и трубок взрыва щелочно-ультраосновного состава (монтичеллитовые “кимберлиты”, щелочные пикриты, оливиновые мелилититы, мончикиты, дамкьерниты, меланефелиниты), распространенных в пределах северного борта Кандалакшского грабена, Хибинского и Ловозерского нефелин-сиенитовых массивов [1, 2], а также интрузивные породы щелочно-ультраосновного состава (массивы Ковдор, Африканда, Салмагора, Вуориярви, Себляярв и др.). Южный и центральный районы находятся в пределах воздействия Скандинавского ледника, который перемещал обломочный материал в восточном направлении. Северный район располагается в пределах лопастей того же ледника, перемещавших материал в северном и северо-восточном направлении. Во всех районах наиболее распространенными рыхлыми породами являются морены, которые и выступают промежуточными коллекторами для опробованных фациальных разновидностей пород. Установлено [5], что основная масса (75-92 %) обломочного материала, входящего в состав морены, является близприносной (0-5 км), и на расстоянии 15-20 км от коренного источника содержание материнских пород редко превышает 15 %. Таким образом, доля дальнеприносного материала является незначительной и ареалы опробования в основном содержат местный материал. Для решения поставленной задачи проведена тщательная дискриминация хромдиопсидов наиболее глубинных ультраосновных ассоциаций. Ранее полученные значения Р-Т параметров кристаллизации глубинных ксенолитов эклогитовых и ультраосновных ассоциаций из даек и трубок взрыва Кольского региона варьируют в пределах 10-15 кбар и 870-1050 °С [1, 2].

Хромдиопсиды из представленной коллекции имеют вариации составов по MgO 10-18, Cr_2O_3 0.3-3.6, Al_2O_3 0.3-6.3, Na_2O 0.3-5.2, TiO_2 0-0.45 %. Разброс составов, по-видимому, обусловлен присутствием в выборке хромдиопсидов эклогитовой и разнообразных ультраосновных ассоциаций. По химическому составу хромдиопсиды разделяются на две группы. Первая имеет повышенные содержания Na_2O , Al_2O_3 , и пониженные MgO и CaO , что соответствует парагенезису глиноземистых эклогитов из глубинных ксенолитов ультраосновных-щелочных пород Кольского п-ова. Вторая обладает повышенными содержаниями MgO , CaO , Cr_2O_3 , пониженными Na_2O , Al_2O_3 и соответствует химико-генетической группе алмазоносных ультраосновных пород из кимберлитовых трубок взрыва Кольского п-ова и Архангельской провинции, а также может содержать материал из неалмазоносных дайково-диатремовых и интрузивных щелочно-ультраосновных пород региона. Для отнесения хромдиопсидов к ультраосновным ассоциациям использованы следующие параметры [3]: $Al_2O_3 < 4$, $Cr_2O_3 > 0.5$, $Na_2O < 2$ и $MgO > 15$ %. Давление и температура для хромдиопсидов ультраосновных ассоциаций определялись с применением клинопироксенового термобарометра [6], позволяющего определять параметры кристаллизации для магматических пород, оперируя только составом моноклинного пироксена. Барометр “Сг в Срх” основан на распределении Сг между клинопироксеном и гранатом, при этом давление зависит от объемов элементарной ячейки и полиэдра M1. Определение температур основано на распределении энстатита в клинопироксене (катионов между позициями M1 и M2). Термобарометр откалиброван при помощи экспериментальных данных по синтезу клинопироксенов при 850-1500 °С и 0-60 кбар, при этом воспроизводимость составила ± 30 °С и ± 2.3 кбар. Для лучшей сходимости результатов используются наиболее полные и качественные химические анализы минералов, в которых позиции Т и (M1+M2) больше 1.990. Т.к. формулы определения давления и температуры взаимозависимы, применялся метод итерации. Рассчитанные Р-Т параметры образования хромдиопсидов Кольского региона, удовлетворяющих перечисленным условиям (327 анализов) нанесены на диаграмму стабильности алмаза и графита (рис. 1-3).

Большая часть хромдиопсидов из ЮВ части региона находится в поле стабильности графита. Это обусловлено значительным преобладанием в выборке хромдиопсидов из относительно менее глубинных магматических комплексов региона (карбонатит-щелочно-ультраосновные интрузии; дайки и трубки взрыва щелочно-ультраосновного состава, содержащие глубинные ксенолиты ультраосновного состава). Параметры их кристаллизации 20-45 кбар и 700-1300 °С. Но отметим, что около 15 % образцов попадают в поле стабильности алмаза и имеют параметры кристаллизации 40-60 кбар и 700-1100 °С. Хромдиопсиды из ЮЗ части региона попадают в основном в поле стабильности алмаза с параметрами кристаллизации 45-65 кбар и 850-1100 °С (рис. 1).

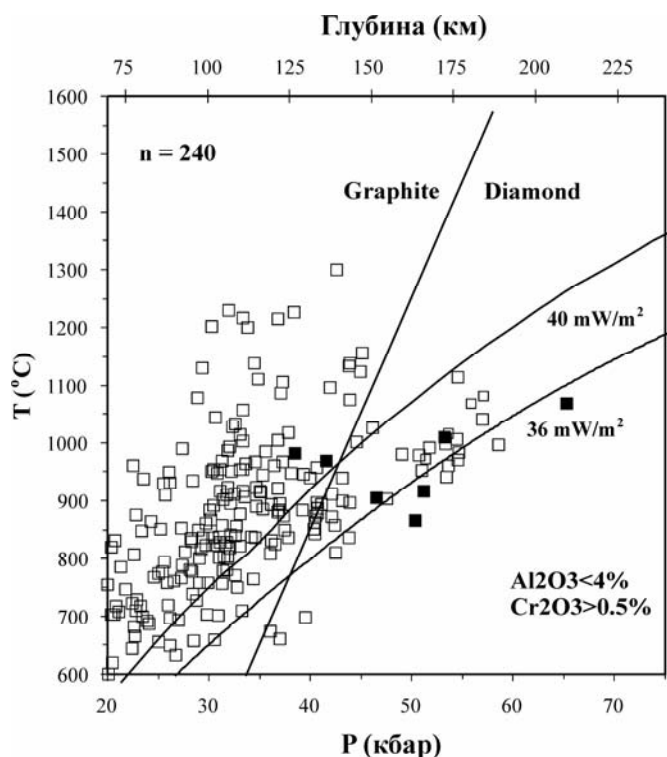


Рис. 1. Рассчитанные Р-Т параметры образования Сг-диопсидов ультраосновной ассоциации из рыхлых отложений ЮВ (квадраты незалитые) и ЮЗ (квадраты залитые) Кольского региона.

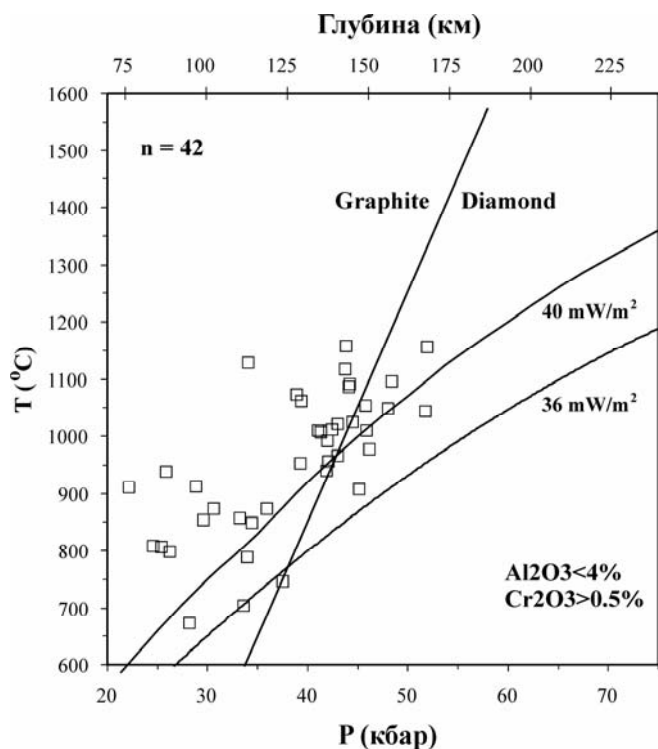


Рис. 2. Рассчитанные Р-Т параметры образования Сг-диопсидов ультраосновной ассоциации из рыхлых отложений центральной части Кольского региона.

Для хромдиопсидов центральной части региона характерны более узкие параметры кристаллизации 20-55 кбар и 700-1150 °С, при этом около 20 % образцов происходят из мантии алмазных фаций глубинности (рис. 2). Сг-диопсиды северной части региона характеризуются широкими вариациями температур 600-1300 °С и узкими – давления 20-45 кбар, при этом отсутствуют пироксены алмазных фаций глубинности (рис. 3).

На диаграммах (рис. 1-3) нанесены расчетные геотермы [7] для пониженного теплового потока 36 мВт/м², оптимального для проявлений алмазоносного кимберлитового магматизма, и повышенного 40 мВт/м². Для южной части Кольского региона наблюдаются две различные “пироксеновые геотермы” (рис. 1). Диопсиды из поля стабильности графита соответствуют повышенному тепловому потоку 38-44 мВт/м², большинство диопсидов алмазных фаций глубинности – пониженному потоку 35-38 мВт/м². Таким образом, в представленной коллекции присутствуют Сг-диопсиды из трех ареалов распространения глубинных магматических пород южной части региона с разными термальными свойствами мантии: центрально-южная часть (северный борт Кандакшского грабена), где преобладают менее глубинные щелочно-ультраосновные породы и карбонатиты, и характеризуется нагретой литосферой; крайние юго-западная и юго-восточная части, характеризующиеся холодной литосферой и которые являются перспективными на обнаружение наиболее глубинного алмазоносного кимберлитового магматизма.

Для центральной части Кольского региона намечается единая для пироксенов алмазной и графитовой фаций глубинности “пироксеновая геотерма”, указывающая на несколько повышенные значения теплового потока 38-44 мВт/м².

В северной части региона наряду с обычными значениями теплового потока 36-44 мВт/м², намечается “пироксеновая геотерма” с максимальными для региона значениями 48-50 мВт/м².

Проведенные исследования впервые показали, что в пределах Кольского региона существуют геологические образования, образовавшиеся на значительных глубинах литосферной мантии (до 200 км), некоторые из них могут принадлежать алмазным фациям глубинности. Тепловой поток имеет тенденцию к повышению (от 35 до 50 мВт/м²) с юга на север региона.

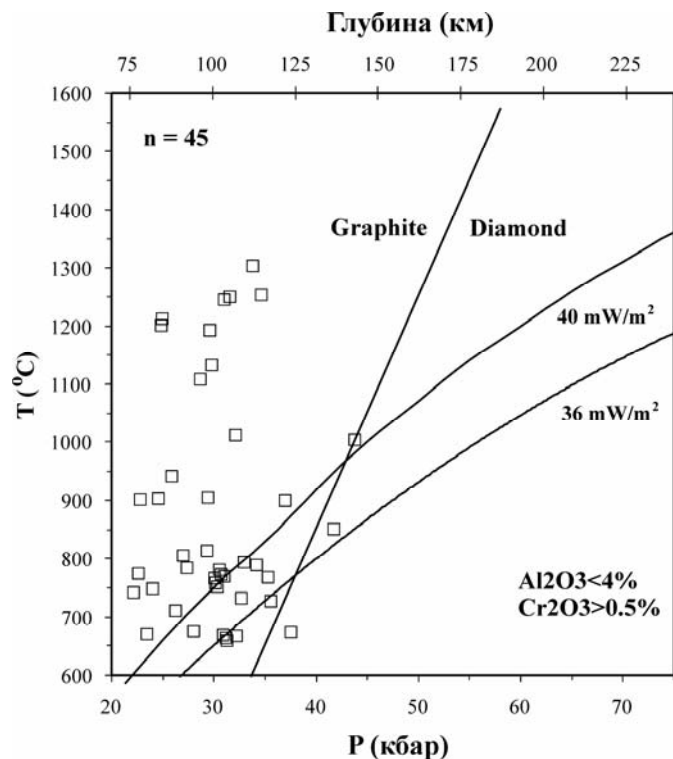


Рис. 3. Рассчитанные P-T параметры образования Cr-диопсидов ультраосновной ассоциации из рыхлых отложений северной части Кольского региона.

Исследования проводились при поддержке Приоритетной программы № 4 ОНЗ РАН и Российского фонда фундаментальных исследований, грант 06-05-64130.

Список литературы

1. Арзамасцев А.А., Каверина В.А., Полежаева Л.И. Дайковые породы Хибинского массива и его обрамления // Апатиты: КНЦ РАН, 1988. 86 с.
2. Ветрин В.Р., Калинин М.М. Реконструкция процессов внутрикорового и корово-мантийного магматизма и метасоматоза // Апатиты: КНЦ РАН, 1992. 108 с.
3. Зозуля Д.Р. Химико-генетические особенности пиропов и хромдиопсидов из алмазоносных россыпных проявлений Кольского региона // Матер. IV Межд. минерал. семинара "Теория, история, философия и практика минералогии". Сыктывкар: Геопринт, 2006. С. 116-117.
4. Зозуля Д.Р., Корчагин А.У., Корсакова О.П. Перспективные площади Мурманской области на обнаружение коренного алмазоносного магматизма и поисковые характеристики четвертичных отложений // Матер. Всерос. совещ. "Алмазы и благородные металлы Тимано-Уральского региона". Сыктывкар: Геопринт, 2006. С. 65-67.
5. Hirvas N. Glacial transport in Finnish Lapland // Prospecting in areas of glaciated terrain. London. 1977. P 128-137.
6. Nimis P., Taylor W.R. Single clinopyroxene thermobarometry for garnet peridotites. I. Calibration and testing of a Cr-in-cpx barometer and an enstatite-in-cpx thermometer // Contrib. Mineral. Petrol. 2000. V 139. P 541-554.
7. Pollack H.N., Chapman D.S. On the regional variations of heat flow, geotherms and lithosphere thickness // Tectonophysics. 1977. V 38. P 279-296.

МИНЕРАЛОГИЧЕСКОЕ ЭХО ВОЙНЫ

М.А. Иванов

Санкт-Петербургский государственный горный институт (технический университет), Санкт-Петербург

Печальную “минералогическую” память о себе оставила война 1941-1945 гг. на Кольском п-ове. Необычной формы минеральные образования, представляющие собой псевдоморфозы гематита по винтовочным патронам, были случайно обнаружены автором в 1971 г. в 3 км ЮЗ пос. Печенга (т.н. “17-й километр”) под обрывистым берегом р. Нясюкийоки – нижнего левого притока р. Печенга (рис.1). На этом заросшем густым кустарником участке алювиальные песчано-глинистые отложения долины реки изрыты рвами, траншеями и блиндажам военного времени. Подчеркну, что это место является чрезвычайно опасным для осмотра, хотя подвергалось разминированию армейскими спецподразделениями. По этой причине оно не может быть рекомендовано для посещения без участия специалистов по разминированию и на приведенной схеме указано лишь приблизительно.



Рис. 1. Место находки псевдоморфоз гематита по винтовочным патронам времен Великой отечественной войны.

Внимание привлекли разбросанные по берегу реки микро- и макрокристаллические агрегаты гематита, в форме которых легко угадывались фрагменты упаковок (т.н. “цинков”) с винтовочными патронами (рис. 2 а). По существу, это тесно сдавленные и сцепленные между собой гильзы и пули, но не металлические, а их гематитовые псевдоморфозы. Для столь необычных образований характерны следующие особенности.

1. Гильзы и пули разьединены. Многие гильзы сплюснуты, раздуты и разорваны. Капсюли в гильзах не сохранились. Гильзы и пули ориентированы беспорядочно, но в некоторых случаях сохранили планпараллельную ориентировку как в оружейных упаковках. Очевидно, образованию гематита предшествовал взрыв пороховой части боеприпасов, в результате чего часть цинков с патронами оказалась разрушенной, а их металлические части деформированы (рис. 2 в).

2. Среди пуль и гильз, сложенных гематитом, встречены псевдоморфозы гематита по жестяным железным перегородкам “цинков”, гвоздям, шурупам и другому крепежному материалу. Ясно, что боеприпасы до взрыва хранились в жестяных цинках и были сложены в деревянные ящики.

3. В составе отдельных фрагментов сгоревших боеприпасов и в комках обожженной глины обнаружены слитки чистого свинца, меди и бронзы – сплавов меди, предположительно, с цинком и свинцом. Как известно, именно они служили материалами оружейных боеприпасов. В некоторых случаях обнаружены псевдоморфозы гематита по фрагментам явно оплавленных гильз. Следовательно, в результате горения боеприпасов температура составляла как минимум 1000-1080 °С (Т плавление меди) и достигала 1200-1300 °С (Т плавление стали), а среда минералообразования характеризовалась высоким окислительным потенциалом.

4. Гематит представлен сростками кристаллов изометрического и уплощенного облика, пинакоидального габитуса, образующими агрегаты двух типов:

- а) парные субпараллельные слои толщиной 0.3-0.5 мм, отстоящие на 0.2-1.0 мм (рис. 2 б),
- б) однородные слои, по форме и размерам соответствующие металлическим (стальным) частям исходных боеприпасов.

Тип (а) есть результат зарождения кристаллов гематита на внешних и внутренних поверхностях стальных гильз и пуль после взрыва, когда в результате горения содержащегося в патронах пороха температура достигла максимума. Рост кристаллов сопровождался геометрическим отбором индивидов в свободном пространстве.

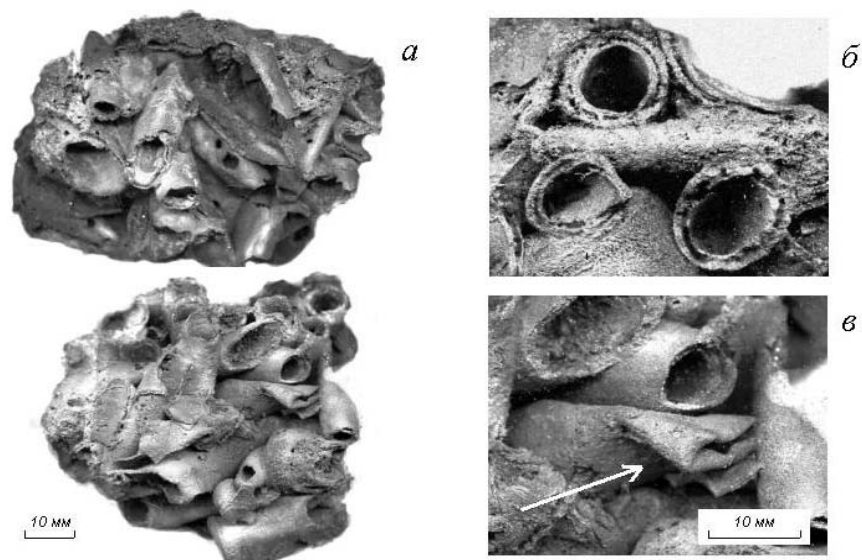


Рис. 2. Псевдоморфозы гематита по винтовочным гильзам и пулям.

а – фрагменты цинков с взорвавшимися патронами; б – псевдоморфозы, представленные парными субпараллельными слоями гематита, которые нарастали на стальные поверхности; в – псевдоморфозы по деформированным во время взрыва гильзам.

Естественно предположить, что источником Fe для растущих кристаллов гематита служили сами гильзы и пули. По-видимому, после того как поверхности гильз и пуль покрылись пленками гематита, сталь, служившая матрицей для его зарождения, плавилась. Возникающие при этом пары Fe были средой кристаллизации гематита с внешней и внутренней стороны стальных пуль и гильз. Эксгаляционный характер массопереноса при кристаллизации гематита доказывается наличием свободного пространства, оставшимся после испарения Fe – диаметр пустот между внутренними стенками парных слоев гематита соответствует калибру 7.62 мм.

Что касается типа (б), то эти агрегаты по форме соответствуют оплавленным гильзам или слиткам. По-видимому, гематит в таких случаях зарождался и рос при окислении расплавленного Fe. Именно этим можно объяснить отсутствие признаков геометрического отбора индивидов и направленного роста кристаллов в таких агрегатах.

Таким образом, это был склад оружейных боеприпасов, который после взрыва еще некоторое время горел. Остатки горения сохранились в виде псевдоморфоз гематита по стальным стенкам винтовочных гильз и пуль. Остается неясным, солдаты какой страны воевали с такими патронами. Хотелось бы надеяться, что само это событие, случившееся когда-то близ пос. Печенга в долине р. Нясюкийоки, жизни людей не унесло, а наоборот, сохранило. Ведь винтовки гематитовыми пулями не стреляют.

Обломок “окаменевшего цинка” с гематитовыми патронами, привезенный из этих мест, хранится в Горном музее Санкт-Петербургского горного института и каждый год ко Дню Победы выставляется на одну из центральных витрин как минералогическое эхо войны и символ нашей памяти о павших.

СРАВНИТЕЛЬНАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ОПТИЧЕСКОГО КАЛЬЦИТА РАЗЛИЧНЫХ РЕГИОНОВ

А.Л. Кукуй¹, Д.В. Киселева², О.П. Матвеева³

¹ Санкт-Петербургское отделение РМО; ² Институт геологии и геохимии УрО РАН, Екатеринбург;

³ Санкт-Петербургский государственный горный институт, olgam29@yandex.ru

Примесный состав исландского шпата (ИШ) влияет на его оптические характеристики – поглощение (ОП) и фотолюминесценцию (ФЛ). Предыдущие исследования [1] оптических кальцитов месторождений различных типов и регионов показали, что в целом нет зависимости состава и свойств ИШ от типа месторождений. Связь между концентрациями некоторых элементов, прежде всего Mn, Fe и REE, сложная, что позволяет предполагать возможность обнаружения оригинальных, ранее не наблюдавшихся спектров ОП и ФЛ на новых объектах. Нами изучен оптический кальцит новых месторождений Мексики и Индии и уточнены состав и свойства ИШ из р-на г. Корумба (Бразилия). В табл. 1 приведены основные оптические свойства ИШ этих и некоторых изученных ранее объектов. Все образцы прозрачны, бесцветны (один образец из месторождения Грил имел желтую окраску), при УФ освещении обнаруживали зональность.

Таблица 1. Оптические свойства ИШ различных объектов.

№ образца		ОП, полосы погл., нм (интенсивность, см ⁻¹)	Цвет ФЛ	ФЛ, полосы изл., нм (интенсивность, у.е.)
Бразилия 1		237(0.49), 325(0.18)	неодн., зелен. +фиолет.	345(5), 370, 530-560-(3) 345(14), 370
Бразилия 2		260(1.5).325(0.3)	голубой	350-370(оч.сл.), вся видим.обл. (оч.сл)
Индия 2		260(0.20)	фиолетовый	340(16),370
Индия 3		230(0.70), 300(1,56)	ярко-розовый	340(60), 370, 630(16)
Индия 5		260(0.36)	фиолетовый	340(22). 370
Мексика 1		220(0.40), 250(0.40). 330(0.16)	Зеленоватый, неоднород.	в УФ-нет. 480-650(1-4)
Грил	бесцв.	нет	бесцвет.	350-370(сред.)
	желт.	350(1.2)	желто-зеленый	350-370. вся вид. обл.(сред.)
Гурен (Сев. Корея)		230-250(4). 350(0.5)	фиолет.	350-370 (слаб.)
Чогу (Сев. Корея)		230-250(3.2)	красный	350-370(слаб.), 630 (интенс.)
Б-1-04		260(0.42), 340(0.25)	неодн., желт.	в УФ-нет, 550(7)
Хол-16<0001>		230(0.65), 280(0.70), 300(0.73), 350(0.15)	ярко-розовый	340(74),370(70),400(10), 630(12)
Б-7<0001>		280(0.4), 310(0.4), 350(0.2)	малиновый	340(17), 370(19), 630(2)
П-27<0001>		310, 350	малиновый	340(40), 370(35), 630(6)

ИШ из Индии сложен пирамидами роста <10-11>, <0001> и <01-12>, в бразильском преобладает <10-11>, но встречаются <05-54>и <02-21>, а в ромбоэдрах из Мексики установлены зоны роста по (02-21). Анализ химического состава методом ICP-MS показал наличие примесей (табл. 2). Отмечавшаяся ранее неоднородность их распределения по пирамидам роста разных форм и внутри пирамид роста отдельной формы может быть объяснена кинетическими особенностями кристаллизации. Известно [4], что реакции образования гидроксидов из гидроксосолей могут длиться от нескольких часов у легких лантаноидов до нескольких месяцев у тяжелых. Другой причиной изменения содержаний и формы распределения REE у кальцитов разных генераций является эволюция маточных растворов, прежде всего pH. Так, на месторождении Новое-1 в базальтах траппов Сибири на ранний ромбоэдр нарастали кристаллы апофиллита, которые после образования по ним псевдоморфоз кварца были частично захвачены выросшим слоем ИШ второй генерации скаленоздрического габитуса. На кристаллах месторождения Железная гора при переходе от одной генерации к другой меняется не только уровень содержаний REE, но и их соотношение (рис. 1 а). В ряде случаев прослеживается связь состава примесей в ИШ с их содер-

жанием во вмещающих породах. На месторождении Гурен (Сев. Корея) составы лантаноидов близки у вмещающих известняков, жильного кальцита, перекристаллизованного полупрозрачного кальцита и ИШ (рис. 1 д).

Таблица 2. Химический состав примесей ИШ, ppm.

	Инд.2 <10-11>	Инд.3 <0001>	Инд.5 <10-11>	Браз.1 <10-11>	<Браз.21 0-11>	Грил <21-31>	Гурен <10-11>	Б 1-04 <35-84>	Б-7 <0001>	Хол-16 <0001>	П-27 <0001>
V	21,30	57,70	23,69	34,06							
Cr	0,52	1,31	1,96	2,50							
Mn	57,52	75,51	50,52	н/о	0,1	1132	560	124	153,4		
Fe	1229	1247	1074	1357	110	189	1300	н/о	50,1		
Ni	9,26	2,19	8,20	8,16	0,05	3,06	3,4	3,8	0,7		
Cu	н/о	н/о	н/о	н/о	0,1	4,48	16	н/о	1,9		
Zn	н/о	н/о	н/о	н/о	0,05	2,78	5,4	н/о	н/о		
As	64,87	91,20	89,88	101,8							
Sr	225,3	168,3	218,2	2,08	66	176	57,4	94,2	16,2		
Y	0,259	0,329	0,249	1,66	7,8	н/о	1,8	3,23	2,45		1,77
Ba	н/о	н/о	н/о	н/о	0,2	0,9	0,2	н/о	н/о		
La	0,596	85,94	0,600	0,41	0,9	0,54	5,0	1,6	18,8	37,0	35,8
Ce	2,064	99,28	2,362	н/о	0,2	0,54	11,0	2,9	16,8	35,2	25,1
Pr	0,100	7,256	0,105	0,06	0,08	0,30	0,01	0,16	1,05	6,3	2,0
Nd	0,392	18,42	0,394	0,24	0,7	0,35	4,1	0,8	4,8	17,0	6,4
Sm	0,042	0,568	0,035	0,05	0,05	0,23	1,0	н/о	0,4	1,7	0,5
Eu	0,008	0,057	0,007	0,01	0,02	0,01	0,2	0,15	0,04	0,6	0,1
Gd	0,238	0,448	0,092	0,08	0,8	0,66	0,9	0,99	0,62		0,5
Tb	0,003	0,017	0,003	0,01	0,05	0,003	0,01	н/о	0,08		0,05
Dy	0,028	0,046	0,024	0,13	0,05	0,003	0,8	0,37	0,6		0,2
Er	0,026	0,030	0,025	0,10	0,07	0,01	0,1	0,5	0,18		0,12
Yb	0,037	0,024	0,050	0,09	0,1	н/о	0,5	0,29	0,03		0,1
Pb	н/о	н/о	н/о	н/о	0,05	1,1	4,3	0,2	0,2		

На месторождениях Нижнетунгуского узла содержания REE в жильном кальците и вмещающих базальтах совпадают, а у основной массы ИШ она ниже при том же характере распределения (рис. 1 в). На месторождении Разлом той же провинции содержание примесей плавно понижается от кабоначизированных вмещающих пород к раннему ромбоэдрическому кальциту, затем промышленным кристаллам ИШ и, наконец, позднему пористому кальциту (рис. 1 в). На месторождении Долгожданное, приуроченном к отдельным блокам дайки долеритов, состав лантаноидов в кальцитах разных блоков и вмещающих породах различен (рис. 1 г), что может быть объяснено глубинным источником гидротермальных растворов по результатам изучения изотопного состава углерода [3].

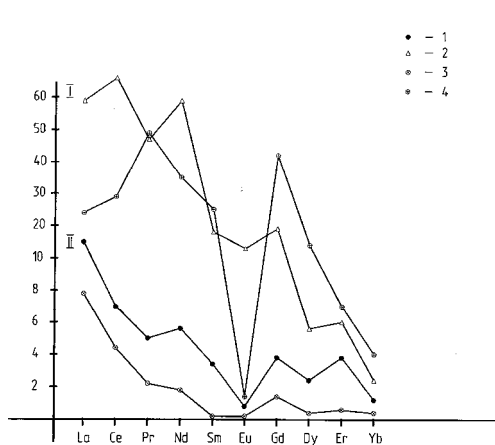


Рис. 1 а. Содержание REE в кальцитах I (1) и II (2) генераций и ИШ пирамид роста (10-11) (3) и (88-16.3) (4). Местонахождение Железная гора.

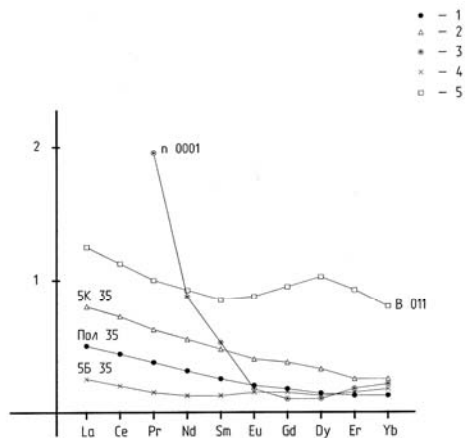


Рис. 1 б. Содержание REE в ИШ Нижнетунгуского узла, нормированные по базальту SK 35, пол 35, 56 35 из <35-84>, n 0001 <0001>, B 011 <01-11>.

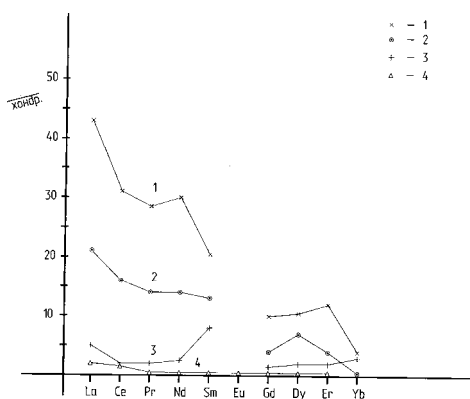


Рис. 1 в. Уменьшение содержаний REE от карбонатизированной породы (1) к монокристаллам ИШ (2), двойникам ИШ (3) и позднему пористому кальциту (4). Местоорождение Разлом.

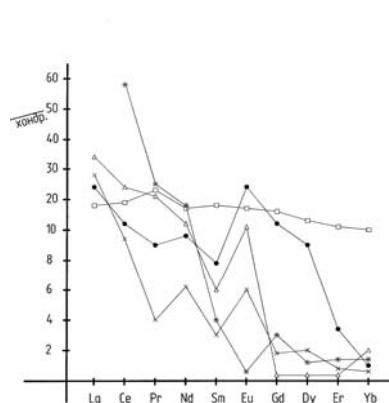


Рис. 1 г. Распределение REE в <02-21> (1), <35-84> (2), <11-20> (3) и <10-11> (4) ИШ различных блоков месторождения Долгожданное. 5 – REE в недифференцированных тропах (по Балашову, 1976).

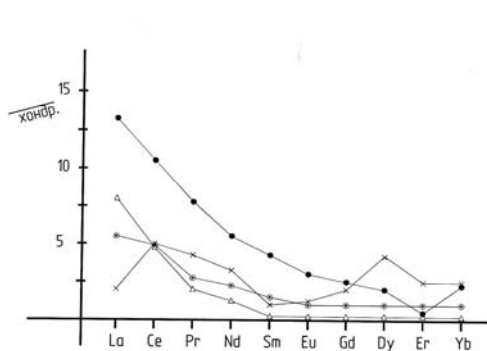


Рис. 1 д. Содержание REE в жильном (1), перекристаллизованном (2), кальците и ИШ (3) месторождения Гурен и в известняках Иркутской (4), по Летниковой, 2003.

Сравнивая результаты изучения оптических свойств с полученными ранее [1], можно отметить, что в образцах из новых объектов наблюдаются специфические комбинации спектров ОП и ФЛ. В частности, обнаружены редко встречающиеся полосы ОП в диапазоне длин волн 220-260 нм. Полосу 250 нм обычно связывают с примесью Pb, но в данных образцах его нет. Необычны и спектры ФЛ: у мексиканского ИШ (Мексика 1) отсутствует ультрафиолетовая ФЛ, у индийских образцов (Инд. 2, 5) не наблюдается красная ФЛ марганца. Образцы из Мексики и Бразилии близки по своим свойствам, а из изученных ранее ИШ к ним ближе всего примыкает Б-1-04 из пирамиды роста (3584) месторождения Бабкинское (Сибирская провинция). У ИШ из Индии близкие свойства с ИШ месторождения Гурен (Сев. Корея) [1] за исключением полосы ОП 300 нм. Происхождение этой полосы связывалось ранее с радиационными дефектами, стабилизированными трехвалентными примесями. Эта полоса очень интенсивна в спектре образца Индия 3, в котором высока концентрация REE, в частности Ce. Как известно [5], Ce имеет полосу поглощения 292 нм и, следовательно, может также вносить вклад в формирование полосы ОП 300 нм, если его содержание велико. Аналогичные свойства демонстрируют сибирские оптические кальциты пирамиды роста <0001> Б-7 (месторождение Бабкинское), Хол-16 (Холодное), П-27 (Поледжикит).

Объяснить такое разнообразие свойств ИШ и отсутствие прямой связи с примесным составом можно разнообразием структурных мотивов растущих граней, сложным взаимоотношением элементов-люминогенов, сенситизаторов и тушителей люминесценции, изменением зарядовых состояний примесей. В пользу таких утверждений свидетельствуют: 1. различия оптических свойств ИШ разных пирамид роста при одинаковом примесном составе [2]; 2. различное изменение спектров ОП и ФЛ при ионизирующем облучении и отжиге (рис. 2-3). Например, γ -облучение приводит к существенному росту анизотропных полос ОП 300 и 350 нм и усилению синей ФЛ, связанной с центром Ce II [1], а отжиг при температурах 300-500 °C устраняет то и другое. У образцов с высоким содержанием REE отжиг усиливает ФЛ, изменяет ее спектральный состав, так что при низких температурах можно наблюдать спектр из многочисленных узких интенсивных полос, а γ -облучение устраняет эту люминесценцию. Такие изменения связаны, вероятно, с изменением валентности REE ($\text{REE}^{3+} \leftrightarrow \text{REE}^{2+}$).

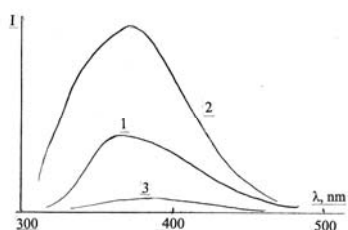


Рис. 2 а. Спектры ЛФ при возбуждении линейно-поляризованным светом E//L(Сell): 1 – исходный, 2 – после γ -облучения, 3 – отжига при 500 °С.

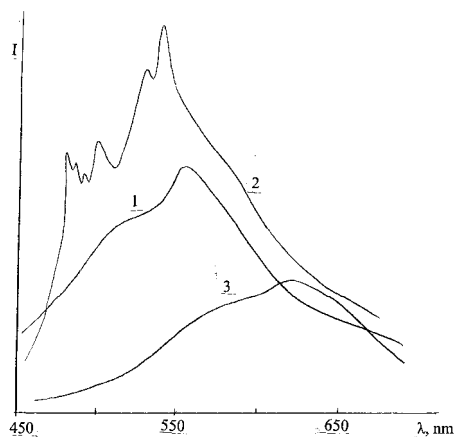
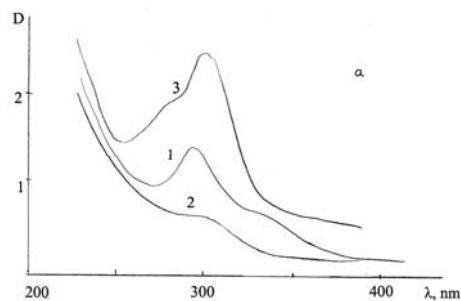


Рис. 2 б. Спектры ЛФ в исходном состоянии (1), после отжига при 500 (2) и 900 °С (3).

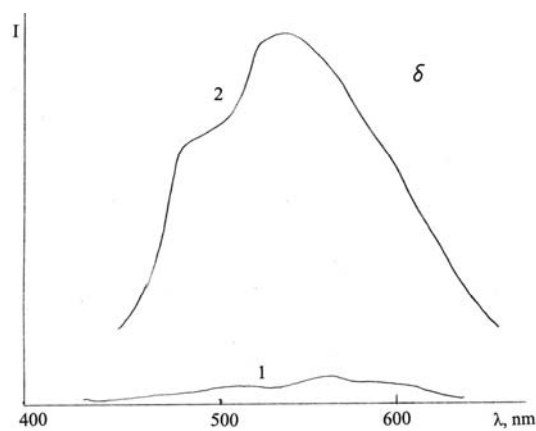


Рис. 3 Спектры ОП (а) и ФЛ (б): 1 – исходные, 2 – после отжига при 500 °С, 3 – после γ -облучения 10^4 рад.

Список литературы

1. Кукуй А.Л., Матвеева О.П. Оптические свойства и химический состав исландского шпата месторождений различных типов // Зап. ВМО. 2003. №5. С. 78-86.
2. Кукуй А.Л., Матвеева О.П. Физико-химические особенности кристаллов исландского шпата месторождений различного масштаба // Современные методы минералого-геохимических исследований. Матер. Годичного собр. РМО. СПб. 2006. с. 146-148.
3. Кукуй А.Л., Суханов Н.В., Штейнер В.Л. Особенности изотопного состава исландского шпата Сибирской платформы // Тез. докл. XII Всесоюз. симп. по стабильным изотопам в геохимии. М. 1989. С. 25-28.
4. Редкие и рассеянные элементы. Химия и технология. Кн. 1. / Коровин С.С., Зими́на Г.В. и др. М.: МИСИС, 1996. 376 с.
5. Старостин Н.В. Интеркомбинационные 4f – 5d переходы в трехвалентных редкоземельных активаторных центрах // Спектроскопия кристаллов. М.: Наука, 1975. С. 12-24.

ФЛЮОРИТ ИЗ РЕДКОМЕТАЛЛЬНО-МОЛИБДЕНОВОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ ЯУРИ-ЙОКИ

И.И. Куприянова, К.А. Кувшинова

Всероссийский институт минерального сырья им. Н.М. Федоровского, Москва, kuprijan@aha.ru

Типоморфное значение свойств флюорита освещено в многочисленных публикациях, например [1, 4]. Кварцево-жильно-грейzenовое редкометалльно-молибденовое месторождение Яури-Йоки обладает рядом специфических особенностей, которые не позволяют отнести его ни к одной из известных формаций промышленных месторождений молибдена [8]. Представляет интерес рассмотреть некоторые свойства флюорита этого месторождения, чтобы использовать их для уточнения формационной принадлежности месторождения.

Месторождение Яури-Йоки расположено в пределах раннепротерозойского Лапландско-Колвицкого пояса Кольской гранулит-гнейсовой области (Геология архея Балтийского щита, 2006 г.). Район месторождения сложен гнейсами гранулитовой формации кислого и основного состава. Гранулиты прорваны двумя гранитными массивами, которые, возможно, являются куполовидными ответвлениями единого крупного интрузива среднепротерозойского возраста (1720-1760 млн. лет). Гранитные массивы сопровождаются дайками кварцевых порфиров и лампрофиров и телами аплитов. Более крупный массив Юовв-Оайв сложен преимущественно среднезернистыми микроклин-плагиоклазовыми субщелочными лейкогранитами [3]. Интенсивно проявлена альбитизация и грейзенизация гранитов [9]. Меньший массив Учабю-Оайв, с которым пространственно связано месторождение, почти нацело сложен грейзенами с останцами неизмененных и слабо грейзенизированных и альбитизированных гранитов. Состав грейzenов однообразный – кварц и мусковит приблизительно в одинаковом количестве. При грейзенизации гранита происходит заметное уплотнение породы, привносятся F, H₂O, Fe и S, выносятся Na. Порфировластовая структура грейzenов (Григорьев И.Ф. и др., 1954 г.) указывает на то, что процесс грейзенизации остановился на первых стадиях, и это, согласно выводам Г.Н. Щербы (1949 г.), объясняет безрудность апогранитных грейzenов – почти полное отсутствие в них молибденита. Абсолютный возраст грейzenов и мусковит-кварцевых жил составляет 1670 млн. лет.

Гранитный массив Учабю-Оайв в горизонтальном срезе имеет форму неправильного овала [2, 6]. Контакты его почти вертикальные, с падением в сторону вмещающих пород. Полукольцевая полоса экзоконтакта массива интенсивно насыщена эруптивными брекчиями и кварцевыми жилами (рис. 1). Трубки эруптивных брекчий сложены угловатыми обломками вмещающих гнейсов, сцементированных аплитами. Многочисленные тела эруптивной брекчий размером от первых до нескольких десятков метров сосредоточены в узкой полукольцевой полосе, непосредственно примыкающей к массиву гранитов. Кварцевые жилы с молибденитом располагаются кулисообразно по отношению друг к другу и субпараллельно контакту с интрузивом. Падение их в сторону от массива под углом от 45-48 до 70-75°. Наиболее часто углы падения составляют 50-60°.

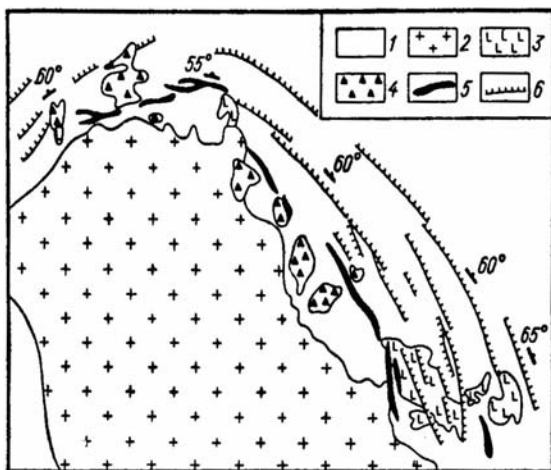


Рис. 1. Схема геологического строения месторождения Яури-Йоки (по Ю.Н. Гуменному и И.И. Куприяновой).

1 – гнейсы, 2 – грейзенизированные граниты, 3 – аплиты, 4 – эруптивные брекчий, 5 – полевошпат-кварцевые жилы, 6 – мусковит-кварцевые жилы.

Кварцевые жилы месторождения образовались в два этапа. На первом возникли микроклин-кварцевые и альбит-кварцевые жилы, почти лишённые молибденита, которые располагаются ближе к контакту гранитов. Второй представлен мусковит-кварцевыми жилами с промышленным молибденитом. Околожильные изменения, связанные с полевошпатово-кварцевыми жилами, выражаются в образовании биотит-микроклиновых метасоматитов. Эти жилы пересекаются аплитами и отделяются последними от мусковит-кварцевых жил.

Большая часть жил представлена крутопадающими мусковит-кварцевыми жилами, которые сопровождаются лишь незначительными грейzenовыми оторочками шириной порядка нескольких см. Минерализация этих жил наиболее разнообразна. Главным минералом является кварц. Присутствуют также мусковит и флюорит (содержание каждого 2-25 %), биотит (до 1-2 %), топаз, молибденит, пирит (других сульфидов не выявлено). С удалением от гранитного массива отмечается уменьшение содержания мусковита, флюорита, а также молибденита. Флюорит находится в ассоциации с мусковитом или образует среди кварца гнезда неправильной формы до 20-30 см. Нетипичным для известных молибденитовых месторождений является широкое распространение ряда REE и Nb минералов (монацита, ортита, пироклора, колумбита и минерала типа тухолита), были отмечены также эвксенит, торианит, уранинит и ксенотим [5].

Расположенный в центре гранитного массива “Флюоритовый шток” выделяется среди других постмагматических образований своеобразной морфологией, минеральным составом и структурно-текстурными особен-

ностями минеральных агрегатов. Главными жильными минералами являются кварц, флюорит, мусковит, но содержание флюорита значительно выше по сравнению с другими жилами (около 25 %). К второстепенным минералам относятся топаз, монацит, магнетит, пирит, светло-зеленый мусковит, микроклин, минерал типа тухолита. Характерной особенностью является также повышенное содержание топаза и магнетита и полное отсутствие молибденита. В строении штока выделяется три зоны: 1 – центральная флюорит-кварцевая, 2 – зона крупных гнёзд гигантокристаллического флюорита, 3 – краевая мусковит-кварцевая зона с топазом (рис. 2).

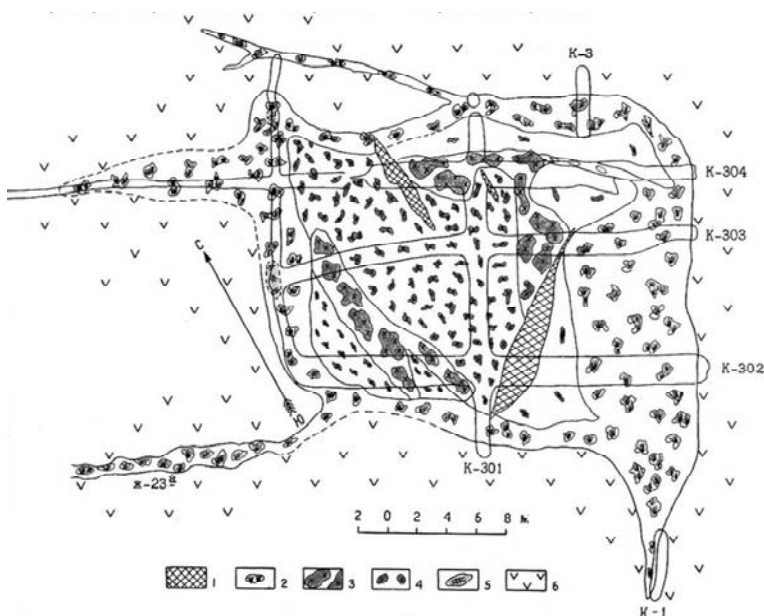


Рис. 2. Схема зональности флюоритового штока.

1 – зона дробления, 2- мусковит-кварцевая зона с топазом, 3 – зона крупных гнёзд флюорита, 4 – флюорит-кварцевая зона, 5 – микроклин, 6 – апогранитный грейзен.

Центральная флюорит-кварцевая зона в плане занимает около 39 %. Гнёзда флюорита в кварце имеют преимущественно линзовидную форму, ориентированную в горизонтальном направлении, что создаёт полосчатую текстуру выполнения зоны. Кварц и флюорит контактируют обычно по индукционным границам, зёрна флюорита на контакте с кварцем имеют форму многогранников, что свидетельствует об одновременной кристаллизации этих минералов из остаточного флюида, возможно, частично расслоенного. В массивном кварце нередко небольшие полости, стенки

которых образованы идиоморфными гранями кристаллов незакономерной ориентировки. Встречаются мелкие пластинки мусковита, кубики пирита, кристаллы монацита до 2 см в длину.

Зона гигантокристаллического флюорита составляет 11 % площади штока. В ней границы кварца и флюорита не имеют индукционной штриховки. Присутствует мусковит, по трещинам во флюорите иногда наблюдаются округлые зёрна и плёнки тухолита.

Таблица 1. Концентрация парамагнитных центров Mn^{2+} во флюорите (К.А. Кувшинова, ВИМС).

№ образца	Место взятия	Размер кристаллов	Цвет	Mn^{2+} , г/т
18-4	Центральная флюорит-кварцевая зона “Флюоритового штока”	Крупнозернистый в кварце	Буровато-зелёный	155.6
18-6			Зелёный	143.3
18-8			Тёмно-фиолетовый	33.3
18-1	Кварц-флюоритовая зона с крупными гнёздами флюорита	Гигантокристаллический	Салатно-зелёный	28.0
18-2			Серовато-зелёный	29.0
18-3			Бесцветный	6.3
18-5			Бесцветный	8.9
18-7			Бледно-фиолетовый	11.4
1-126ф	Молибденит-кварцевые жилы среди гнейсов	Среднезернистый в небольших гнёздах	Фиолетовый	16.7
1-126з			Желтовато-зелёный	158.7
28-9			Бесцветный	87.6
Яур-1			Бледно-фиолетовый	11.3

Краевая мусковит-кварцевая зона с топазом окружает шток непрерывной полосой шириной 1-8 м и составляет 47 % площади штока (с апофизами того же состава). В составе зоны мусковит составляет 25-30 %, постоянно встречаются флюорит, магнетит, топаз, иногда пирит, изредка монацит. Наряду с массивными кварц-мусковитовыми агрегатами характерны участки полосчатой текстуры, в которых полосчатость обусловлена чередованием субпараллельных полос, сложенных сноповидно-пластинчатыми агрегатами мусковита от 1-2 мм до 3-5 см. Направление полосчатости может быть разным, но преобладает близкое к вертикальному. При этом рост сферолитов направлен от стенок внутрь штока. Топаз приурочен к гнёздам мусковита и его агрегаты также обычно имеют сноповидно-шестоватую структуру.

Геохимические особенности постагматических образований месторождения суммируются следующим образом: главные породообразующие элементы Si, Al, O, H, F, Ca, K, Na, Fe, Mg; основные элементы акцессорных минералов Mo, REE, Y, Nb, Th, U. Из элементов-минерализаторов наиболее распространён F, в подчинённом количестве наблюдаются S и P; присутствуют в ничтожном количестве B, C, Cl. Содержание Ta гораздо меньше, чем Nb. Отметим также отсутствие заметной концентрации W и Sn.

Свойства флюорита изучены на образцах из “Флюоритового штока” и мусковит-кварцевых жил (табл. 1, 2). По окраске, содержанию REE и концентрации Mn^{2+} выделяется три разновидности. Наиболее обогащён примесями зелёный флюорит, фиолетовые разновидности обеднены. Нередко обе разновидности наблюдаются в одном кристалле, что говорит о динамичном режиме, характерном для малоглубинного генезиса. Характер распределения REE во флюоритах месторождения Яури-Йоки однотипен (табл. 2), во всех проанализированных образцах тяжёлые лантаноиды преобладают над лёгкими на нормированных кривых отмечается чёткий дефицит Eu. Величина $La/Yb \ll 1$, $Yb/Eu \gg 1$, $b Eu/Eu^* < 1$. Состав гранитов Юовв-Оайв и Учабю-Оайв более кислый, чем интрузивных пород месторождения Шахтама [8], и близок к гранитоидам Ермаковского месторождения [7], в котором известно рудопоявление молибденита. Сопоставление REE и ЭПР спектров флюорита Яури-Йоки с флюоритом из Ермаковского месторождения показывает, что в последнем преобладают лёгкие лантаноиды и понижена концентрация Mn^{2+} что соответствует более щелочному составу гранитоидов.

Таблица 2. Содержание и индикаторные отношения РЗЭ (НАА) и концентрация ионов Mn^{2+} (ЭПР).

№ образца	Разновидность	La	Ce	Nd	Sm	Eu	Tb	Yb	Lu
1-126	1	54.3	188.6	150.9	92.90	16.13	21.79	139.42	17.28
18-4	1	28.5	73.4	60.6	66.03	21.89	37.01	364.98	45.23
18-6	1	22.9	109.5	73.4	71.60	23.49	43.13	365.31	36.34
18-1	2	16.8	55.6	61.9	45.28	5.65	10.80	72.07	11.44
18-8	2	5.7	18.2	23.0	20.21	2.64	4.96	40.75	6.47
28-9	2	9.1	29.9	31.4	31.53	5.59	13.94	91.03	12.31
18-7	3	0.7	2.0	3.9	3.75	0.45	2.15	20.68	3.19
P-37	greis	16.7	33.6	11.1	2.33	0.21	0.55	3.09	0.36
P-144	pegm	548.7	1207.5	585.3	176.65	20.12	48.65	201.83	21.95

№ образца	Разновидность	La/Ybn	Yb/Eun	Eu/Eu*	Mn^{2+}
1-126	1	0.26	3.03	0.477	158.7
18-4	1	0.05	5.85	0.589	155.6
18-6	1	0.04	5.46	0.562	143.3
18-1	2	0.16	4.47	0.340	28.0
18-8	2	0.09	5.41	0.351	33.3
28-9	2	0.07	5.71	0.355	87.6
18-7	3	0.02	16.12	0.211	11.4
P-37	greis	3.65	5.16	0.247	0.0
P-144	pegm	1.84	3.52	0.289	63.0

Промышленное значение Яури-Йоки проблематично ввиду небольшого масштаба, но оно представляет интерес благодаря своеобразию минерального состава и бесспорно заслуживает статуса охраняемого памятника природы, который может стать привлекательным объектом научного и просветительского туризма.

Список литературы

1. Василькова Н.Н., Кукушкина О.А. Флюорит. Типоморфизм минералов. Справочник. М.: Недра, 1989. С. 492-501.
2. Гуменный Ю.К. Геология и минералогия месторождения ЮГАС. Дисс. к.г.-м.н. Л.: ВСЕГЕИ, 1954.
3. Дубровский М.И. Петрографические и минералого-геохимические особенности юоввоайвского гранитоидного комплекса // Матер. по минералогии Кольского п-ова. Вып. 7. Л.: Наука, 1969. С. 26-81.
4. Куприянова И.И., Гавриленко В.В., Панова Е.Г. Типоморфизм минералов и геолого-генетические модели месторождений полезных ископаемых // Зап. ВМО. 2003. № 3. С.40-55.
5. Куприянова И.И., Волкова М.И., Горощенко З.И. Редкоземельные минералы одного молибденового месторождения Европейской части СССР // Тр. Минерал. музея АН СССР. 1964. Вып. 15. С. 123-133.
6. Куприянова И.И. Ториево-редкоземельно-молибденовые месторождения // Геология постмагматических ториево-редкоземельных месторождений. М.: Атомиздат, 1980. С. 310-326.
7. Новикова М.И., Куприянова И.И., Кукушкина О.А. и др. Индикаторные свойства флюорита Ермаковского флюорит-бериллиевого месторождения (Бурятия, Россия) // Геол. руд. месторождений. 1998. Т. 40, № 5. С.459-476.
8. Покалов В.Т. Рудно-магматические системы гидротермальных месторождений. М.: Недра, 1992. 288 с.
9. Романов В.Е. О грейзенах в районе горы Юовв-Оайв // Матер. по минералогии Кольского п-ова. Л.: Наука, 1967. Вып. 5. С. 145-157.

ФТОРТАЛЕНИТ-(Y) И КРИСТАЛЛИЧЕСКИЙ БРИТОЛИТ-(Y) В ПЕГМАТИТЕ ЩЕЛОЧНО-ГРАНИТНОГО МАССИВА БЕЛЫЕ ТУНДРЫ, КОЛЬСКИЙ ПОЛУОСТРОВ

Л.М. Лялина, Е.Э. Савченко, Е.А. Селиванова

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

Таленит-(Y) $Y_3Si_3O_{10}(OH)$ установлен лишь в 12 месторождениях мира, обзор которых приведен в [8]. В амазонитовых пегматитах Кольского п-ова был обнаружен новый минерал – фторталенит-(Y) $Y_3Si_3O_{10}F$ [2, 3]. Нынешняя находка также представлена фторталенитом-(Y) и сделана в породах внутригранитного пегматитового тела “Цирконовое” массива Белые тундры [6].

Характеристика фторталенита-(Y) из пегматитового тела “Цирконовое”

Фторталенит-(Y) установлен в породах контакта кварцевого ядра и астрофиллит-рибекитовой зоны. Состав пород определяется присутствием породообразующих (кварц, рибекит, альбит, микроклин), и акцессорных минералов. Из последних широко развиты минералы группы астрофиллита, гадолинит-(Y), фергусонит-(Y) и агрегаты кварц-цирконового состава. Фторталенит-(Y) представлен гипидиоморфными и идиоморфными кристаллами призматического габитуса, реже неправильными зернами до 1.5 мм. Окраска изменяется от бесцветной до молочно-белой или светло-серой, блеск стеклянный до перламутрового. Иногда макроскопически наблюдается неоднородность окраски в пределах одного выделения¹ – центральные части светло-серого или светло-кремового цвета, а краевые – чисто белые. У минерала проявлена совершенная спайность – при раскалывании он образует тонкие таблички, при этом отдельные индивиды сильно трещиноваты.

Во всех выявленных случаях присутствия фторталенита-(Y) в породах пегматитового тела индивиды располагаются внутри кварц-цирконовых агрегатов. Взаимоотношения между ними позволяют предполагать более раннюю кристаллизацию фторталенита: последний при идиоморфной или гипидиоморфной форме кристаллов имеет очень неровные границы со сложными “заливами” и выступами, а также содержит многочисленные вростки циркона в краевой зоне. По морфологии они аналогичны циркону агрегатов (рис. 1).

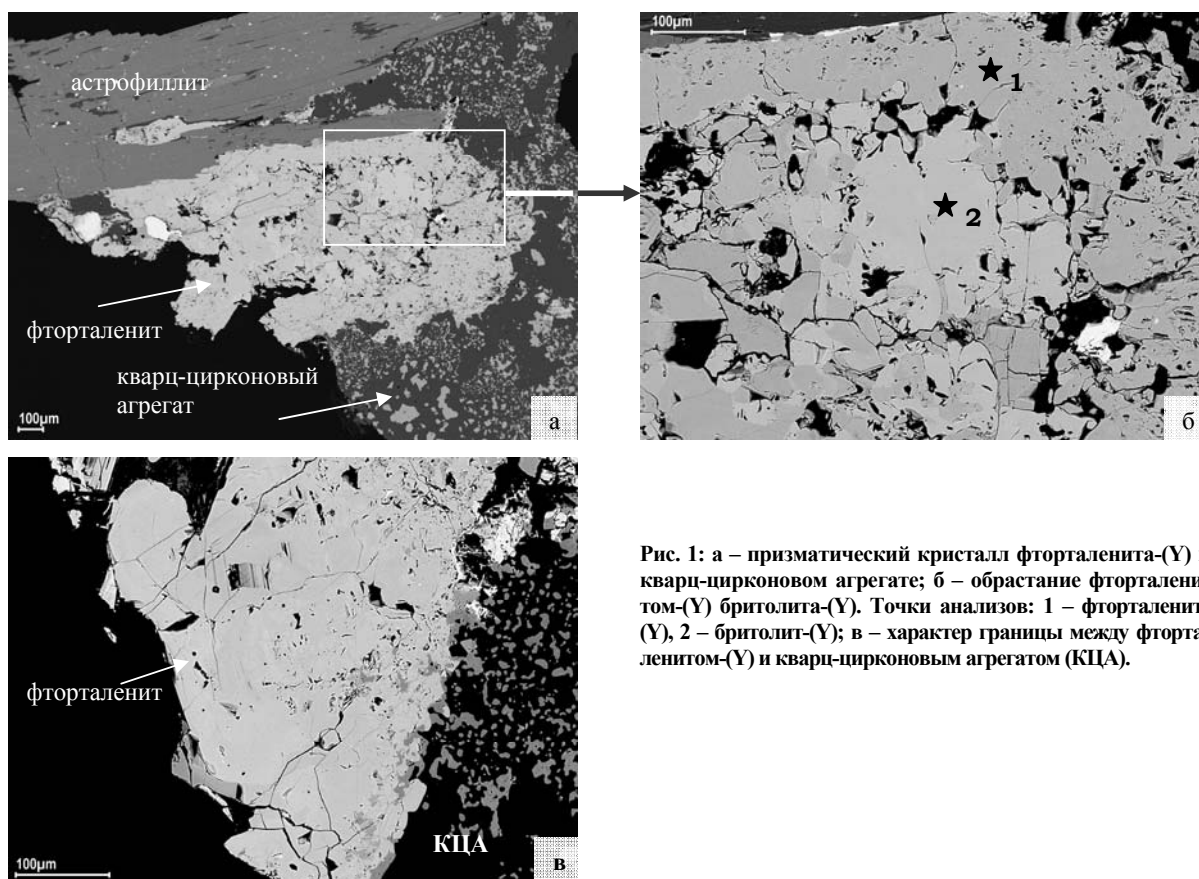


Рис. 1: а – призматический кристалл фторталенита-(Y) в кварц-цирконовом агрегате; б – обрастание фторталенитом-(Y) бритолита-(Y). Точки анализов: 1 – фторталенит-(Y), 2 – бритолит-(Y); в – характер границы между фторталенитом-(Y) и кварц-цирконовым агрегатом (КЦА).

¹ Как установлено последующими исследованиями, подобные выделения фторталенита представлены срастаниями двух минеральных фаз – собственно фторталенита-(Y) и бритолита-(Y). Последняя рассмотрена ниже.

Фторталенит в пегматитовом теле “Цирконовое” находится в кристаллическом состоянии и подтвержден рентгенометрическими исследованиями. Химические анализы фторталенита-(Y) (микроанализатор CAMECA MS-46) ближе к составу таленита из типичных метасоматитов и отличаются от таленита из пегматитов (табл. 1). Примечательны аномально высокие содержания REE во фторталените-(Y) из тела “Цирконовое”. Концентрации отдельных лантаноидов сопоставимы с максимальными значениями, приводимыми в литературе (табл. 2).

Таблица 1. Химический состав таленита.

Оксиды	1		2		3	4	5	
	Мас. %	ФК _к	Мас. %	ФК _к	Мас. %	Мас. %	Мас. %	ФК _к
Y ₂ O ₃	44.17	2.33	44.52	2.27	44.45	55.06	41.11	2.84
La ₂ O ₃	0.00	0.00	0.00	0.00			0.34	0.02
Ce ₂ O ₃	0.39	0.01	0.00	0.00			1.46	0.07
Pr ₂ O ₃	0.00	0.00	0.00	0.00			0.13	0.01
Nd ₂ O ₃	0.54	0.02	0.15	0.01			0.85	0.04
Sm ₂ O ₃	0.51	0.02	0.35	0.02			1.00	0.05
Eu ₂ O ₃	0.00	0.00	0.00	0.00			0.00	
Gd ₂ O ₃	1.02	0.03	0.66	0.02	0.50	0.24	1.77	0.08
Tb ₂ O ₃	0.40	0.01	0.26	0.01	0.15	0.00	0.55	0.02
Dy ₂ O ₃	4.94	0.16	3.41	0.11	4.50	1.77	5.76	0.24
Ho ₂ O ₃	1.29	0.04	0.89	0.03	1.90	0.22	1.39	0.06
Er ₂ O ₃	5.52	0.17	5.20	0.16	6.50	2.91	5.33	0.22
Tm ₂ O ₃	0.92	0.03	0.93	0.03	0.59	0.26	0.78	0.03
Yb ₂ O ₃	4.70	0.14	6.36	0.19	6.01	2.40	3.79	0.15
Lu ₂ O ₃	0.32	0.01	0.62	0.02	0.89	0.19	0.38	0.02
ФК _Y +ФК _{REE}		2.97		2.87				3.85
Na ₂ O	0.00	0.00	0.00	0.00			1.70	0.43
CaO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.33	4.21	0.59
MnO	0.00	0.00	0.00	0.00			0.58	0.06
FeO	0.00	0.00	0.00	0.00			0.88	0.10
SiO ₂	30.26	3.00	31.36	3.00	31.99	34.55	23.17	3.01
F	4.16	1.31	не опр.		2.29	3.76	1.16	0.47
Сумма	99.14				99.77	101.69	96.34	
-F ₂ =O	1.75				0.96	1.58	0.49	
Сумма	97.39		94.71		98.81	100.11	95.85	

Примечание. 1, 2 – пегматитовое тело “Цирконовое”; 3 – метасоматиты Северо-Запада СССР [2]; 4 – амазонитовые пегматиты Кольского п-ова [2]; 5 – бритоилит-(Y) в фторталените-(Y). В анализах 1, 2 и 5 Р, Th и U не обнаружены. ФК_к – формульные коэффициенты катионов.

Таблица 2. Содержание Y и REE в талените (%).

Оксид	1	2	3	4	5	6	7	8	9
Y ₂ O ₃	68.25	70.29	67.87	76.00	67.50	57.52	72.20	76.00	87.33
La ₂ O ₃	0.00	0.00				0.55			
Ce ₂ O ₃	0.61	0.00		1.10		2.12			
Pr ₂ O ₃	0.00	0.00				0.74			
Nd ₂ O ₃	0.84	0.23		0.50		3.53	2.40		
Sm ₂ O ₃	0.79	0.56		1.00		2.82	2.70	1.20	
Gd ₂ O ₃	1.57	1.05	0.76	1.50	1.10	4.94	3.60	1.80	0.38
Tb ₂ O ₃	0.62	0.41	0.23		0.06	1.27	0.80	0.80	0.00
Dy ₂ O ₃	7.63	5.39	6.87	6.40	6.40	7.59	5.80	4.10	2.81
Ho ₂ O ₃	1.99	1.41	2.90	1.50	2.40	1.94	1.20	1.10	0.35
Er ₂ O ₃	8.52	8.20	9.93	6.80	9.10	6.70	3.80	4.70	4.62
Tm ₂ O ₃	1.42	1.47	0.90		2.90	1.04	1.20	1.00	0.41
Yb ₂ O ₃	7.27	10.03	9.18	5.20	9.10	7.76	5.40	7.90	3.81
Lu ₂ O ₃	0.49	0.97	1.36		0.90	1.46	0.90	1.50	0.30
Сумма	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00

Примечание. 1, 2 – пегматитовое тело “Цирконовое”; 3, 4 – метасоматиты Северо-Запада СССР [1, 2]; 5 – метасоматиты Вост. Сибири [7]; 6 – Колорадо, США [8]; 7, 8 – гранитные пегматиты, Швеция [7]; 9 – амазонитовые пегматиты Зап. Кейв, Кольский п-ов [2].

В распределении REE, нормализованном по хондриту [9], во фторталените-(Y) из пегматитового тела Белых тундр проявлено сильное фракционирование элементов: при низких содержаниях легких REE (La, Ce, Pr, Nd) резко повышена роль элементов Ег подгруппы (Dy, Ho, Er, Tm) с понижением доли тяжелых (Yb, Lu) (рис. 2). График распределения REE элементов во фторталените-(Y) весьма сходен с графиками для фергусонита-(Y) и гадолинита-(Y) первой генерации из этих же пород [5] и отличается от гадолинита-(Y) второй генерации и бритоилита-(Y), образующего

самостоятельные выделения (рис. 2). Это подтверждает ранее установленный факт обогащения минералов ранних генераций тяжелыми лантаноидами до образования Yb минеральных видов [2].

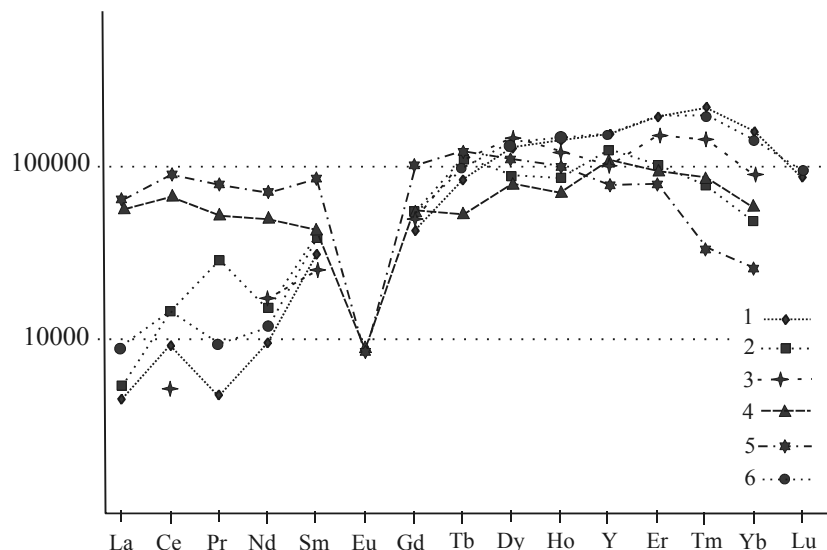


Рис. 2. Распределение REE (нормализованы по хондриту [9]) в минералах пегматитового тела “Цирконовое”

1 – фторталенит-(Y), среднее из двух анализов; 2 – гадолинит-(Y) - 1; 3 – фергусонит-(Y); 4 – бритолит-(Y); 5 – гадолинит-(Y) - 2; 6 – бритолит-(Y) в талените.

Кристаллический бритолит-(Y)

Как указывалось, при макроскопическом изучении образцов были выявлены неоднородные по цвету выделения фторталенита, при детальном исследовании оказавшиеся сростанием двух минеральных фаз. Рентгенометрически установлено, что фаза молочно-белого цвета в краевой зоне представляет собой фторталенит. Фаза светло-кремового цвета из центральных зон (рис. 1 б – светло-серая в отраженных электронах) исследовалась в естественном состоянии и после нагревания (900 °C, 1 час). Рентгенограмма порошка этой фазы (табл. 3) близка рентгенограммам минералов группы бритолита. Предполагая принадлежность минерала к гексагональной сингонии с пространственной группой $R\bar{6}_3/m$, произведено уточнение параметров элементарной ячейки по 20 независимым отражениям. Рентгенограмма хорошо индицируется со следующими значениями: $a = 9.41(1) \text{ \AA}$, $c = 6.81(1) \text{ \AA}$. Прокаливание при 900 °C в течение 1 час не изменило характер картины, но параметры ячейки несколько уменьшились: $a = 9.39(1) \text{ \AA}$, $c = 6.77(1) \text{ \AA}$. На рентгенограмме наблюдаются два неиндицируемых отражения (*курсив*), которые, возможно, принадлежат примеси монацита.

Таблица 3. Рентгенограмма порошка фазы “X”.

I	D _{obs} , Å	D _{calc} , Å	hkl	I	D _{obs} , Å	D _{calc} , Å	hkl
4	4.75	4.705	110	1	2.124	2.124	302
4	4.10	4.075	200	2	2.075	2.045	113
4	3.88	3.871	111	4	2.042	2.037	400
4	3.52	3.497	201	3	1.951	1.952	401
4	3.43	3.405	002	6	1.933	1.935	222
3	3.32			4	1.88	1.883	312
7b	3.11	3.142	102	6	1.827	1.827	213
		3.080	210	5	1.805	1.803	321
1	2.89			5	1.776	1.778	410
10	2.81	2.806	211	6	1.745	1.748	402
		2.758	112	3	1.73	1.742	303
6b	2.72	2.716	300	3	1.698	1.703	004
1	2.61	2.613	202	2	1.667	1.667	104
1	2.351	2.352	220	2	1.64	1.639	322
5	2.26	2.260	310	2	1.623	1.629	500
1	2.2	2.187	103	3	1.566	1.568	330
3	2.136	2.145	311	4	1.525	1.528	331

Условия съемки: камера РКД – 57.3 мм, Fe K α -излучение.

Кристаллохимическая формула бритолитовой фазы во фторталените (табл. 1, ан. 5) рассчитана по части катионов в теоретической формуле $\text{Ca}+\text{Y}+\text{REE} = 5$: $(\text{Y}_{2.84}\text{REE}_{0.99}\text{Ca}_{0.59}\text{Na}_{0.43}\text{Fe}_{0.10}\text{Mn}_{0.06})_{5.01}[\text{Si}_{13.01}\text{O}_{12}](\text{F},\text{O},\text{OH})$. Распределение REE в фазе близко к спектру фторталенита-(Y) и существенно отличается от бритолита-(Y) (рис. 2), образующего самостоятельные выделения в породах пегматитового тела “Цирконовое”.

Выявленная во фторталените-(Y) фаза уникальна кристаллическим состоянием. Прокаливание не меняет ее дифракционную картину. По составу фаза является чисто силикатной, в ней полностью отсутствует P. Расчет формульных коэффициентов указывает на полное заполнение тетраэдрической позиции кремнием ($\text{FK}_{\text{Si}} = 3.01$), что также исключает вхождение в нее B и S, как это происходит, например, во фторэллестадите и тритомите-(Ce). При этом Ca содержится в малых для бритолитов количествах, изоморфно замещаясь REE. Для компенсации валентности при $\text{Ca}^{2+} \leftarrow \text{REE}^{3+}$ в минерал в существенных количествах входит Na. Таким образом, на данном этапе исследований, основываясь на полученных результатах, литературных данных и официально утвержденных минеральных видах группы бритолита, фаза может быть определена как чисто силикатный, не содержащий фосфора бритолит-(Y).

Заключение

1. Впервые в породах пегматитового тела “Цирконовое” выявлен редкий силикат иттрия – фторталенит-(Y). Особенности химического состава минерала сближают его с таленитом из метасоматических образований. Спектр распределения REE однотипен со спектрами первой генерации других иттриевых минералов – гадолинита-(Y) и фергусонита-(Y), и отличается от гадолинита-(Y) второй генерации и бритолита-(Y). Тесная пространственная связь фторталенита-(Y) с кварц-цирконовыми агрегатами и особенности его состава подтверждают ранее сделанный вывод о метасоматической природе агрегатов как продуктов замещения ранних минералов, предположительно – эвдиалита [4].

2. В сростаниях с фторталенитом установлен бесфосфорный бритолит-(Y). Необычность находки заключается в природном кристаллическом состоянии фазы и особенностях химического состава, указывающих на чисто силикатный состав минерала при исчезающе малом для бритолитов содержании Ca. Эта находка также представляет собой крайне редкий случай непосредственного сростания иттрий-редкоземельных минералов, несмотря на их разнообразие и тесную ассоциацию [2].

Список литературы

1. Волошин А.В., Пахомовский Я.А., Тюшева Ф.Н. Кейвиит-(Y) - новый иттриевый диортосиликат и таленит из амазонитовых пегматитов Кольского п-ова. Диорто- и триортосиликаты иттрия // Минер. журнал. 1985. Т. 7. № 6. С. 79-94.
2. Волошин А.В., Пахомовский Я.А. Минералы и эволюция минералообразования в амазонитовых пегматитах Кольского п-ова. Л.: Наука, 1986. 168 с.
3. Волошин А.В., Пахомовский Я.А. Фторталенит-(Y) – новый минерал из амазонитовых рандпегматитов Кольского п-ова // Докл. АН СССР. 1997. Т. 354. № 1. С. 77-78.
4. Волошин А.В., Лялина Л.М., Савченко Е.Э., Селиванова Е.А. Необычные кварц-цирконовые агрегаты в пегматите Белых тундр. Псевдоморфозы и генезис // Минералогия во всем пространстве сего слова. Тр. I Ферсмановской научн. сессии. Апатиты, 22-23 апр. 2004 г. Апатиты: К & М, 2004. С.48-50.
5. Волошин А.В., Лялина Л.М., Савченко Е.Э. Гадолинит-(Y) с необычным Y-REE соотношением в щелочно-гранитных пегматитах, Кольский полуостров // Минералогия во всем пространстве сего слова. Тр. II Ферсмановской научн. сессии. Апатиты, 18-19 апр. 2005 г. Апатиты: К & М, 2005. С. 41-42.
6. Лялина Л.М., Волошин А.В. Внутригранитное пегматитовое тело в массиве Белых тундр и его минералы // Минералогия во всем пространстве сего слова. Тр. I Ферсмановской научной сессии. Апатиты, 22-23 апр. 2004 г. Апатиты: К & М, 2004. С. 72-73.
7. Скоробогатова Н.В., Костин Н.Е., Сидоренко Г.А., Столярова Т.И. Таленит из альбититов Восточной Сибири // Докл. АН СССР. 1964. Т. 155. № 1. С. 100-103.
8. Fitzpatrick J., Pabst A. Thalenite from Arizona // Amer. Miner. 1986. V 71. P 188-193.
9. Nakamura N. Determination of REE, Ba, Fe, Mg, Na and K in carbonaceous and ordinary chondrites // Geochim. Cosmochim. Acta. 1974. V 38. N 5. P 757-775.

БЕХОИТ $\text{Be}(\text{OH})_2$ САХАРЬОКСКОГО ЩЕЛОЧНОГО МАССИВА, КОЛЬСКИЙ ПОЛУОСТРОВ – ПЕРВАЯ НАХОДКА

Л.М. Лялина, Е.А. Селиванова, Е.Э. Савченко, Д.Р. Зозуля

Геологический институт КНЦ РАН, Анатомы, lialina@geoksc.apatity.ru

До настоящего времени известна только одна находка бехоита в пегматитах шт. Техас, США [4]. Впервые присутствие природной фазы $\beta\text{-Be}(\text{OH})_2$ установлено Дж. Монтойя в измененных туфах шт. Юта, США [6], им же предложено название минерала по составу – beryllium hydroxide – behoite. В литературе можно встретить еще одно месторождение бехоита – сиенитовые пегматиты р-на Осло, Норвегия [5,7], где минерал только упоминается, но не приводится каких-либо его характеристик. Существует моноклинная природная модификация клинобехоит $\text{Be}(\text{OH})_2$, обнаруженная в единственном месторождении мира – десилицированных пегматитах Мурзинского р-на на Урале [3]. Настоящая находка бехоита – первая в России.

Сахарьокский щелочной массив

Сахарьокский массив расположен в южной части Западнокейвского массива щелочных гранитов – крупнейшего в пределах Кейвского террейна. Сахарьокский массив является интрузией трещинного типа – его образование связано с внедрением щелочной магмы по вертикальным разломам между щелочными гранитами и гнейсо-диоритами в виде протяженных, свыше 7 км, крутопадающих дайкообразных тел (рис. 1). Максимальной ширины (1.5-2 км) массив достигает в северной части. Он сложен преимущественно нефелиновыми и щелочными сиенитами и щелочными габброидами – эссекситами [1]. Результаты изотопно-геохимического датирования указывают на архейский возраст (2682-2613 млн лет) кристаллизации пород [8].

Нефелиновые сиениты Сахарьокского массива содержат комплексное REE-Zr ору-денение, являющееся на сегодняшний день одним из наиболее перспективных коренных источников циркона в России [2]. В пределах нефелиновых сиенитов также располагаются крупные, каплевидной формы (размером до 80 × 200 м) выходы эссекситов (флогопитомфацитовое габбро). Для данных пород предполагается вынос в виде ксенолитов из “эклогитовой верхней мантии” [1]. Н по результатам бурения (отчет МГРЭ, 2002), “ксенолитовая” природа выходов щелочных габброидов вызывает сомнения, т.к. они существенно увеличиваются по мощности с глубиной и могут представлять одну из магматических фаз интрузива.

Тела эссекситов зональны: в центральной части они сложены существенно пироксеновыми разновидностями, в контактах с нефелиновыми сиенитами амфиболизированы и ослюденены, секутся прожилками полевошпат-нефелинового и содалитового состава. В западной краевой части южного выхода эссекситов обнаружено крупное (2 × 3 м) тело пегматита, сложенного главным образом нефелином, пироксеном (омфацит, эгирин-авгит), канкринитом, альбитом и анальцимом. От вмещающих пород тело пегматита отделяет слюдяная оторочка мощностью 10-15 см. Из аксессуарных минералов в пегматите обнаружены мелифанит, флюорит, анальцим, минералы группы апатита, бритолита, циркон и сульфиды [1].

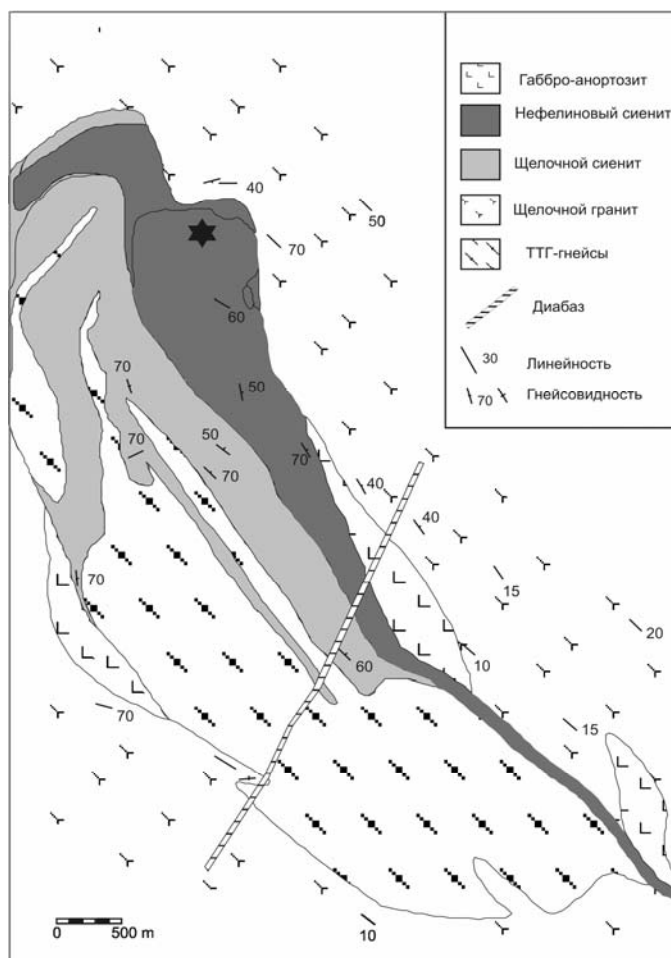


Рис. 1. Геологическая схема Сахарьокского щелочного массива [1].

Звездочкой показаны эссекситы с Be минерализацией.

Звездочкой показаны эссекситы с Be минерализацией.

Бехоит в пегматитах щелочных габброидов Сахарйокского массива

Пегматитовое тело эссекситов характеризуется сильной неоднородностью распределения минералов. Выделяются анхимономинеральные зоны, сложенные главным образом эгирин-авгитом с небольшим содержанием анальцима и мелифанита. Эти меланократовые зоны чередуются с лейкократовыми (белорозового цвета), где главными минералами являются анальцит и нефелин с резко подчиненным количеством слюды, пироксена и мелифанита.

Бехоит установлен в меланократовых участках в пустотах растворения между идиоморфными кристаллами эгирин-авгита. Он образует порошковидные агрегаты коричневатого цвета в тесной ассоциации с другим

вторичным минералом – пренитом. Идентификация минерала проводилась на основе сравнения его порошковой рентгенограммы с рентгенограммой бехоита из шт. Техас, которое показало очень близкое соответствие. Отражения проиндцированы по аналогии с синтетической фазой β -Be(OH)₂ (39-1411 JCPDS) (табл. 1).

К сожалению, прямыми методами определить состав минерала не удалось. С помощью сканирующего электронного микроскопа LEO-1450 с энергодисперсионным детектором, позволяющим проводить качественный анализ фаз (определяются элементы с № 5 – В), в спектре установлено лишь присутствие O₂, что можно рассматривать как косвенное подтверждение бехоита.

Появление бехоита в пегматитах щелочных габброидов следует связывать с изменением первичного минерала Be – мелифанита. Большинство Be минералов – берилл, хризоберилл, фенацит, мелифанит – весьма устойчивы к вторичным изменениям. Но длительность геологических процессов, воздействовавших на архейские породы Сахарйокского массива, оказалась достаточной, чтобы разрушить такой прочный минерал как мелифанит. Be в природных растворах содержится в низких концентрациях, т.к. быстро удаляется из них в виде нерастворимого гидроксида [4].

Таким образом, в породах щелочного массива Сахарйок, Кольский п-ов установлен крайне редкий минерал бехоит Be(OH)₂, являющийся продуктом изменения первичного Be минерала мелифанита. Вероятно, он является конечной фазой изменения мелифанита и не исключает возможности нахождения других, промежуточных, продуктов.

Таблица 1. Сравнение рентгенограмм порошка бехоита из пегматита эссексита Сахарйокского массива (I) и бехоита из Техаса (II).

I		II		hkl
I	D _{obs} , Å	I	D _{obs} , Å	
8	3.84	vs	3.88	110
		vs	3.83	011
5	2.95	m	2.95	111
5	2.79	m	2.79	021
10	2.39	vs+	2.39	121
		vw	2.32	200
1	2.27	w	2.28	002
5	2.206	mw	2.20	210
2	2.171	vw	2.17	012
1	2.098	vw+	2.10	130,031
1	2.027	w	2.04	102
4	1.979	m	1.99	211
4	1.958	m	1.96	112
4	1.906	mw	1.91	022,131
3b	1.779	vw	1.78	221
		vw	1.77	122,040

Условия съемки – камера РКД 57.3 мм, Fe K_α-излучение.

Список литературы

1. Батиева И.Д., Бельков И.В. Сахарйокский щелочной массив, слагающие его породы и минералы // Апатиты: КФ АН СССР, 1984. 133 с.
2. Виноградов А.Н., Батиева И.Д., Зозуля Д.Р. и др. Комплексное редкоземельно-циркониевое оруденение Сахарйокского щелочного массива // Минер. сырье. 2000. № 7. С. 25-34.
3. Волошин А.В., Пахомовский Я.А., Рогачев Д.Л. и др. Клинобехоит – новая природная модификация Be(OH)₂ из десилицированных пегматитов // Минерал. журнал. 1989. Т. 11. № 5. С. 88-95.
4. Ehlmann A.J., Mitchell R.S. Behoite, beta-Be(OH)₂, from the Rode Ranch pegmatite, Llano County, Texas // Amer. Miner. 1970. V 55. N 1-2. P 1-9.
5. Larsen A.O., Asheim A., Raade G., Taft J. Tvedalite, (Ca,Mn)₄Be₃Si₆O₁₇(OH)₄×3H₂O, a new mineral from syenite pegmatite in the Oslo Region, Norway // Amer. Miner. 1992. V 77. P 438-443.
6. Montoya J.W., Baur G.S., Wilson S.R. Mineralogical investigation of beryllium-bearing tuff, Honeycomb Hills, Juab County, Utah // U.S. Bur. Mines Rep. Invest. 1964. N 6408. P 1-11.
7. Raade G., Mladeck H. Chiavennite from syenite pegmatites in the Oslo Region, Norway // Amer. Miner. 1983. V 68. P 628-633.
8. Zozulya D.R., Bayanova T.B., G. Nelson Eby. Geology and Age of the Late Archean Keivy Alkaline Province, Northeastern Baltic Shield // J. of Geol. 2005. V 113. P 601-608.

МИНЕРАЛОГИЯ ПОРОД ЭНДОКОНТАКТА ЦАГИНСКОГО ГАББРО-ЛАБРАДОРитОВОГО МАССИВА, КОЛЬСКИЙ ПОЛУОСТРОВ

А.В. Мокрушин

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

Цагинский массив, вмещающий месторождение Ti-V руд, расположен в центральной части Кольского п-ова и является крупнейшей на Балтийском щите интрузией габбро-лабрадоритов. Они локализованы главным образом в Верхне-Понойском блоке Кейвской структуры и вдоль ее северной границы с Мурманским блоком. К габбро-лабрадоритовой формации также относятся массивы: Магазин-Мусюр, Ачинский, Пачинский, Ельозерский, Щучьеозерский и г. Патчем-варек. Их возраст 2668-2659 млн лет [2, 3]. Возраст циркона из неизмененных габброноритов краевой части Цагинского массива 2668 ± 12 млн лет [1]. Архейские габбро-лабрадориты Кейвского террейна отличаются от аналогичных пород западной части Кольского п-ова устойчивой пространственной связью с монцонитами, щелочными гранитами и сиенитами, более железистым и щелочным составом мафической серии, глубоко проявленной дифференциацией, промышленными масштабами Fe-Ti оруденения и более низкой степенью метаморфизма.

Цагинский массив протягивается в меридиональном направлении на 23 при ширине 9 км. Общая площадь массива 170 км². На эрозионной поверхности он имеет форму овала и характеризуется асимметричным строением. Породы центральной части характеризуются пологим и горизонтальным залеганием. Угол падения габброидов в краевой части до 40-45°. Общая картина геологического строения массива осложнена блоковыми тектоническими нарушениями и имеет в целом мозаичный вид. Центральная часть сложена гиганто- и крупнозернистыми лейкогаббро и габбро-лабрадоритами. В разрезах по скважинам породы центрального комплекса находятся в полосчатом переслаивании с титаномagnetитовыми габбро, пироксенитами, оливинитами и сплошными титаномagnetитовыми рудами. В краевой части габбро и габбронориты перемежаются с троктолитами, плагиоклазитами, оливинитами, клинопироксенитами, в т.ч. оруденелыми. На поверхности переход от краевой части к центральной устанавливается по горизонту переслаивания лейкогаббро, габбро-лабрадоритов с мезократовыми габбро и габброноритами. Цагинский массив приурочен к глубинному разлому меридионального простирания в гнейсо-гранитах Центрально-Кольского блока. Судя по общему структурно-геологическому положению, гнейсо-граниты являются его основанием. Кровля интрузива представлена гнейсами Кейвской структуры, ксенолиты которых встречаются в породах массива и закартированы на контакте с массивом в его северо-восточной части [4].

На северо-востоке с Цагинским массивом контактируют щелочные граниты Западно-Кейвского массива, представленного пластовой интрузией, подошвой которой являются породы архейского фундамента, а в кровле расположены породы кейвского сланцевого комплекса. Возраст щелочных гранитов укладывается в интервале 2751 – 2654 млн лет [3]. Щелочные граниты в виде жил различной мощности и протяженности секут породы габбро-лабрадоритового массива.

На контакте со щелочными гранитами породы Цагинского массива претерпели активные метасоматические изменения с образованием гибридных пород ряда габбро-сиенитов и роговообманковых сиенитов. Гибридные породы и менее измененные эндоконтактовые породы широко представлены в серии обнажений г. Лесная Варака в СВ части массива. Метасоматические изменения выражаются в альбитизации плагиоклаза, новообразовании амфибола и кварца. Главными минералами эндоконтактовых пород являются плагиоклаз, ромбический и моноклинный пироксены. Второстепенными и акцессорными минералами пород являются биотит, апатит, шпинель, кварц, ильменит, пирротин. В качестве вторичных минералов присутствуют обыкновенная роговая обманка, биотит, актинолит, тремолит, хлорит, гранат, кварц, эпидот.

Плагиоклаз представлен чаще таблитчато-призматическими кристаллами размером 0.5-1 см, редко изометричными и ксеноморфными зернами. Он идиоморфен по отношению к ромбическому и моноклинному пироксену. Мелкие хорошо образованные таблицы плагиоклаза включены в эти минералы. Плагиоклаз содержит включения зерен титаномagnetита (до 0.5 мм). Плагиоклаз обнаруживает слабую нормальную зональность, состав его меняется от лабрадора (54-65 % анортита) до лабрадор-андезина (40-45 % анортита). В сиенитизированных среднезернистых габброидах эндоконтактовых зон массива количество анортита в плагиоклазе иногда уменьшается до 40, иногда 24 %. При этом характерным является сосуществование в одном образце измененных габбро и лабрадоритов незональных зерен плагиоклаза с составом, разнящимся на 10-20 номеров. В линейных тектонических зонах кристаллы плагиоклаза претерпевают дробление и изменение состава при образовании вторичных минералов. При слабом динамометаморфизме пород проявляются деформация плагиоклаза и незначительный катаклаз. По образующимся трещинкам

происходит смещение частей зерен относительно друг друга, в пространстве между ними образование мелкообломочной полевошпатовой массы (рис. 1 а).

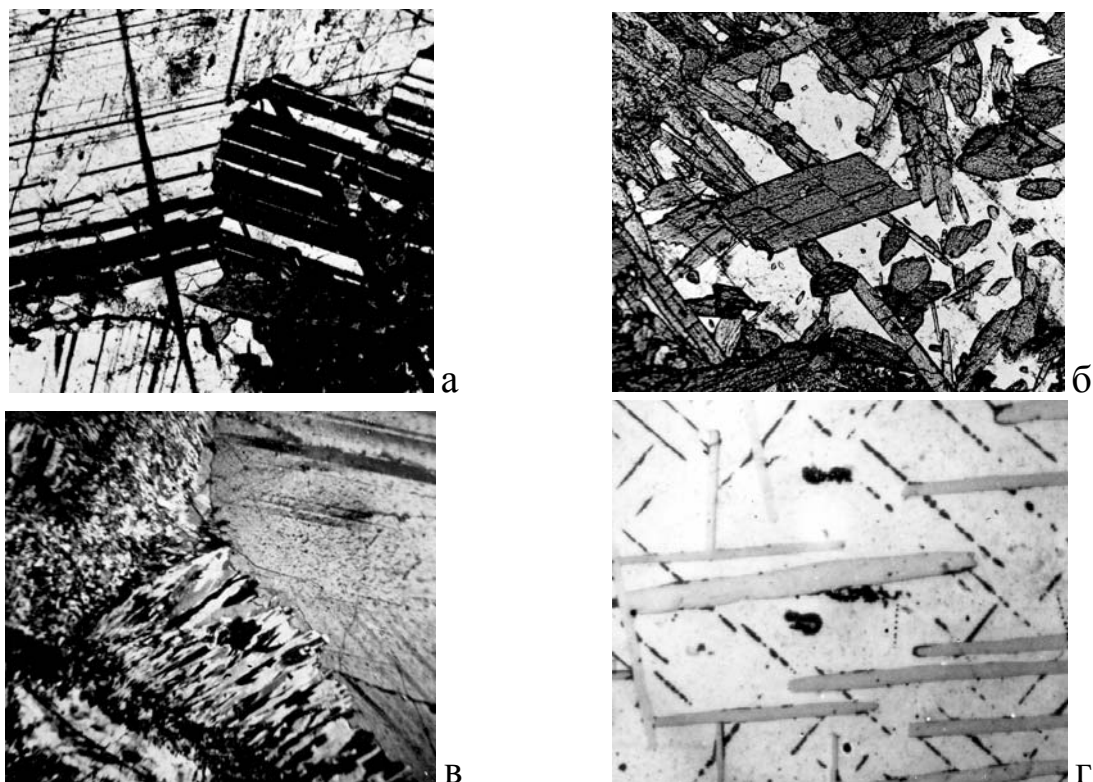


Рис. 1. Главные и вторичные минералы эндоконтактных пород Цагинского массива.

Фото прозрачных (а, б, в) и полированного (г) шлифов: а - частичное дробление таблитчатых кристаллов плагиоклаза; б - рост кристаллов роговой обманки на границе замещенного зерна моноклинового пироксена и плагиоклаза; в - келифитовая кайма из актинолита на границе зерен плагиоклаза и авгита; г - структура распада твердого раствора в титаномагнетите (белое – магнетит, серое – ильменит, черное – шпинель).

Ромбический пироксен представлен изометричными зернами, более ксеноморфными, чем плагиоклаз, но идиоморфными по отношению к моноклиному пироксену. Размер зерен 0.5-1 мм. Минерал по составу отвечает гиперстену с содержанием ферросилита 33-54 %.

Обычная и преобладающая форма выделения *моноклинового пироксена* - неправильные ксеноморфные зерна, часто наполненные включениями титаномагнетита. В эндоконтактных породах он отвечает по составу авгиту. Размер зерен ~ 0.5 мм. В минерале к трещинкам отдельности по (100), реже (001) приурочены выделения тонких пластинок магнетита. На границе с таблитчатыми кристаллами плагиоклаза и титаномагнетита развиты тонкие (0.2 мм) келифитовые каймы из актинолита и хлорита. Выделяются три генетические разновидности моноклинового пироксена: 1) реакционные коронитовые каймы вокруг изометричных зерен оливина; 2) самостоятельные зерна; 3) продукт распада твердого раствора двух пироксенов, для которого характерны пластинчатые и каплевидные выделения моноклинового пироксена в гиперстене, располагающиеся по плоскостям (010), реже (001). Вростки моноклинового пироксена в зернах гиперстена ориентированы в одном направлении и гаснут одновременно.

Обыкновенная роговая обманка является основным вторичным минералом пород, претерпевших автометаморфические изменения, дислокационный и региональный метаморфизм. Роговая обманка, замещающая моноклиновый пироксен, наследует его ксеноморфные формы. При усилении метаморфизма вокруг крупных зерен роговой обманки на границе с плагиоклазом происходит рост ее мелких игольчатых кристаллов, которые врастают в зерна плагиоклаза. Одновременно в зернах плагиоклаза по спайности и двойниковым швам, а также среди гранулированной полевошпатовой массы образуются призмочки роговой обманки темно-зеленого цвета. Размеры последних достигают в длину 0.5 см. Более поздняя сиенитизация ранее метаморфизованных эндоконтактных пород обуславливает рост зерен роговой обманки с образованием крупных кристаллов удлиненно-призматического габитуса, которые равномерно рассеяны в массе преобразованной породы (рис. 1 б). Кристаллы роговой обманки достигают в длину 2-3 и в поперечнике 1 см. Цвет роговой обманки в зернах темно-зеленый с характерным синеватым оттенком различной интенсивности. На составе роговых обманок главным образом сказыва-

ется первичный состав породы, степень метаморфизма и последующая перекристаллизация в связи с метасоматическими преобразованиями пород под влиянием щелочных гранитов. В метаморфизованных габброидных породах роговые обманки обладают повышенной железистостью.

Актинолит как реакционный минерал входит в состав келифитовых кайм на границе зерен плагиоклаза с авгитом и рудными минералами (рис. 1 в). Он представлен удлинено-призматическими игольчатыми кристаллами зеленого или бледно-зеленого цвета, длина которых колеблется от долей мм до 1.5-2.0 мм. *Тремолит* развивается по оливину, пироксену и плагиоклазу вместе с серпентином и хлоритом, образуя тонкопластинчатые спутано-волокнистые агрегаты бледно-зеленого цвета. Зерна тремолита по спайности насыщены мельчайшими пластинками магнетита и ильменита. Образование их связано с высвобождением Fe и Ti из первичных темноцветных минералов, ставших избыточными при развитии новых минеральных видов – хлорита и тремолита.

Биотит представлен в келифитовых каймах с актинолитом, хлоритом и гранатом. Листочки биотита нарастают на рудные минералы. Они имеют темно-коричневый цвет с плеохроизмом в коричневых тонах. В сиенитизированных породах его интенсивное развитие наблюдается в гранулированной полевошпатовой массе, иногда с образованием крупных линзовидно-удлиненных скоплений.

Кварц как первичный минерал в виде ксеноморфных зерен встречается в эндоконтактных габбро и габбро-норитах. В сиенитизированных породах он образует симплектитовые сростания с плагиоклазом на границе с зернами амфибола.

Гранат в сиенитизированных породах встречается редко как реликтовый метаморфогенный минерал в ассоциации с амфиболом. Он представлен округлыми зернами до 2-3 мм в поперечнике. Во внутренних частях зерен встречаются включения кварца, магнетита и биотита.

Рудные минералы встречаются в незначительных количествах и представлены титаномагнетитом и пирротинном. Кроме этого, в условиях метаморфизма распад структуры твердого раствора пластинчатого ильменита и шпинели в титаномагнетите приводит к обособлению свободных зерен магнетита, ильменита и шпинели (рис. 1 г). Выделения шпинели как твердого раствора в титаномагнетите в поперечных срезах дают овальные, веретенообразные, квадратные и крестообразные формы. Размер 0.02-0.25 мм. Ксеноморфные зерна *ильменита* располагаются между зернами титаномагнетита с наибольшей концентрацией на границе с силикатными минералами. Размер зерен 1-3 мм. В зернах ильменита часто присутствуют крупные пластинки магнетита и более мелкие выделения шпинели. *Пирротин* представлен изометричными зернами в агрегатных скоплениях. Размер зерен 0.1-0.5 мм. В пирротине присутствуют мелкие включения пентландита и халькопирита.

Работа выполнена при финансовой поддержке научной школы НШ-1413.2006.5 и Государственного контракта с Федеральным агентством по науке и инновациям № 02.445.11.7403.

Список литературы

1. Лиферович Р.П., Баянова Т.Б. Цагинский массив: геохимические особенности, возрастные данные // Геология Балтийского щита и других докембрийских областей России. Матер. IX научн. конф. Апатиты: КНЦ РАН, 1995. С. 20-25.
2. Митрофанов Ф.П., Балаганский В.В., Балашов Ю.А. и др. U- Pb возраст габбро-анортозитов Кольского п-ова // Докл. РАН. 1993. Т. 331. № 1. С. 95-98.
3. Пожиленко В.И., Гавриленко Б.В., Жиров Д.В., Жабин С.В. Геология рудных районов Мурманской обл. Апатиты: КНЦ РАН, 2002. 359 с.
4. Юдин Б.А. Габбро-лабрадоритовая формация Кольского п-ова и ее металлогения. М.: Наука, 1980. 168 с.

НАХОДКА ХОУЛИИТА CdS В КЕЙВСКОЙ СТРУКТУРЕ

Ю.Л. Войтеховский ¹, И.С. Нестеренко ²

¹ Геологический институт КНЦ РАН, ² Апатитский филиал Мурманского гостехуниверситета, Апатиты

Во время экспедиционных работ Геологического института КНЦ РАН на Кейвской структуре вблизи г. Червурта в 2006 г. обнаружен керн буровой скважины, пройденной в 1960-х гг. для оценки перспектив одноименного месторождения кианита. Его значительную часть (15-20 об. %) составляют прожилки и массивные выделения сульфидов (пирротина и, в подчиненном количестве, халькопирита) в кварце. Микроскопический анализ образцов показал, что в кварце имеются реликты кианитовых сланцев, что позволяет относить их к границе пачек А и Б червуртской свиты кейвского сланцевого комплекса. Кроме пирротина и халькопирита, в небольшом количестве установлены пентландит (пламевидные вроски в пирротине), миллерит (по пентландиту), магнетит (по границам зерен сульфидов и трещинам в них), ильменит (убогая вкрапленность в силикатах) и (вторая находка на Кольском п-ове) минеральная фаза CdS [1]. Она обладает кубической (хоулит) и гексагональной (гринокит) структурными разновидностями [2]. По наблюдениям в нескольких зернах, фаза изотропна и диагностирована как хоулит.

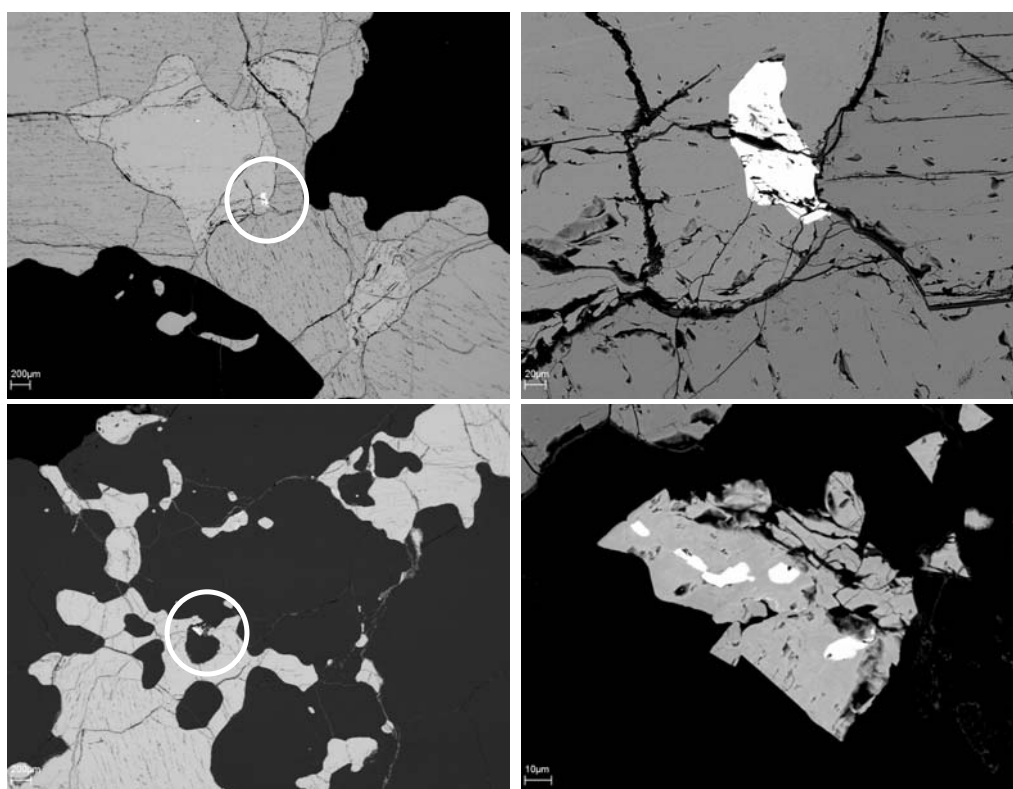


Рис. 1. Вверху: слева – халькопирит-пирротинный прожилок в кварцевой жиле, в кружке – хоулит в халькопирите на границе с пирротинном; справа – хоулит (светлое) в халькопирите на границе с пирротинном. Внизу: слева – пирротинный прожилок в кварцевой жиле, в кружке – сфалерит в кварце; справа – сфалерит (серое) с выделениями хоулиита (светлое).

Таблица 1. Химические составы минералов.

	S	Mn	Fe	Co	Ni	Cu	Zn	Cd	Σ
пирротин	38.829	0.000	60.106	0.098	0.081	0.000	0.000	0.000	99.114
халькопирит	35.027	0.000	30.319	0.000	0.000	34.792	0.000	0.000	100.138
сфалерит	33.448	0.053	11.257	0.000	0.000	0.000	54.303	1.656	100.716
хоулит	24.189	0.175	5.118	0.000	0.000	0.000	10.731	59.117	99.330

Аналитик – к.г.-м.н. Я.А. Пахомовский, Геологический институт КНЦ РАН, MS-46 “Cameca”.

О первой находке фазы CdS на Кольском п-ове в редкометалльных пегматитах Вороньих тундр сообщено в работе [1]. Авторы статьи не указывают на принадлежность фазы к хоулииту из-за весьма малых (субмикронных) размеров вкрапленности в альбите. В нашем случае фаза CdS образует самостоятельные зерна в халькопирите размером до 200 мкм и сыпь мелких, порядка 10-20 мкм, выделений в сфалерите (рис. 1), напоминающих структуру распада, ранее не описанную. Химические составы пирротина, халькопирита, сфалерита и хоулиита даны в табл. 1. Составы пирротина и халькопирита стехиометричны и типичны для региона. Сфалерит характеризуется высокими содержаниями Fe и Cd, хотя примесь Cd в целом типична для минерала. По сравнению с имеющимися немногочисленными составами хоулиита [2], обнаруженная фаза обогащена Fe и Cd. Отметим также примесь Mn, не установленную другими авторами.

Сообщается [2], что хоулит может образоваться как вторичный минерал. По нашим наблюдениям, он находится в парагенетических отношениях с главными сульфидами и образуется вместе с ними в гидротермальном процессе, возможно, в результате распада твердых растворов с халькопиритом и сфалеритом. Находка хоулиита на Кейвской структуре может иметь промышленное значение, если дальнейшие исследования выявят региональную распространенность зон сульфидизации.

Список литературы

1. Волошин А.В., Пахомовский Я.А. Самородные элементы, интерметаллические соединения, сульфиды и их аналоги в редкометалльных и амазонитовых пегматитах // Минералогические критерии комплексной оценки минерального сырья Кольского п-ова. Апатиты: КФ АН СССР, 1982. С. 67-79.
2. Минералы кадмия // Геохимия, минералогия и генетические типы месторождений редких элементов. Т. II. Минералогия редких элементов / Ред. К.А. Власов. М.: Наука, 1964. С. 553-560.

О ПОНЯТИИ “ВИД” И МЯГКОМ ПОРЯДКЕ В ПРИРОДЕ

Н.Л. Смирнова

МГУ, Москва

Одним из важнейших понятий систем является вид. Это низший таксон в любой классификации. Рассмотрим понятие вид на примере минерального вида. Это тем более важно, что в настоящее время в связи с обнаружением минералов малых размеров снова возникли дискуссии на тему, что же понимать под минеральным видом. Понятие вид объединяет объекты в множества.

В системе химии объектами являются химические соединения. Они определяются составом и структурой. Минерал – это всегда в первую очередь химическое соединение, дальтонид или бертолид. Минеральный вид отображается дескриптором – кристаллохимической идеальной формулой структурного типа. Химический состав и структура соединения могут изменяться. Как определить границы изменений, при которых соединение остается самим собой? В химии для этого строят диаграммы состояния. Но не для всех систем они построены. Как быть, если соединение – это минерал с большим числом изоморфных примесей, диаграммы состояния для него нет и неизвестно, когда она будет установлена? Будем исходить из того, что химическое соединение существует в виде полиморфной модификации. Соединение всегда относится хотя бы к одной полиморфной модификации, но может иметь несколько. Пока полиморфная модификация не изменилась, химическое соединение остается самим собой. Это значит, что относящаяся к одному и тому же структурному типу совокупность изоморфных и структурных разновидностей химического соединения принадлежит одному минеральному виду. Наряду с многочисленными разновидностями, образующими ограниченные твердые растворы, возможно их меньшее число, представляющих собой непрерывный твердый раствор. Каждая такая разновидность принадлежит двум видам. Но это очевидно, если хотя бы химически установлен непрерывный твердый раствор. Для природных соединений – минералов – это редчайшая роскошь. Поэтому Международной комиссией по новым минералам введен чисто формальный признак. К одному минеральному виду относят все разновидности, в которых содержание примесей менее 50 %. В противном случае следует говорить о новом минеральном виде. Это единственная возможность определять новые минералы – природные химические соединения в разумных пределах времени. Конечно, при таком формальном отношении возможны накладки. Но со временем они будут устранены. Ранее нами было предложено рассматривать не занятые атомами позиции как особый сорт атомов. В этом случае нет разницы между изоморфизмом замещения и внедрения-вычитания. Но при непрерывном изоморфизме крайние химические соединения относятся к одному структурному типу, а при непрерывном твердом растворе внедрения или вычитания – к разным структурным типам. И в этом случае деление непрерывного твердого раствора на две половины приобретает уже не только формальный смысл. Полиморфные разновидности данного соединения-минерала, в т.ч. аморфные, жидкие и газообразные относятся к одному сводному минеральному виду проле [1] (термин взят нами из биологической классификации [2]). К одному минеральному виду проле – кремнезем SiO_2 относятся все полиморфные кристаллические и некристаллические разновидности SiO_2 (кварц, кристобалит, тридимит, стишовит, опалы, стекла и т.д.). К одному виду проле углерод относятся алмаз, графит, фуллерены, уголь, сажа и т.д. Таким образом, к минеральному виду проле относятся все минеральные виды, а также жидкие, газообразные, аморфные вещества одного химического состава.

В пределах минерального вида реализуется жесткая скелетная и мягкая пластическая части, позволяющие в границах жесткой схемы реализовать изоморфные замещения, топологические деформации в более или менее широких пределах. При этом структурные типы имеют различные возможности. Например, структурный тип перовскита с маленькой элементарной ячейкой имеет значительно меньшие возможности для пластического перехода без изменения симметрии, параметров решетки, чем эвдиалит с большими параметрами решетки и несколькими пустотами с разными координационными полиэдрами и числами. Поэтому к сводному структурному типу перовскита относится небольшое число производных структурных типов с разной симметрией, параметрами решетки, разными сверхструктурами и многочисленными соединениями. Сводный структурный тип эвдиалита с большой пластической частью реализует многообразие структурных типов в основном за счет изменения комбинаторики позиций, изменения значений их координат, приводящих к изменению координационных полиэдров в пределах одного каркаса без существенного изменения параметров решетки и симметрии. Минеральные виды, относящиеся к сводному структурному типу, принято называть перовскитоподобными, эвдиалитоподобными... Минеральные и биологические виды существуют во времени и пространстве, занимают ареалы, образуют популяции, геоценозы – породы, их совокупности – формации. Во времени и пространстве прослеживаются парагенезисы, генетические последовательности минералов. Все многообразие разновидностей, входящих в состав вида, реализуется в совокупности индивидов, зерен, особей. Каждый индивид, зерно, особь имеют область обитания.

Изоморфная примесь – это дефект. Дефект – то же, что и мутация, флуктуация состава, положения в пространстве, времени. В самом общем виде дефект – это случайность. Дефектность – отклонение от нор-

мы, несущественное (шум) или существенное. В пределах несущественной дефектности объект остается самим собой, т.е. относится к одному виду. Согласно Богданову, принцип Ле-Шателье относится ко всем системам, т.е. объект, система стремятся вернуться в исходное положение. При невозможности залечить дефекты из-за их величины или частоты встречаемости объект, система переходят в новое состояние либо распадаются на части. Можно ли говорить о дефектности при отсутствии дальнего порядка в жидком, газообразном, аморфном состоянии. Во всех этих системах наблюдается ближний, локальный порядок. Время его существования зависит от состояния (твердого, жидкого, газообразного). Локальное окружение определяет координационную сферу, число. Изучение координации показало, что последнее меняется в ограниченных пределах. Эта изменчивость дает возможность изменения организации элементов в условиях мягкого порядка. Рассмотрим его на поверхностях.

Все объекты имеют поверхности. Поверхности образуют систему. В этой системе можно выделить элементы, состоящие из петель, в частности п-гонов. Нами установлено, что упорядоченные (регулярные) поверхности идиоморфных кристаллов состоят из п-гонов с $n = 3-12, 14, 16, 18$. Поверхности из п-гонов представляются гранными формулами (ГФ), например тетраэдр $|3|<4>$, где $|3|$ - треугольная грань, $a<4>$ - их число. Кубооктаэдр имеет ГФ $|34|<86>$, что означает наличие в кубооктаэдре восьми 3-гонов и шести 4-гонов. Такими же формулами обозначаются составы координационных сфер (корон) вершин и граней кристаллов. Формулу $|3|<4>$ имеет корона вершины октаэдра, $|34|<22>$ корона вершины кубооктаэдра. Формула последовательности граней короны вершины (Вг) у октаэдра $|3|<4>$, у кубооктаэдра $|3434|<1111>$, у грани октаэдра (Гр) $|3|<3>$, кубооктаэдра 3 - $|4|<3>$ и 4 - $|4|<3>$. Буквенные формулы могут быть с коэффициентами $|a|<4>$, $|abab|<1111>$ и без них, например, $|a|$ и $|abab|$. Наряду с упорядоченными возможны частично упорядоченные и неупорядоченные поверхности. Они установлены в косной природе и живых организмах.

Ранее [3, 4] нами было рассмотрено несколько неупорядоченных поверхностей расплавов и организмов, образованных п-гонами. Они состоят из п-гонов с $n = 3-10$. Обнаружены также поверхности с окнами с $n > 10$ (11, 12-14, 16, 18, 21, 29), к которым примыкают п-гоны с $n = 3-7$. На поверхности (рис. 1) имеются окна замкнутые (озера 12, 16, 29) и открытые (заливы). Приводим буквенные формулы последовательностей вершин Вг и п-гонов Гр для рис.1. Полу жирно приведены КЧ: **Вг 3** $|a|<3>$, $|ab|<21>$, $|abc|<111>$ **4** $|ab|<31>$, $|abc|<211>$, $|abab|<1111>$, $|abac|<1111>$, $|abcd|<1111>$, **Гр 4** $|a|<4>$, $|ab|<31>$, $|abac|<1111>$, $|abcd|<1111>$, **5** $|a|<5>$, $|ab|<41>$, $|abc|<311>$, $|abc|<221>$, $|abab|<2111>$, $|abab|<1112>$, $|abac|<2111>$, $|abac|<1112>$, $|abcd|<2111>$, $|ababc|<11111>$, $|abacd|<11111>$, $|abcde|<11111>$, **6** $|ab|<51>$, $|abc|<411>$, $|abc|<321>$, $|abab|<3111>$, $|abac|<1113>$, $|abac|<3111>$, $|abac|<2211>$, $|abac|<2121>$, $|abcd|<3111>$, $|ababc|<21111>$, $|ababc|<11112>$, $|ababc|<12111>$, $|abacd|<21111>$, $|abacd|<11112>$, $|abcde|<21111>$, $|ababac|<111111>$, $|abacde|<111111>$, $|abcade|<111111>$, **7** $|abab|<3211>$, $|ababc|<31111>$, $|ababac|<121111>$, $|abacad|<121111>$.

На рис. 2 дана поверхность из п-гонов и пор. Нами определены числовые и буквенные формулы Вг и Гр для 3-8-гонов. Приводим 90 формул последовательностей для координационных чисел 3-8 (полу жирно).

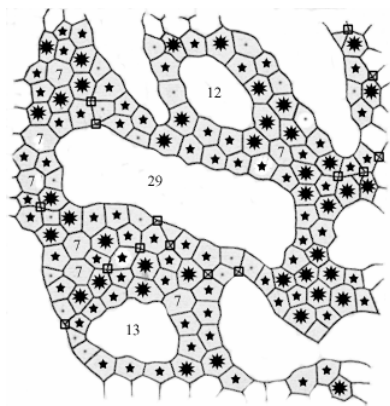


Рис. 1. Покрытие поверхности п-гонами с образованием озер и заливов.

Плитки со значением n равным 4 обозначены точкой, 5 – звездочкой, 6 – жучком, 7 – цифрой.

Этот список даем с указанием в фигурных скобках дифференцированных составов координационных сфер вершин и граней. Составам поставлены в соответствие последовательности граней-букв. В круглых скобках указано число формул: (3) **3** $\{3\}$ - aaa, $\{21\}$ - aab, $\{111\}$ - abc, (7) **4** $\{4\}$ - aaaa, $\{31\}$ - aaab, $\{22\}$ - aabb, abab, $\{211\}$ - abac, aabc, $\{1111\}$ - abcd, (12) **5** $\{5\}$ - aaaaa, $\{41\}$ - aaaab, $\{32\}$ - aaabb, aabab, $\{311\}$ - aaabc, aabac, $\{221\}$ - aabbc, abba, abac, $\{2111\}$ - abcd, abacd, $\{11111\}$ - abcde, (34) **6** $\{6\}$ - aaaaaa, $\{51\}$ - aaaaaab, $\{42\}$ - aaaaabb, aaabab, aabaab, $\{33\}$ - aaabbb, aababb, ababab, $\{411\}$ - aaaabc, aaabac, aabaac, $\{321\}$ - aaabbc, aababc, abaabc, aaabcb, aabbac, ababac, $\{3111\}$ - aaabcd, aabacd, abacad, $\{222\}$ - aabbcc, ababcc, abacbc, abcabc, $\{2211\}$ - aabbcd, aabccd, abaccd, abbacd, abacdd, ababcd, abacbd, abacdc, abcabd, $\{21111\}$ - aabcede, (33) **7** $\{61\}$ - aaaaaab, $\{52\}$ - aaaaaabb, aaaabab, aaabaab, $\{43\}$ - aaaaabb, aaabbab, aabbaab, aababab, $\{511\}$ - aaaaaabc, aaaabac, $\{421\}$ - aaaaabc, aaabbac, aabbaac, aababac, abaabac, $\{331\}$ - aaabbbc, aabbbac, aababb, aababac, abbaabc, abababc, $\{322\}$ - aabbacc, abbbacc, ababccc, ababacc, $\{3211\}$ - aabbbcd, aabbbcd, aabaccd, abbaacd, abacbbd, $\{2221\}$ - abacbcd, $\{22111\}$ - ababcede, (1) **8** $\{32111\}$ - abbacade. До КЧ 5 реализованы все варианты. Для КЧ 6 вероятность получения полного списка велика, для КЧ 7 – мала. Для КЧ 8 и выше формулы последовательностей случайны.

Рассмотрим последовательности с $n > 10$. Для этого последовательности п-гонов, примыкающих к окнам, представляем формулами Гр. Полу жирно выделяем буквы, соответствующие границам, за которыми нет п-гонов и их ансамблей. На рис. 3 вокруг пор выделяем короны нескольких порядков. При образовании короны 2-го порядка некоторые поры образуют общие границы из общих или примыкающих друг к другу п-гонов. Короны 3-го порядка часто разорваны. Короны 4-го порядка существует кое-где в виде островков. Пятая центральная корона превратилась в единственный линейный островок. Были составлены формулы Гр для 6 корон 1-го и 5 корон 2-го порядка. Приводим полные формулы последовательностей граней корон Гр для окон и пор. На

первом месте полужирно выделено КЧ окна, поры. В фигурных скобках на первом месте п-гоны, входящие в состав короны, на втором месте их число в короне, далее буквенная и числовые формулы последовательностей п-гонов. Короны 1-го порядка обозначены буквой п, 2-го – п2: **11** {564.18-6311} - |ababcbcd|<4121111>, |565646.18|, **12** {564-561} - |ababababc|<111113211>, |565656564|, **13** {5647-8221} - |abacabd|<2132311>, |5654567|, {6547-5341} - |acababcbcd|<113111311>, |646565457|, **14** {67540-32621} - |abacdedc|<22121114>, |67654045|, {5674-8411} - |abababcbcd|<21313211>-14п, |56565674|, {564-851} - |abababac|<31123211>-14п, |56565654|, **15** {56-78} - |ababababab|<1111121232>-15п, |5656565656|, {56-78} - |ababababab|<1111212114>-15п, |5656565656|, **16** {456837-292111} - |ababcbdbcebf|<11131111141>, |45456856357|, {654-583} - |abababacac|<1111161211>-16п, |6565656464|, **17** {564.11.3.3} - |abacacababc|<11111121611>-17п, |56545456564|, **18** {4.5.11.6.7.0-771111} - |abababcbdaebabf|<11122111112111>, |454545.11.64745450|, **20** {675-.12.5.3} - |ababacababc|<32112241211>-20п2, |67676567675|, {56-6.14} - |abababab|<15221423>-20п2, |56565656|, {657-.11.6.3} - |ababacabacabc|<2321113111211>-20п2, |6565676567657|, **21** {465380-846111} - |abcbabdbecacaf|<1111121111221221>, |4654646368545450|, {5687-6.13.1.1} - |ababababcbcd|<111611231121>-21п2, |565656568567|, **24** {6754-.14.3.5.2} - |abacadabacdabac|<1111114131122211>-24п2, |6765646765465675|, **29** {56437-.17.5.5.1.1} - |ababacadcabcaeach|<51311221122111311>, |56565453456457546|.

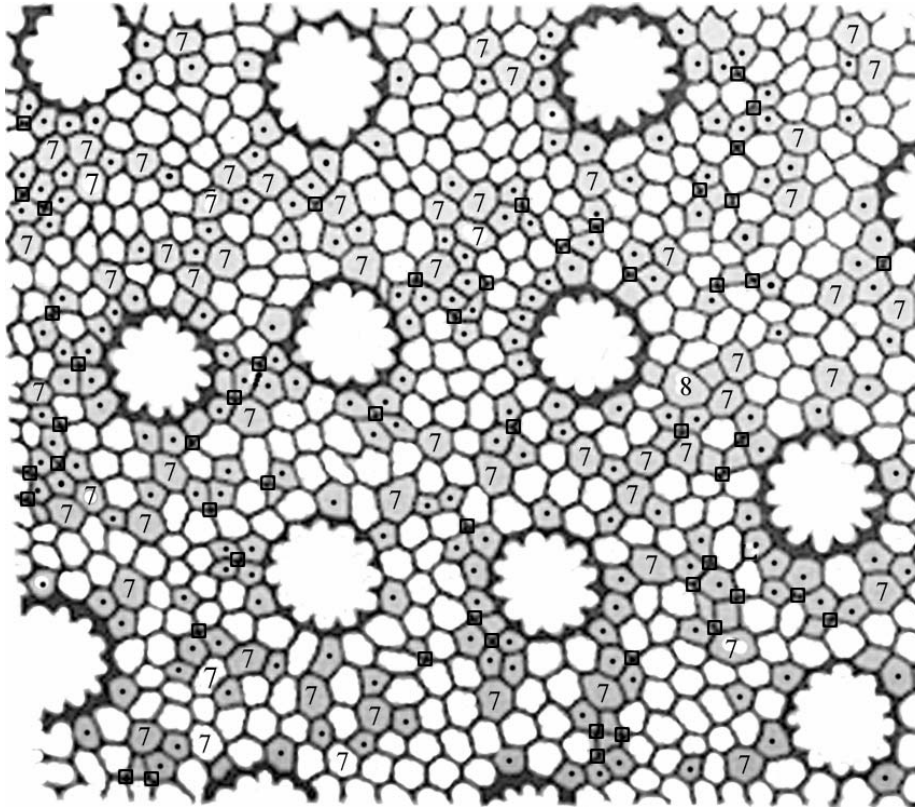


Рис. 2. Поверхность организма.

п-гоны с $p = 5$ – точка мелкая, $p = 6$ – точка большая, $p = 4$ – бесцветный, $p = 7, 8$ – указаны цифрами.

Несмотря на сложность формул корон, окон и пор все они дополняют установленную нами ранее систему формул. Приводим список из 71 установленных нами реализованных буквенных формул (без коэффициентов) корон п-гонов, а также окон, пор. Цифра означает число ребер окна, поры. Выделены модули и их комбинации, сохраняющиеся от формулы к формуле. Модули определяют три раздела. В 1-ом формулы содержат модули [ab], во 2-ом модуль [abac], которого нет в 1-ом и 3-ем разделе. Последний включает формулы, начинающиеся с модуля [abc]. Формулы 2-го раздела могут содержать дополнительно модули [ab] и [abc]. В нем выделены под-разделы с устойчивыми комбинации модулей: **I** (18) [a], [ab], [ab]₂, [ab]₃, [ab]₄, [ab]₅-15п, 20п, [ab]₆, [ab]a, [ab]₂a, [ab]₂c, [ab]₄c-12, /|abab|cd/, [ab]₃[cd]-14п, /|abab|cd/bcbe-16, [abab]cade, [abab]cbdac-13, [ababab]c, [ab/abab]cd/ae[abab]f-18, **II** (22) [abac], [abac]₂, [abac]₄, [abac]d, /|abac|bc/, [abac]bd, /|abac|ad/, /|abac|ad/b-11, ab/[abac]ad/c[abc][ae][acb]-29, /|abac|ad/[abac]d[ac][abc]-24п, /|abac|da/bc, /|abac|da/ce, /|abac|da/dc/, [abac]db/d, /|abac|db/dc, /|abac|dc/, /|abac|dc/2, /|abac|dc/e, /|abac|de/, /|abac|de/c, /|abac|de/f, /|abac|de/dc-14, (10) /|ab|/[abac]/, [ab]/[ab][abac]/, /|ab|[abac]/2, /ab[abac]/[abac][abc]-20п. /|ab|[abac]/[abab][c]-20п, /|ab|[abac]/[bc]\[bc], /|ab|[abac]/dc/, /|ab|[abac]/da/dc/, (ab)₃/[abac]da/dc/, [ab]/[abac]de/dbdbadb-21, (6) /|ab|[abac]/[ac]\, [abab]/[abac]ac/-16п, /|abac]ac/[abab]c-17п, /|abac][ac]d, /|abac][ac]de, /|abac][ac]/[bcb], (3) /|abac][ab]d, /|abac][ab]/ad/, /|abac][ab]/ad|ed, **III** (12) [abc], [abc]₂, [abc]a, /|abc]d/, /|abc]d/e, /|abc]d/ef, /|abc]ade/,

/[abc]ade/f, /[abc]abd/, /[abc]abd/e, [ababab]/[abc]abd/-21п. Рассмотрены частоты встречаемости n-гонов в полных формулах корон и пор (табл. 1).

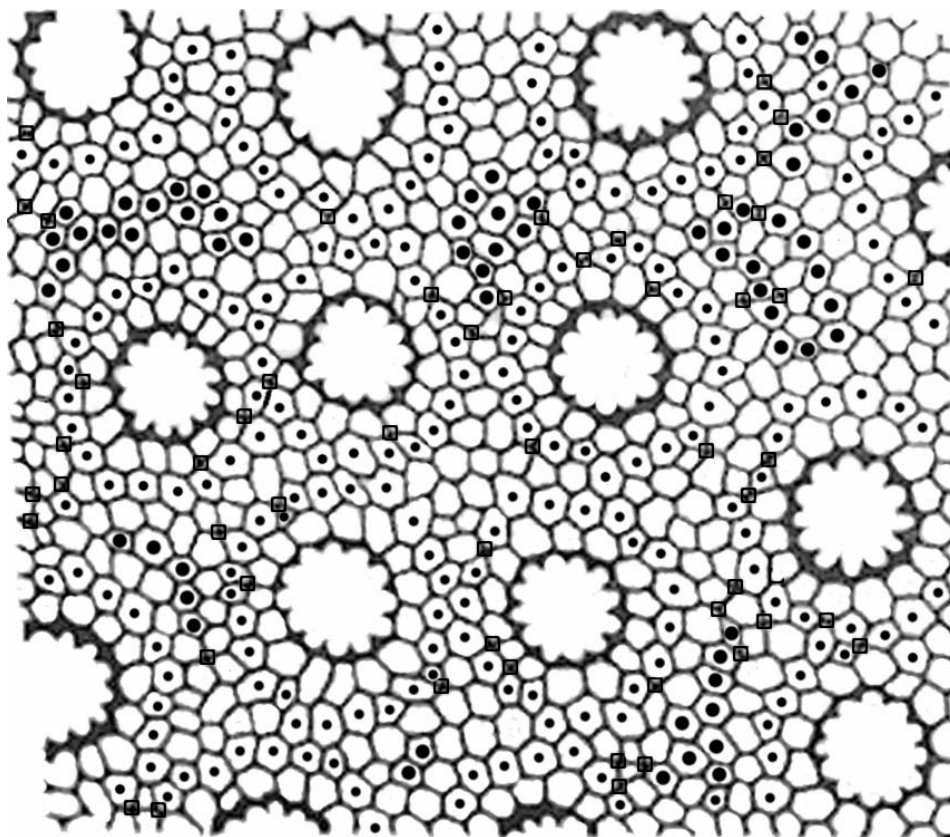


Рис. 3. Короны 1-го и 3-го порядков состоят из пустых n-гонов, 2-го – обозначены мелкими точками, 4-го – большими черными точками. Квадратами выделены узлы со связностью 4, остальные имеют связность 3.

Таблица 1. Частота встречаемости n-гонов ($n = 4-7$, N) в коронах с $n > 10$.

n	4	5	6	7	N	Σ	4, %	5, %	6, %	7, %	N, %	Σ , %
О	32	67	31	7	10	147	21,8	45,6	21,1	4,8	6,8	100
П	6	49	33	1	0	89	6,7	55,1	37,1	1,1	0	100
П2	2	26	64	12	0	104	1,9	25,0	61,5	11,5	0	100
Σ	40	142	128	20	10	340	11,8	41,8	37,6	5,9	2,9	100

Наиболее устойчивы частоты 5- и 6-гонов, хотя возможна повышенная встречаемость 4-гонов. Об устойчивости частоты 7-гонов еще можно говорить, остальные n-гоны случайны. В отличие от внешних форм кристаллов и кристаллических структур, встречаемость 3-гонов здесь мала. Возможно, это связано с короткими расстояниями между центрами 3-гонов. В таблице буквой n обозначены n-гоны, О – окна, П, П2 – поры, короны 1-го и 2-го порядков. Букве N соответствуют редко встречающиеся n-гоны с $n = 3, 8, 11$ и 18 , установленные в короне по одному разу.

Граница каждой поры представляет собой в грубом приближении n-гон и состоит из вершин и ребер, длина которых хотя и варьирует, но лежит в некоторых пределах. Из каждой вершины выходит один радиальный отрезок (рис. 4). Свободные концы отрезков соединяются либо отрезком, образуя 4-гон (0 дополнительных вершин), либо уголком с образованием 5-гона (1 дополнительная вершина), либо трапецией с образованием 6-гона (2 дополнительные вершины). В единичных случаях дополнительных вершин может быть 3, в результате чего образуется 7-гон. Так образуется первая координационная сфера (центральная корона), состоящая из последовательности 4-7-гонов. Из 0-3 дополнительных точек границы центральной короны выходят по одному, редко по два радиальных отрезка. При этом образуются открытые 5-гоны, которые дополняются 0, 1, 2 вершинами с образованием 5-, 6-, 7-гонов. Кроме того, образуются трапеции, которые дополняются 1, 2, 3, очень редко 4 дополнительными вершинами с образованием 5-, 6-, 7-, 8-гонов. Варьирование просто и доступно. Так же формируются линейные последовательности n-гонов. Для сравнения рассмотрим одну из гексагональных пор в

упорядоченной сетке Кретенхердта (рис. 4). Она образована из 3-, 4-, 5- и 6-гонов. Пора представляет собой 6-гон, из вершин которого выходят по два радиальных отрезка. Их вершины соединяются идентично с образованием чередующихся 3- и 4-гонов. Таким образом, уже в первой короне соблюдается жесткий порядок чередования n -гонов. Из вершин первой короны выходят радиальные отрезки. Образующиеся трапеции дополняются одной вершиной с образованием только 5-гонов. Вторая корона, обозначенная черными кружками, состоит из чередующихся 4- и 5-гонов. В 3-ей короне каждая трапеция дополняется двумя вершинами с образованием 6-гонов. Дальнейшее продвижение приводит к формированию у вновь образовавшихся 6-гонов таких же первых корон, что и у исходного 6-гона, что не нужно и не достигается на поверхности организма. Приводим формулы 1-ой, 2-ой и 3-ей короны в сетке Кретенхердта: $|ababababab| <1111111111>$, $|3434343434|$, $|ababababab| <1111111111>$, $|4545454545|$, $|ababababab| <2121212121>$, $|4646464646|$.

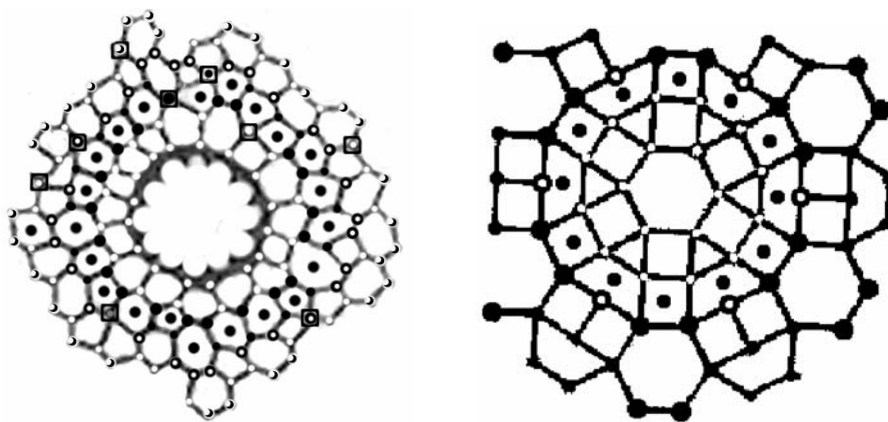


Рис. 4. Короны поры у организма (слева) и 6-гона сетки Кретенхердта (справа). 2-я корона выделена точками.

Таким образом, у организмов допустимо свободное варьирование локальной координации с образованием частичного беспорядка и частичного порядка, т.е. мягкой перестройки.

Список литературы

1. Берг. Л.С. Труды по истории эволюции. Л.: Наука, 1977. 387 с.
2. Смирнова Н.Л., Белов Н.В. Минеральный вид и близкие понятия. // Кристаллография. 1980. Т. 25. С. 962-966.
3. Смирнова Н.Л. О законах и прогнозе. // Система планета Земля. Матер. XIV и XV научн. семинаров 2006-2007. М.: РОО "Гармония в строении Земли и планет", 2007. С. 7-17.
4. Смирнова Н.Л. Порядок и беспорядок в косной и живой природе // Минералогия и жизнь. Матер. IV Межд. семинара. Сыктывкар: Геопринт, 2007.

РЕДКОМЕТАЛЛЬНАЯ МИНЕРАЛИЗАЦИЯ В РУДНЫХ АЛЬБИТИТАХ МАССИВА ГРЕМЯХА-ВЫРМЕС, КОЛЬСКИЙ ПОЛУОСТРОВ

Н.В. Сорохтина¹, А.К. Шпаченко², В.Г. Сенин¹

¹ Институт геохимии и аналитической химии РАН, Москва, alkaline@geokhi.ru

² Геологический институт КНЦ РАН, Анапты, ark@geoksc.apatity.ru

Полифазный и полиформационный массив Гремяха-Вырмес включает три последовательно сформированные комплекса пород: гипербазит-базитовый, щелочных пород, щелочных гранитов и граносиенитов [3, 6]. Вопросами геологии и минералогии щелочных пород комплекса интрузий Гремяха-Вырмес в разное время занимались А.А. Полканов [3] и А.Г. Булах [2]. В ходе поисковых геологоразведочных работ, которые сопровождалась проходкой шурфов, канав и бурением скважин, большое внимание этим вопросам уделяли В.Н. Большева (1960-1962) и В.Е. Романов (1958-1985). В результате установлены основные черты геологического строения комплекса щелочных пород, выявлено их распространение в р-не Вырмес-вараки и на уч. Эгириновы Наволок, выполнено петрографическое, петрохимическое и минералогическое изучение разновидностей пород, составляющих комплекс. Изучением пироклорового орудения в щелочных породах уч. Эгириновы Наволок занимались Е.Б. Гуптор (1955-1956) и Ю.М. Кирнарский [1].

Уч. Эгириновы наволоки расположен в центральной части массива Гремяха-Вырмес в зоне развития фойдолитового комплекса. Щелочные породы выходят на поверхность к востоку от оз. Гремяха, и большей частью скрыты под водами озера. На участке широко распространены щелочные метасоматиты и карбонатиты – наиболее поздние образования массива [4, 6]. Метасоматиты представлены эгирин-биотит-альбитовыми, эгирин-баркевикитовыми, флогопит-рихтеритовыми карбонатизированными породами и нефелин-эгириновыми пегматитами. Они слагают линзовидные и пластообразные тела с гнейсовидной, полосчатой, пятнистой, реже массивной текстурой. На востоке участка прослеживается протяженная (до нескольких км) зона альбитизации, в которой щелочные породы трансформированы в эгирин-биотитовые и биотитовые альбититы, альбит-микроклиновые породы. По данным В.Е. Романова [6] в альбититах иногда наблюдаются реликты щелочных гранитов и эгирин-пегматитов. Редкометалльные альбититы располагаются в осевой части массива. В пределах редкометалльной зоны выявлена, главным образом, пироклор-циркониевая, а также молибденит-уранинитовая минерализация [6]. Рудные концентрации пироклора и циркона наблюдаются в мелкозернистых биотитовых, эгириновых и эгирин-биотитовых альбититах. Ранее пироклоровая минерализация описана на этом участке в эгиринитах, амфиболитизированных биотит-эгириновых щелочных сиенитах и эгиринитовых брекчиях [1], на ней она была изучена в мелкозернистых карбонатизированных альбититах с графитом [5].

В настоящей работе представлена информация о составе пироклора из рудного мелкозернистого альбитита, в котором содержание минерала может достигать 10-15 % от объема породы, на долю аксессуарных эгирина, биотита и микроклина приходится до 10 %. Пироклор образует равномерную вкрапленность идиоморфных кристаллов октаэдрического габитуса, размер которых в среднем 1-2 мм. Цвет варьирует от медово-желтого до темно-коричневого. Под микроскопом кристаллы пироклора неоднородные (рис. 1). В отраженном свете и отраженных электронах под микрозондом по более светлому или темному оттенку выявляется блочная зональность, что подтверждается различиями химического состава в отношении примесных компонентов (табл. 1). Кроме этого, кристаллы пироклора отличаются фазовой неоднородностью: внутри и по трещинам развиваются многочисленные включения эгирина, альбита, кальцита, ильменита и циркона (рис. 1). В краевой части кристаллов пироклора под микрозондом в отраженных электронах наблюдаются оторочки Nb силикатной фазы с более низким отражением.

Химический состав пироклора и сосуществующих фаз даны в табл. 1, 2. Согласно классификационной Nb-Ti-Ta диаграмме [7] и диаграмме Na+Ca-Ba+Sr-U+Th+Pb катионного состава (рис. 2 а-в) видно, что изученный минерал относится к подгруппе пироклора, является Na-Ca, высокониобиевым пироклором и близок к составу пироклора из эгиринитов, щелочных сиенитов и эгиринитовых брекчий [1]. На диаграмме заполнения катионами позиции В (рис. 2 б) видно, что более поздние краевые участки пироклора и блоки промежуточной зоны менее стехиометричны, что, вероятно, связано с дестабилизацией структуры пироклора под воздействием гидротермальных растворов и увеличением количества элементов-примесей (табл. 1). В этих ослабленных участках прошли катионно-обменные процессы, которые привели к обогащению и преобразованию этих зон в новый минеральный вид (Ca-Si-Nb фаза, табл. 2). В ранее изученной нами графит-пироклоровой ассоциации подобные составы соответствовали вторичному чешуйчатому минералу желтого цвета, замещающему пироклор [5]. В этих двух случаях состав Nb-Si фаз близок к составу комаровитоподобных Nb-силикатов (монголит, комаровит и др). На диаграмме элементов в позиции А видно, что часть составов пироклора отклоняется в сторону обогащения минерала Ba и Sr. Это характерно для краевых участков кристалла (рис. 2 в). Все включения, выявленные в пироклоре, отличаются высоким содержанием примесных компонентов (табл. 2). Так, ильменит, который совместно с цирконом и кальцитом выполняет трещину в пироклоре (размер зерен до 100 мкм), отличается повышенным содержанием Ta и Nb (табл. 1). Повышенное содержание Nb (3.68 мас. %) отмечено для ильменита из зоны контакта якупирангита с севитом средней стадии в карбонатитовом массиве Якупиранга [8].

Таблица 1. Химический состав пироклора из редкометального альбитита, массив Гремяха-Вырмес, мас. %.

№	1C	2C	3C	4R	5R	6R	7C	8C	9R	10I	11I	12I
Na ₂ O	4.19	5.86	2.67	0.9	0.32	7.12	0	6.09	0	6.13	4.02	6.6
K ₂ O	0.01	0.02	0.05	0.02	0.02	0.00	0.01	0.03	0.18	0.03	0.02	0.03
CaO	16.06	14.96	12.66	14.02	14.85	15.10	14.90	15.20	8.63	15.09	15.34	15.44
SrO	1.86	1.49	2.35	1.78	2.32	1.46	1.4	1.32	4.4	1.38	1.42	1.41
BaO	0.07	0.19	0	0	0	0.00	0.01	0.00	0.08	0.17	0	0.08
MnO	0.08	0.16	0.05	0.12	0.06	0.00	0.05	0.00	0.09	0.09	0.04	0.08
Y ₂ O ₃	0.01	0.07	0.02	0.06	0.06	0.02	0.07	0.07	0.05	0.05	0.09	0.05
La ₂ O ₃	0.08	0.26	0.13	0.1	0.15	0.16	0.3	0.17	0	0.23	0.15	0.12
Ce ₂ O ₃	0.36	0.39	0.36	0.25	0.1	0.34	0.61	0.54	0.33	0.18	0.41	0.4
UO ₂	2.27	2.23	1.92	1.88	0.59	0.58	1.57	1.69	1.52	1.74	1.44	0.45
ThO ₂	0.09	0.17	0.1	0.13	0.18	0.27	0.14	0.21	0.19	0.21	0.09	0.22
PbO	0.59	0.64	1.16	0.81	0	0.15	0.57	0.32	0	0.41	0.84	0.24
Fe ₂ O ₃	0.29	0.39	0.41	0.31	0.40	0.01	0.46	0.58	0.76	0.28	0.04	0.00
TiO ₂	3.94	3.93	3.85	3.56	3.36	3.46	3.78	3.79	3.95	3.84	3.92	3.62
ZrO ₂	1.11	0.08	0.62	0.04	0.01	0.00	0	0.01	0	0	0	0
Nb ₂ O ₅	61.36	62.36	62.19	60.08	63.06	66.58	62.72	62.96	66.92	59.12	57.61	62.3
Ta ₂ O ₅	1.88	2.86	2.6	2.23	0.5	0.69	2.1	1.52	2.14	2.29	1.18	0.47
Al ₂ O ₃	0.02	0.02	0.03	0.02	0.04	0.01	0	0.04	0.03	0.02	0.01	0.02
SiO ₂	0	0	0	0	0.63	0.00	0	0.00	0	0	0	0
F	3.39	4.21	0.94	2.88	1.95	5.24	4.49	4.46	0.26	4.89	0	5.28
Сумма	97.66	100.29	92.11	89.19	88.60	101.19	93.18	99.00	89.53	96.16	86.62	96.81
O≡F	-1.43	-1.77	-0.40	-1.21	-0.82	-2.21	-1.89	-1.88	-0.11	-2.06	0.00	-2.22
Σ*	96.23	98.52	91.72	87.98	87.78	98.98	91.28	97.12	89.42	94.09	86.62	94.59
Формульные коэффициенты рассчитаны согласно формуле на B = 2.												
Na	0.51	0.71	0.32	0.11	0.04	0.84	0.00	0.74	0.00	0.79	0.53	0.82
K	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00
Ca	1.08	1.00	0.85	0.99	1.02	0.98	1.01	1.02	0.55	1.07	1.12	1.07
Sr	0.07	0.05	0.09	0.07	0.09	0.05	0.05	0.05	0.15	0.05	0.06	0.05
Ba	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mn	0.00	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00
Y	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
La	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00
Ce	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00	0.01	0.01
U	0.03	0.03	0.03	0.03	0.01	0.01	0.02	0.02	0.02	0.03	0.02	0.01
Th	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Pb	0.01	0.01	0.02	0.01	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.01	0.02	0.00
Fe	0.01	0.02	0.02	0.02	0.02	0.00	0.02	0.03	0.03	0.01	0.00	0.00
ΣA	1.74	1.86	1.34	1.25	1.19	1.90	1.14	1.90	0.78	1.98	1.77	1.98
Ti	0.19	0.18	0.18	0.18	0.16	0.16	0.18	0.18	0.18	0.19	0.20	0.18
Zr	0.03	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Nb	1.75	1.76	1.75	1.78	1.83	1.83	1.79	1.79	1.79	1.77	1.78	1.81
Ta	0.03	0.05	0.04	0.04	0.01	0.01	0.04	0.03	0.03	0.04	0.02	0.01
Al	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
O-0.5F	6.07	6.04	6.02	5.84	5.99	5.91	5.65	6.03	5.70	6.02	6.43	5.95
F	0.67	0.83	0.19	0.60	0.40	1.01	0.89	0.89	0.05	1.02	0.00	1.08
Σ	6.75	6.88	6.21	6.44	6.38	6.92	6.54	6.92	5.75	7.04	6.43	7.03

Примечание: 1-6 – первое диффузно-неоднородное зерно; 7-12 – второе блочно-зональное зерно; участки зерен: C – центральные, R – краевые, I – промежуточные. Дополнительно установлены: № 5 – 0.63 мас. % SiO₂, № 10 – 0.01 мас. % MgO.

Таблица 2. Минеральные фазы – включения в пирохлоре из рудного альбитита, Гремяха-Вырмес, мас. %.

	1	2	3	4	5	6	7	8		1	2	3	4	5	6	7	8
	Ca-Si-Nb фаза		Циркон		Ильменит		Кальцит										
Na ₂ O	0.09	0.33							SiO ₂	11.84	12.34	32.15	31.89	0.04	0.07	0.03	0.03
K ₂ O	0.4	0.35							Al ₂ O ₃	0.43	0.83	0.02				0.02	0.03
CaO	9.48	9.98	0.05				52.02	54.11	TiO ₂	3.01	3.01			50.86	52.9	0.03	0.06
SrO	5.72	5.81	0.09	0.11			2.18	1.31	ZrO ₂	0	0.03	64.48	63.75				
BaO	0.53	0.38					0.07		Nb ₂ O ₅	54.21	49.43			0.61	0.31	0.04	0.05
MgO	0	0.04						0.03	Ta ₂ O ₅	1.44	1.08	0.03	0.01	0.13		0.1	0.18
MnO	0.1	0.1		0.02	6.68	6.03	0.84	0.44	UO ₂	1.44	1.63						
FeO	0.89	0.84	0.05	0.02	39.39	40.84	0.31	0.26	ThO ₂	0.27	0.3	0.03	0.05			0.04	0.01
Y ₂ O ₃	0.02	0.03		0.02			0.03		PbO	0.48	0.87						
La ₂ O ₃	0	0.09	0.04	0.02				0.05	F	0.34	0.1	0.16	0.27			0.5	
Ce ₂ O ₃	0.25	0.17		0.13			0.15		Σ	90.94	87.74	97.11	96.3	97.72	100.19	56.35	56.55

Примечание: 3 – удлиненно-призматический кристалл циркона, 4 – циркон, выполняющий микротрещину в пирохлоре.

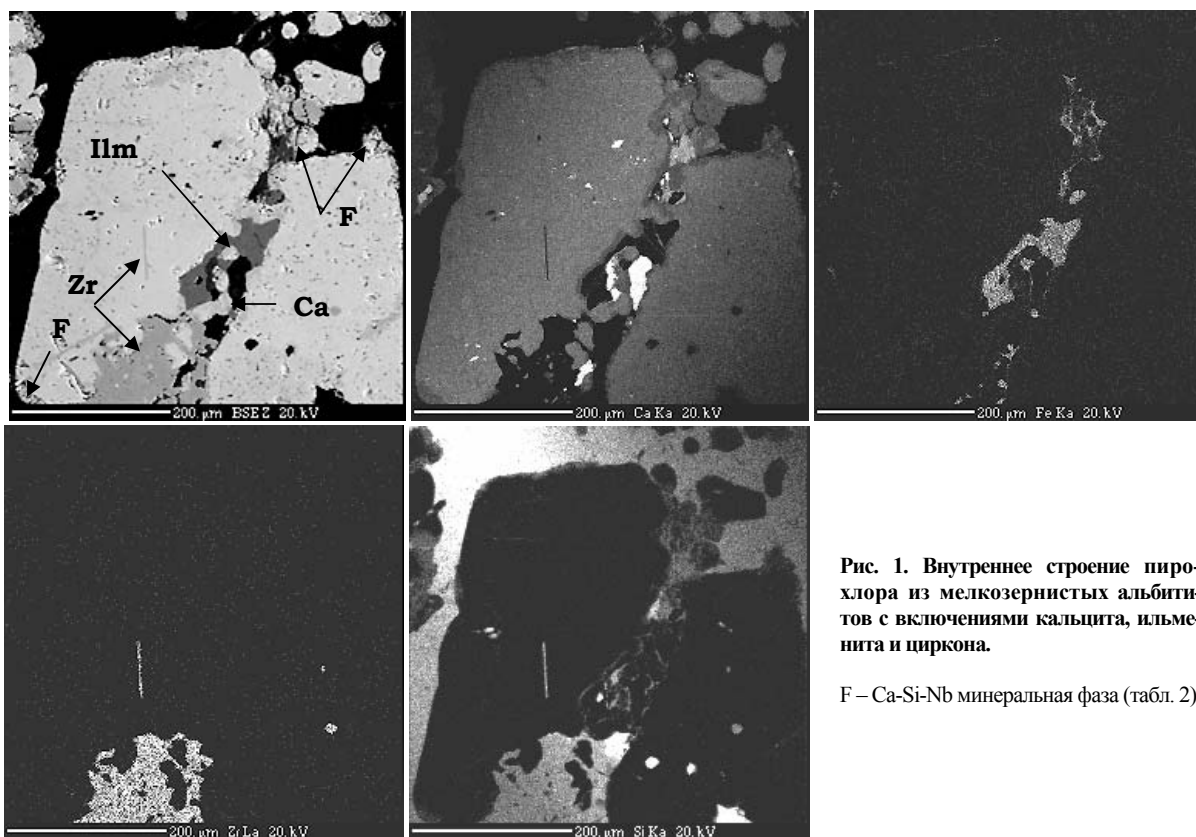


Рис. 1. Внутреннее строение пирохлора из мелкозернистых альбититов с включениями кальцита, ильменита и циркона.

F – Ca-Si-Nb минеральная фаза (табл. 2).

Циркон встречается в виде отдельных кристаллов среди альбитита и во включениях в пирохлоре. Отмечаются два типа включений циркона в пирохлоре: удлиненно-призматические до игольчатых кристаллы размером 5-10 мкм в поперечнике и до 50-100 мкм в длину, которые располагаются внутри минерала, и выделения с размытыми нечеткими очертаниями, которые заполняют трещины в пирохлоре (рис. 1).

Согласно полученным данным, редкометалльная минерализация в массиве Гремяха-Вырмес характерна для пород повышенной щелочности с Na спецификой и приурочена к зоне щелочных метасоматитов. В альбититах, эгиринитах и эгириновых брекчиях среди минералов редких металлов установлены циркон, пирохлор и Nb-Si фазы. Пирохлор близко по времени или одновременно с цирконом кристаллизовался в ходе образования метасоматитов щелочного ряда. В процессе кристаллизации под воздействием гидротермальных растворов пирохлор претерпевал закономерное изменение, что отразилось в зональном распределении элементов-примесей и развитии

вторичных Nb-Si фаз. Т.к. химический состав первичного пирохлора из эгиринитов и альбититов практически одинаков, то можно говорить о близких условиях образования этих пород. Под воздействием на первичный пирохлор гидротермальных растворов с высокой активностью Si, происходит его разрушение и замещение силикатными Nb фазами.

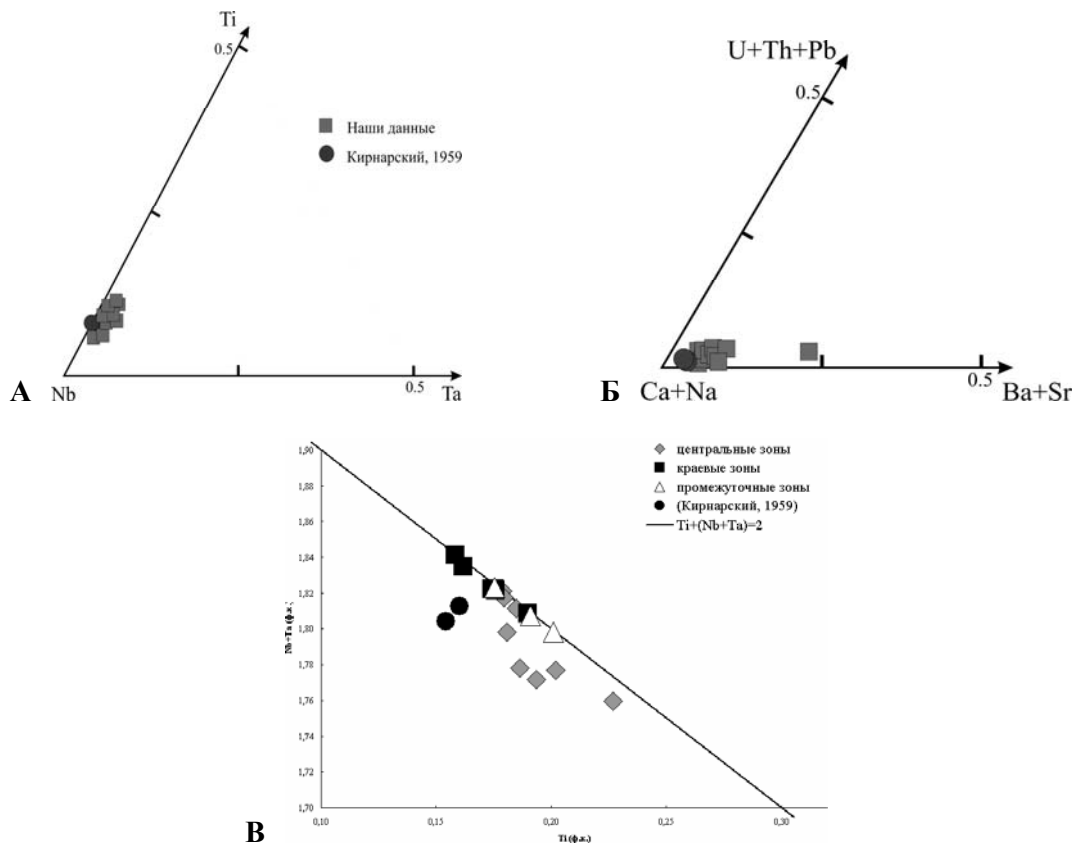


Рис. 2. Корреляционные диаграммы катионного состава пирохлора.

Список литературы

1. Кириарский Ю.М. Пирохлор из пород Эгиринового наволока, Кольский п-ов // Матер. по минералогии Кольского п-ова. Вып. 1. Кировск: КФ АН СССР, 1959. С. 85-90.
2. Кухаренко А.А., Булах А.Г., Ильинский Г.А. Металлогенические особенности щелочных формаций восточной части Балтийского щита // Тр. Ленингр. общ-ва естествоисп. Т. XXII. Вып. 2. Л.: Недра, 1971. 280 с.
3. Полканов А.А., Елисеев Н.А., Елисеев Н.Э., Кавардин Г.И. Массив Гремяха-Вырмес на Кольском п-ове. М.: Наука, 1967. 236 с.
4. Саватенков В.М., Пушкарёв Ю.Д., Сергеев А.В., Сулимов Р.Б. Карбонатиты Гремяхи-Вырмес как индикатор новой рудной специализации массива, Россия // Геол. руд. месторождений. 1999. Т. 41. № 5. С. 449-454.
5. Сорохтина Н.В., Шпаченко А.К., Сенин В.Г. Редкометалльно-графитовая ассоциация в альбититах участка Эгириновый наволока, массив Гремяха-Вырмес, Кольский п-ов // Геохимия, петрология, минералогия и генезис щелочных пород. Матер. Всерос. совещ. Миасс: ИМин УрО РАН, 2006. С. 250-254.
6. Шолохнев В.В., Горбачева, С.А., Романов В.Е. и др. Отчет о результатах поисково-оценочных работ на апатит и другие полезные ископаемые в западной части массива Гремяха-Вырмес за 1982-85 гг. (РСФСР, Мурманская обл., Кольский р-н). Мончегорск: ЦККГЭ, 1985. Т. 1. Кн. 2. Гос. регистр. № 29-80-305/5.
7. Hogarth D.D. Classification and nomenclature of the pyrochlore group // Amer. Miner. 1977. V 62. N 5-6. P 403-410.
8. Jose C. Gaspar, and Peter J. Wyllie. Ilmenite (high Mg,Mn,Nb) in the carbonatites from the Jacupiranga Complex, Brazil // Amer. Miner. 1983. V 68. N 9-10. P 960-971.

ОБЩИЙ ПОДХОД К ИССЛЕДОВАНИЮ РЕАЛЬНЫХ ФОРМ КРИСТАЛЛОВ НА ПРИМЕРЕ АЛЬМАНДИНА ЗАПАДНЫХ КЕЙВ

Д.Г. Степенщиков

Геологический институт КНЦ РАН, Апатиты

Форма кристалла в общем случае определяется как комбинация простых кристаллографических форм (ПКФ), представляющих собой в случае закрытых ПКФ многогранники с равноудаленными от центра гранями. Но в различных случаях, в зависимости от расстановки акцентов, форму кристалла трактуют по-разному. Так, если важна только приближенная оценка формы кристалла, используется понятие габитуса – в зависимости от соотношения трех характерных линейных размеров кристалла различают изометрический, досковидный, столбчатый, игольчатый и пр. габитусы. При исследовании морфологического разнообразия кристаллов как многогранников с определенным набором граней используется понятие **комбинаторной формы**, задающее способ соединения между собой элементов кристалла – вершин, ребер и граней. Наконец, самое подробное описание формы кристалла, вплоть до скульптуры граней, дает метод лазерного сканирования – считывание координат каждой точки его поверхности. Возвращаясь к определению формы кристалла как комбинации ПКФ, отметим, что все грани одной ПКФ идентичны, т.е. равноудалены от центра кристалла и переводятся друг в друга определенным набором элементов симметрии. Поэтому при описании формы кристалла обычно ограничиваются указанием кристаллографического индекса только для одной грани каждой из проявленных на кристалле ПКФ, тем самым подразумевая не конкретную его форму, а то, какой она могла бы быть в идеальных условиях роста.

В действительности даже при наличии на кристалле граней только одной ПКФ, в общем случае его форма может быть различной как в габитусном, так и в комбинаторном смысле. Поэтому Ю.Л. Войтеховским [1] было предложено использовать понятие **реальной кристаллографической формы** (РКФ), определяющее форму кристалла как совокупность всех или части ориентированных граней одной или нескольких ПКФ, удаленных от центра кристалла на определенные расстояния. При этом важны не точные значения расстояний, а такие их значения, при которых комбинаторика кристалла остается неизменной (рис. 1). Обоснованность применения понятия РКФ очевидна: в процессе роста или растворения грани кристалла параллельно сдвигаются вдоль нормалей, в результате чего может меняться как число граней, так и их конфигурация. Неодинаковость скоростей движения или неодновременность самого движения граней приводит к различным РКФ. Зная реальную форму кристалла, его положение в толще горной породы и используя принцип диссимметрии Кюри, можно с той или иной достоверностью определить условия формирования кристалла. Обоснованность исследования РКФ заключается в том, что при малых геометрических деформациях кристалла слабая анизотропия среды может быть выявлена на качественном уровне по изменению комбинаторной формы. При этом, разумеется, достоверность трактовки формы кристалла зависит от точности ее определения.

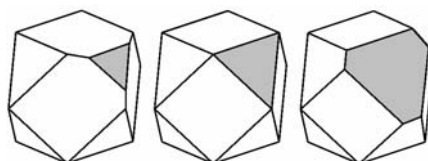


Рис. 1. Комбинаторно различные реальные кристаллографические формы кубооктаэдра.

Теория

Ранее был осуществлен вывод многообразий РКФ, порождаемых рядом ПКФ [2]. Его суть кратко можно охарактеризовать как “расшатывание” идеальной ПКФ – смещение граней вдоль нормалей на разные расстояния от центра с последующим фиксированием различных в комбинаторном смысле РКФ. С увеличением числа граней и уменьшением симметрии ПКФ, число РКФ растет (табл. 1).

Таблица 1. Число РКФ для различных ПКФ и их комбинаций (в скобках – числа полногранных форм).

Число граней	Симметрия	КПФ и их комбинации	Число РКФ
6	-6m2	Тригональная дипирамида	36 (25)
6	32	Тригональный трапецоэдр	63 (44)
8	m-3m	Октаэдр	33 (17)
8	4/mmm	Тетрагональная дипирамида	55 (28)
8	mmm	Ромбическая дипирамида	80 (41)
8	422	Тетрагональный трапецоэдр	11854 (7321)
12	m-3m	Ромбододекаэдр	625 (34)
14	m-3m	Комбинация куба и октаэдра	~ 77657 (5559)

Особый интерес среди РКФ, полученных для одной ПКФ, вызывают полногранные формы. В реальных условиях исчезновение даже одной грани на кристалле маловероятно – для этого нужны исключительно анизотропные условия среды. Разнообразия полногранных форм сравнительно невелики и в некоторых случаях вполне обозримы без применения технических средств. Но при сопоставлении реальных индивидов с геометрическими образами РКФ возникает трудно формализуемая проблема распознавания, заключающаяся в определении для конкретного кристалла его РКФ и сопоставлении ее с теоретическими данными, что требует хорошего пространственного воображения.

Изучение РКФ показало, что не все ее элементы являются существенными для распознавания. Особое значение имеют непростые вершины, преобразующиеся в результате движения граней в различно ориентированные ребра. Так, на рис. 1 непростая вершина кубооктаэдра в результате движения одной из граней (обозначено серым) может быть преобразована в вертикальное или горизонтальное ребро, то же касается и других непростых вершин. Простые вершины (в каждой сходятся ровно три грани) при движении граней остаются неизменными. Это обстоятельство дало идею использовать при фиксировании РКФ только положение растянутых в ребра или неизменных непростых вершин, записывая их в виде **пространственной схемы** (рис. 2). Все простые вершины, равно как и инцидентные им ребра, можно игнорировать. При рассмотрении комбинаторики одной ПКФ или их комбинации восстановление реальной формы по схеме не представляет трудностей. В каждом случае пространственная схема будет различна по числу элементов, их расположению и ориентировке. Но общий подход будет одним – на реальном кристалле определяются реализованные грани ПКФ и все возможные положения непростых вершин, в которых затем фиксируются сами непростые вершины или ребра, образованные в результате движения граней. В случае полногранного кристалла, реализующего одну ПКФ, положения непростых вершин определяются непосредственно по самой ПКФ. В случае неполногранных форм или комбинации нескольких ПКФ такие положения следует определять, мысленно перемещая грани, не допуская при этом исчезновения какой-либо из них, т.к. с исчезновением грани число и возможное расположение непростых вершин будет принципиально различным. Так, на рис. 1 видно, что в случае полногранной комбинации кубооктаэдра (14 граней) число непростых вершин равно 12, но удаление одной треугольной грани сокращает их число до 9.

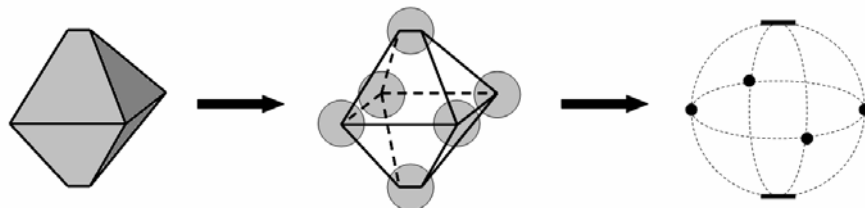


Рис. 2. Переход от реального октаэдрического кристалла к пространственной схеме РКФ.

Приложение

Во время экспедиции 2006 г. на Зап. Кейвы д.г.-м.н. Ю.Л. Войтеховским и асп. М.С. Макаровым была собрана обширная коллекция кристаллов альмандина (~1500 образцов). Образцы собраны на г. Круглая из приповерхностного слоя выветрелых гранат-биотитовых сланцев. Средний размер кристаллов 3-4 см, имеются более крупные (до 10 см) и мелкие (~ 1 см) индивиды. Значительную часть коллекции представляют дефектные кристаллы, имеющие сколы (особенно на непростых вершинах, по граням куба), отпечатки соседних кристаллов, а также сростки. Для изучения брались только одиночные кристаллы с четко выраженными плоскими гранями и целыми вершинами (рис. 3).



Рис. 3. Плоскогранные кристаллы альмандина, Зап. Кейвы, Кольский п-ов.

Форма кристаллов исключительно ромбододекаэдрическая, со слабо выраженными узкими гранями тетрагонтриоктаэдра на ребрах ромбододекаэдра, не учитывающимися в дальнейшем. Таким образом, при равномерном развитии всех граней альмандин реализует одну кристаллографическую простую форму. Все исследуемые нами кристаллы полногранные. Это характерно для граната и геометрически интерпретируется тем, что исчезновение одной грани ромбододекаэдра, при равном развитии остальных, могло быть достигнуто при ее удалении от центра кристалла не менее чем на удвоенное расстояние.

Из табл. 1 видно, что для ромбододекаэдра существуют 34 полногранные РКФ (рис. 4, слева). Идеальный ромбододекаэдр содержит 6 непростых вершин, в каждой из которых сходятся по 4 грани (рис. 5, слева). При неравном удалении граней от центра кристалла все или часть непростых вершин образуют более или менее выраженные ребра. РКФ ромбододекаэдра фиксируется пространственной схемой, которая может быть записана в виде индекса, в котором последовательно указаны сначала верхний и нижний **полюсные**, а затем перечисленные по часовой стрелке **экваторные** ребра или вершины (рис. 5, справа). Это позволяет при различной ориентировке одного кристалла получить разные индексы с последующим выбором и фиксированием, после лексикографического упорядочивания, минимального из них (рис. 4, справа). Пространственные схемы и соответствующие им индексы строятся для всех теоретически найденных 34 РКФ, которые затем сопоставляются с индексами, полученными для РКФ реальных кристаллов альмандина.

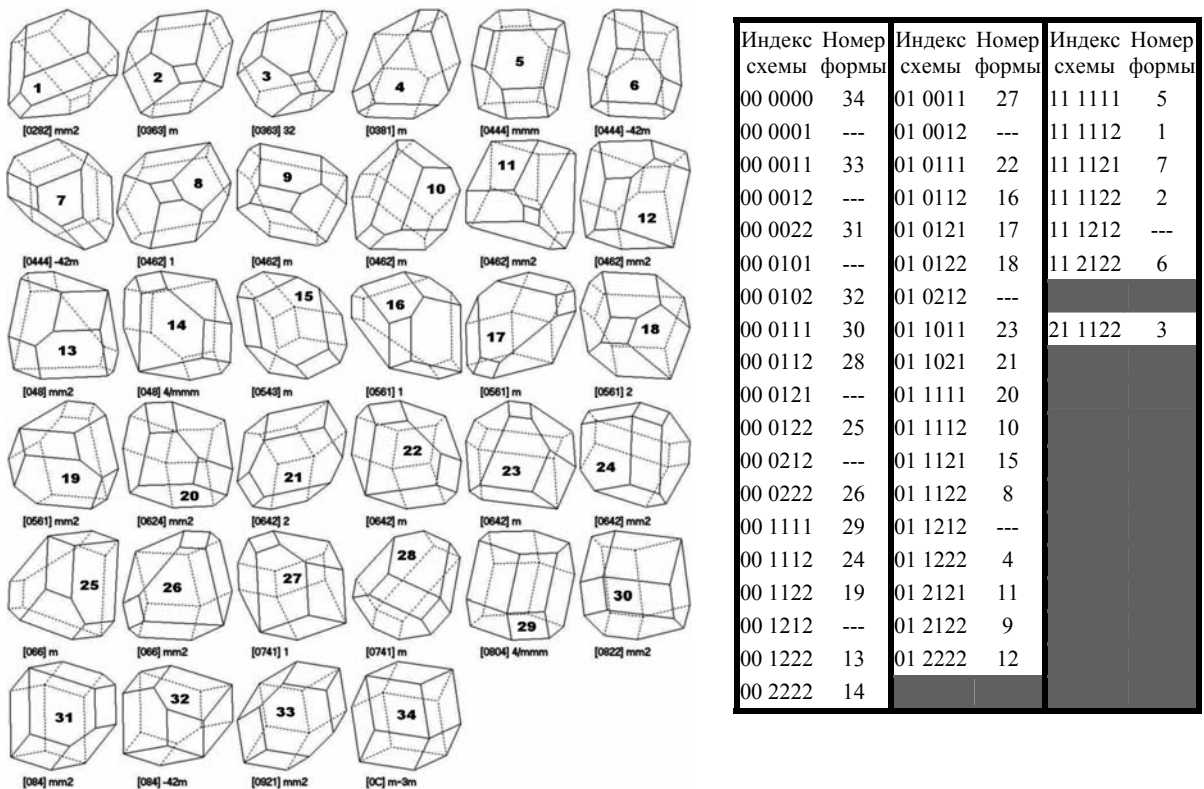


Рис. 4. Полногранные РКФ ромбододекаэдра (слева) и соответствующие им индексы схем (справа).

0 – непростая вершина, 1 – вертикальное ребро, 2 – горизонтальное ребро. Для первых двух цифр индекса: 11 – параллельные, 21 – скрещенные ребра.

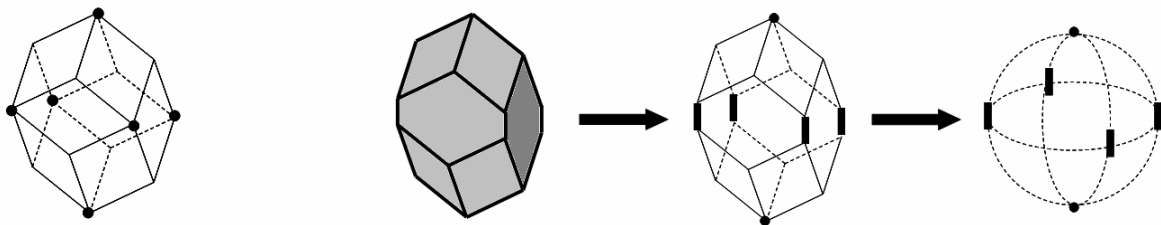


Рис. 5. Непростые вершины ромбододекаэдра (слева) и получение пространственной схемы для одной из РКФ (справа).

Индекс схемы 00 1111.

В ходе исследования кристаллов (всего 87) выявлена 21 реальная форма из 34. Это ставит интересную задачу поиска кристаллов альмандина для всех теоретически возможных РКФ ромбододекаэдра, наглядно демонстрирующих многообразие способов диссимметрии кристаллов. Распределение РКФ кристаллов альмандина дано в табл. 2. Наиболее характерной для них является реальная форма № 29 (рис. 4), получаемая вытягиванием идеального ромбододекаэдра вдоль оси 4-го порядка с образованием пояса из четырех 6-угольных граней. Согласно принципу Кюри, такая форма говорит о градиентных условиях образования кристалла с симметрией покоящегося цилиндра. Остальные формы наблюдаются реже и характер воздействия среды на них сложнее. Наиболее интересны формы, не имеющие плоскостей симметрии. Теоретически их всего 5 (№№ 3, 8, 16, 18, 21 и 27). Согласно принципу Кюри, отсутствие плоскостей симметрии должно указывать на вращательный характер воздействия среды или на вращение самого кристалла. На сегодня нами обнаружены 3 комбинаторно асимметричных кристалла альмандина (№ 27), но к этим данным следует относиться с осторожностью, так как качество анализируемых кристаллов находится на границе применимости метода.

Таблица 2. Распределение реальных форм исследованных кристаллов альмандина.

Номер формы	Число кристаллов	Номер формы	Число кристаллов	Номер формы	Число кристаллов
1	1	19	1	27	5
5	6	20	6	29	19
11	1	21	1	30	6
12	4	22	8	31	6
14	6	23	1	32	1
15	1	24	1	33	3
17	2	26	4	34	6

Заключение

Реальная кристаллографическая формы дает исследователям новые возможности при изучении условий формирования кристаллов. Но чтобы знать, каковы эти условия, следует теоретически изучать само многообразие РКФ – не только их число, но и структурные особенности, меняющиеся в зависимости от рассматриваемых ПКФ и их комбинаций. При трактовке формы кристаллических индивидов на основе принципа диссимметрии Кюри реальные формы используются давно. Наше видение проблемы состоит в том, чтобы, используя точное определение РКФ и теоретически изучив их полное многообразие, дать объяснение каждой реальной формы с точки зрения особенностей структуры самого кристалла и влияния внешних условий. Преимущество РКФ заключается в возможности качественно охарактеризовать даже изометричную форму и способе определения РКФ на кристаллах, часто даже не требующем точных приборных измерений.

Работа выполнена при поддержке Фонда содействия отечественной науке.

Список литературы

1. *Войтеховский Ю.Л.* О реальных кристаллографических кубе и октаэдре // Матер. Межд. конф. “Кристаллогенезис и минералогия”. Санкт-Петербург, 17-21 сент. 2001 г. СПб.: СПбГУ, 2001. С. 418-419.
2. *Войтеховский Ю.Л., Степенищев Д.Г.* Комбинаторная кристалломорфология. Реальные кристаллографические простые формы. Апатиты: К & М, 2004. 275 с.

СИДОРЕНКИТ $\text{Na}_3\text{Mn}(\text{PO}_4)(\text{CO}_3)$ КАК ТИПОМОРФНЫЙ МИНЕРАЛ УЛЬТРААГПАИТОВЫХ ПЕГМАТИТОВ И ИНДИКАТОР ВЫСОКОПРОДУКТИВНЫХ МИНЕРАЛООБРАЗУЮЩИХ ПРОЦЕССОВ

А.П. Хомяков

Институт минералогии, геохимии и кристаллохимии редких элементов, Москва, e-mail: imgre@imgre.ru

Уникальные по разнообразию минералов щелочные массивы Хибино-Ловозерского комплекса, достаточно хорошо изученные в первой половине минувшего века участниками довоенных и послевоенных экспедиций, в последние десятилетия вновь оказались в эпицентре необыкновенных минералогических открытий, связанных прежде всего с изучением их глубоких зон. Если за первый 80-летний период, начатый экспедициями В. Рамзая и А.Е. Ферсмана, в этих массивах было описано 35 неизвестных науке минералов, то за значительно более короткий 30-летний период с 1971 по 2000 гг. – около 100 [11]. Основная часть новых минералов, относящихся ко второму периоду, обнаружена в ореолах уникальных лопаритовых, эвдиалитовых и апатитовых месторождений в составе силикатно-солевых пород ультраагпаитового типа, резко обогащенных щелочными, летучими и редкими элементами [6]. Одним из наиболее неожиданных результатов изучения этих пород стало обнаружение в них самых щелочных из установленных в природе представителей водорастворимых силикатов (натросилит $\text{Na}_2\text{Si}_2\text{O}_5$), карбонатов (натрит Na_2CO_3), фосфатов (олимпит $\text{Na}_5\text{Li}(\text{PO}_4)_2$), оксалатов (натроксалат $\text{Na}_2\text{C}_2\text{O}_4$) и других малостойких соединений, существование которых в виде кристаллических фаз горных пород еще недавно было невозможно предсказать на основе общепринятых представлений. Открытие в рудоносных зонах Хибин и Ловозера обильных скоплений минералов-индикаторов предельно щелочных условий эндогенного минералообразования позволило наилучшим образом объяснить размеры месторождений, связанных с агпаитовым магматизмом, их ярко выраженный комплексный характер и уникальное минералогическое разнообразие [5-7, 10, 16].

Среди новых солевых минералов, установленных в пегматитах ультраагпаитового типа наряду с соединениями простого состава выявлено значительное число минералов сложного состава, в т.ч. целая группа кристаллохимически родственных друг другу карбонатофосфатов, включающая сидоренкит (sidorenkite) $\text{Na}_3\text{Mn}(\text{PO}_4)(\text{CO}_3)$ [13, 15], бонштедтит (bonshtedtite) $\text{Na}_3\text{Fe}(\text{PO}_4)(\text{CO}_3)$ [12] и кроффордит (crawfordite) $\text{Na}_3\text{Sr}(\text{PO}_4)(\text{CO}_3)$ [14]. Первый из них назван в честь известного советского геолога, одного из основателей Кольского филиала АН СССР, вице-президента АН СССР, акад. А.В. Сидоренко (1917-1982), второй – в честь Э.М. Бонштедт-Куплетской (1897-1974) – известного советского минералога, участницы организованных А.Е. Ферсманом в 1920-х гг. северных экспедиций, третий – в честь первооткрывателя солей Sr, шотландского

врача и профессора химии А. Кроуфорда (1748-1795). Отсылая читателя к цитируемым работам, содержащим подробные данные о каждом из минералов, а также общий анализ природы эндогенной солевой минерализации и ее тесной связи с рудоносностью щелочных массивов [5, 6, 9, 16], остановимся лишь на некоторых аспектах истории открытия минерала, идея присвоения которому имени А.В. Сидоренко родилась 30 лет назад, в октябре 1977 г. в связи с подготовкой к торжествам по случаю 60-летнего юбилея ученого, занимавшего в то время посты вице-президента АН СССР и президента Всесоюзного минералогического общества.

С этой идеей ко мне как уже известному в то время первооткрывателю минералов в щелочных массивах Кольского п-ова обратился один из давних друзей А.В. Сидоренко, зав. лабораторией аксессуарных минералов ИМГРЭ В.В. Ляхович, по мнению которого присвоение еще не названному кольскому минералу имени его институтского друга и одного из отцов-основателей КФ АН СССР было бы максимально адекватным значению приближавшегося события. Эта идея оказалась как нельзя более кстати, поскольку как раз в тот период в моем портфеле в завершающей фазе исследования находились несколько новых минералов, для которых я продумывал варианты названий. Выбор остановился на наиболее изученном ловозерском минерале состава $\text{Na}_3\text{Mn}(\text{PO}_4)(\text{CO}_3)$.

INTERNATIONAL MINERALOGICAL ASSOCIATION THE COMMISSION ON NEW MINERALS AND MINERAL NAMES

Chairman:

Dr. Akira Kato
National Science Museum
3-23-1 Hyakunin-cho
Shinjuku, Tokyo 160
Japan

Vice-chairman:

Dr. Max H. Hey
British Museum
(Natural History)
London SW7 5BD
England

Secretary:

Prof. Glauco Gottardi
Istituto di Mineralogia
Università di Modena
41100 Modena
Italy

May 11, 1978

Dr. A. P. Khomyakov
IMGRE
Sadovnicheskaya Emb. 71
Moscow M-127, 115127
U. S. S. R.

Dear Dr. Khomyakov,

It gives me pleasure to inform you that your proposed new mineral sidorenkite and the name have been approved by the Commission on New Minerals and Mineral names by a full vote 16-0.

Dr. E. H. Nickel (CSIRO, Australia) pointed out that an unnamed carbonate mineral of Na and Mn reported by Semenov (1964) (Abstr.: Amer. Mineral., 42, 1154 (1964)) is similar to sidorenkite.

Sincerely yours,



A. Kato

Рис. 1. Письмо с подписью Като.

И вот в день приема гостей, пришедших в здание Президиума АН СССР на Ленинском проспекте, чтобы поздравить юбиляра с его 60-летием, нашу небольшую делегацию из ИМГРЭ в составе В.В. Ляховича, автора этих строк и и.о. директора института В.В. Иванова, приглашают в кабинет А.В. Сидоренко, где мы демонстрируем ему образец пегматита с крупным выделением нового минерала ярко-розового цвета, а также этикетку с его формулой и

еще не окончательным, требующим уточнения названием “сидоренк(о)ит”, предлагая виновнику торжества самому определить, на каком из вариантов – полном с буквой “о” или сокращенном – следовало бы остановиться.

Здесь необходимо сделать небольшое отступление для не посвященных в таинства открытий новых минералов и процедуры официального утверждения таких открытий Комиссией по новым минералам и названиям минералов Международной минералогической ассоциации. В соответствии с этими процедурами, новый минерал может быть назван собственным именем определенного лица только с его согласия, что не распространяется на фигурантов, ушедших из жизни. Одна из тонкостей указанного требования заключается в том, что пункты, относящиеся к утверждению новизны минерала и его названия, голосуются членами комиссии раздельно, но само голосование по обоим пунктам каждой конкретной заявки, как правило, проводится одновременно. При этом на стадии, предшествующей голосованию, каждый представленный минерал рассматривается лишь как потенциально новый, поскольку может оказаться, что в действительности он таковым не является, хотя бы потому, что несколько ранее комиссией уже была утверждена заявка на идентичный минерал с иным названием, изученный другим коллективом исследователей или, что случается гораздо чаще, рассматриваемый объект признается разновидностью уже известного минерала, не требующей присвоения ей индивидуального названия. Теперь представьте себе состояние ученого с мировым именем, получившего известие об отклонении минерала, названного его именем, и возможную реакцию того же ученого, когда после отклонения первой заявки к нему через какое-то время вновь обратились с аналогичным предложением.

Обо всем этом я тогда не слишком задумывался, хотя, располагая некоторым резервом изученных новинок, имел в виду, что в случае фиаско с одним минералом, я бы мог тут же предложить комиссии называть сидоренкитом другой не менее интересный кольский минерал. Возвращаясь к нашей встрече с А.В. Сидоренко в тот памятный день, опишу его мгновенную реакцию на наше предложение. Первое, чем он сразу заинтересовался не без грусти в голосе, было: “А насколько вы уверены, что этот минерал действительно новый?” При этих словах мои спутники дружно повернули головы в мою сторону. Я подтвердил свою уверенность, но рассказал о конкуренции в этой области и о случаях, когда один и тот же минерал открывают в разных местах с небольшим разрывом во времени, за чем уследить совершенно невозможно. “Но по

поводу этого – сказал я – Вы можете быть совершенно спокойны, т.к. в случае каких-либо осложнений я смогу предложить для утверждения другой детально изученный минерал, не менее достойный присвоения ему Вашего имени”.

В результате наше предложение было с благодарностью принято, а через некоторое время сидоренкит был единогласно утвержден в КНМНМ МА (рис. 1), вслед за чем авторы открытия и исследования минерала были награждены специальным дипломом Всесоюзного минералогического общества (рис. 2). После опубликования первоописания сидоренкита в “Записках ВМО” я договорился о встрече с А.В. Сидоренко, во время которой передал ему оттиск статьи и копию диплома за открытие минерала. Вскоре после этого авторы открытия получили благодарственное письмо со следующими словами: “Прошу принять сердечную благодарность в связи с открытием, описанием и наименованием нового минерала – сидоренкита – в мою честь. Трогнут Вашим вниманием, желаю дальнейших успехов. Ваш А. Сидоренко” (рис. 3.). С тех пор эти простые и в то же время окрыляющие слова возникают в моей памяти всякий раз, когда я мысленным взором окидываю наиболее знаковые для меня события тех далеких дней. И каждый раз при воспоминаниях о тех днях я неизменно испытываю чувство глубокого удовлетворения от того, что на мою долю выпала счастливая возможность еще при жизни А.В. Сидоренко назвать его именем один из интереснейших типоморфных минералов ультрааппаи-



Рис. 2. Диплом первооткрывателям.

товых пород, связанных происхождением с щелочным магматизмом Кольского п-ова. Тем самым это имя оказалось навеки связанным в истории минералогии не только с новым минералом, но и с уникальными образованиями земной коры, наиболее ярко представленными в регионе, особенно дорогим сердцу рано ушедшего от нас замечательного человека и выдающегося ученого XX века.

Если обратиться к истории открытия и исследования сидоренкита, то первые данные о нем (дебаеграмма, параметры элементарной ячейки, спектральный анализ) были получены Е.И. Семеновым в 1964 г. из микроко-

ВИЦЕ-ПРЕЗИДЕНТ
АКАДЕМИИ НАУК СССР
академик
СИДОРЕНКО
Александр Васильевич

Москва, В-71, Ленинский проспект, 14
234-29-68

Глубокоуважаемые

Александр Петрович, Евгений Иванович,
Мария Ефимовна, Нинель Григорьевна !

Прошу принять сердечную благодарность
в связи с открытием, описанием и наименованием
нового минерала - сидоренкита - в мою честь.
Тронут Вашим вниманием, желаю дальнейших
успехов

В а ш



Рис. 3. Письмо А.В. Сидоренко.

Почти сразу же за открытием сидоренкита в Ловозерском массиве он был обнаружен и описан в ультраагпаитовых пегматитах г. Расвумчорр Хибинского массива [13], а позднее был зафиксирован еще и как минералогическая редкость в аналогичных образованиях из щелочного массива Сент-Илер в канадской провинции Квебек. Этими массивами исчерпывается список объектов, где в настоящее время известен сидоренкит.

Относительно широко он распространен только в пределах его типового месторождения, каковым является уникальное по минералогическому разнообразию пегматитовое поле г. Аллуайв в Ловозерском массиве. Здесь он встречен во многих жильных и шпировидных телах ультраагпаитовых пегматитов в виде прозрачных зерен розового цвета размером до 1-2 см в ассоциациях с виллиомитом, когаркоитом, термонаритом, эгирином и др. Более значительные по размеру выделения сидоренкита описаны И.В. Пековым [2] в двух крупнейших телах ультраагпаитовых пегматитов горы Аллуайв, известных как жилы "Шкатулка" и "Шомиокитовая". В первой из них он образует толсто-таблитчатые выделения до 6-7 см в ассоциации с уссингитом, серандитом, сфалеритом и др., во второй - аналогичные по форме выделения до 10-12 см, приуроченные к кавернозной эгирин-альбитовой породе, содержание сидоренкита в которой местами достигает 30 % объема. Кроме того, в полостях эгирин-альбитовой породы встречаются хорошо ограненные таблитчатые, изометричные и призматические кристаллы сидоренкита размером до 2 см, морфология которых изучена гониометрически (рис. 5).

Открытие сидоренкита дополнило еще одним минеральным видом сравнительно короткий в те годы, но ныне весьма обширный, насчитывающий более 200 названий, список минералов-эндемиков ультраагпаитовых пород, распространенных только или практически только в образованиях данного генетического типа. Основная часть минералов этого списка, многие

личеств минерала, кратко описанного им как "розовый Na-Mn-карбонат" в пегматитах р-на г. Аллуайв Ловозерского массива [3]. В 1977 г. идентичный по свойствам минерал был обнаружен автором настоящей статьи в том же районе в количествах, достаточных для его полного исследования, в результате которого было установлено [15], что сидоренкит представляет собой довольно необычное и более сложное, чем предполагалось ранее, соединение, относящееся к карбонатам и фосфатам, что сближает его с однотипным по химической формуле бредлиитом $\text{Na}_3\text{Mg}(\text{PO}_4)(\text{CO}_3)$ - соевым минералом, типоморфным для отложений содовых озер формации Грин-Ривер. Исследование кристаллической структуры сидоренкита показало, что она тоже весьма необычна (рис. 4) [1]. Ее анионную основу составляет смешанный радикал $\{\text{Mn}[\text{PO}_4](\text{CO}_3)\}^{3-}$ с набором комплексов трех типов: Mn-октаэдров, $[\text{PO}_4]$ -тетраэдров и (CO_3) -треугольников, что представляет собой большую редкость, объясняемую известным правилом устойчивости неорганических структур Л. Полинга ("принцип экономичности"), согласно которому в любой структуре энергетически выгодно существование наименьшего числа типов полиэдров.

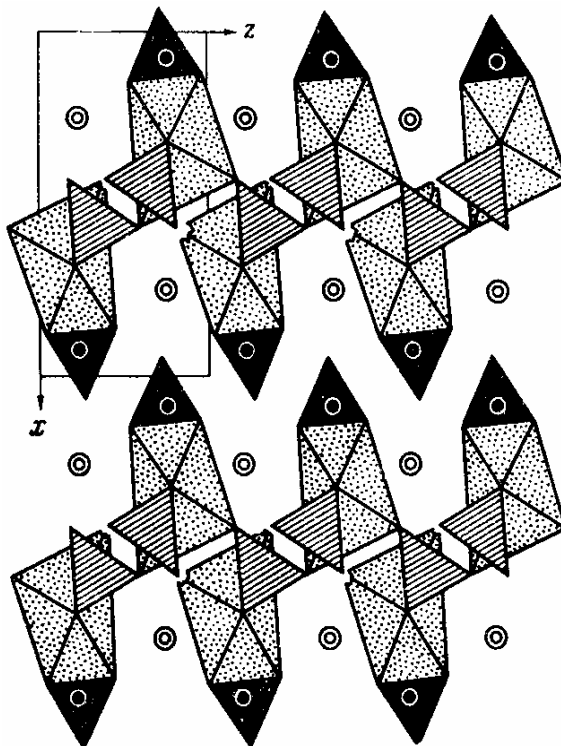


Рис. 4. План кристаллической структуры сидоренкита [1]. Полиэдрами выделены анионные сетки из Mn-октаэдров (точки), P-тетраэдров (сетка) и C-треугольников (черное). Круги - атомы Na.

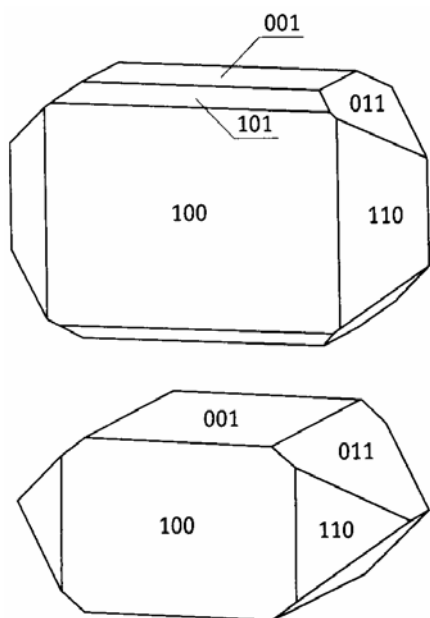


Рис. 5. Кристаллы сидоренкита из жилы "Шомнокитовой".

из которых оказались весьма необычными по своим кристаллохимическим особенностям, установлена в Ловозерском и Хибинском массивах, с которыми пространственно и генетически связаны крупнейшие в мире месторождения редкометалльно-фосфатного сырья. Как было недавно показано нами, высокая степень эндемичности минералов является общей особенностью минералогии гигантских месторождений самых разных видов полезных ископаемых, определяющих структуру национальных экономик многих стран. На основе анализа особенностей типоморфизма минералов-эндемиков автором сформулированы принципиально новые для теории рудогенеза подходы к решению проблемы формирования промышленных суперконцентраций металлов в литосфере [8, 9, 16]. В этом контексте вполне актуально по отношению к сидоренкиту, как и большинству других типоморфных минералов ультраагпаитовых пород, звучат сегодня слова одного из наших великих предшественников, акад. А.Е. Ферсмана [4, с. 431]: "Для нас безразлично, что это маленький невзрачный кристаллик, который мы видим только в лупу, если он является отражением важного геохимического, а может быть, и целого геологического процесса".

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ по гранту 07-05-00084.

Список литературы

1. Курова Т.А., Шумяцкая Н.Г., Воронков А.А., Пятенко Ю.А. О кристаллической структуре сидоренкита $\text{Na}_3\text{Mn}(\text{PO}_4)(\text{CO}_3)$ // Докл. АН СССР. 1980. Т. 251. № 3. С. 605-607.
2. Пеков И.В. Ловозерский массив: история исследования, пегматиты, минералы. М.: Земля, 2001. 432 с.
3. Семенов Е.И. О водных карбонатах кальция и натрия // Кристаллография. 1964. Т. 9. № 1. С. 109-110.
4. Ферсман А.Е. Институт им. М.В. Ломоносова и задачи его учреждений // Избр. соч. Т. 2. М.: АН СССР, 1953. С. 403-442.
5. Хомяков А.П. Минеральные соли ультраагпаитовых пород и их связь с рудоносностью щелочных массивов // Геол. руд. месторождений. 1988. № 1. С. 77-87.
6. Хомяков А.П. Минералогия ультраагпаитовых щелочных пород. М.: Наука, 1990. 196 с.
7. Хомяков А.П. Новейшие минералогические открытия и пересмотр концепции ограниченности числа минеральных видов // Структура и эволюция минерального мира. Матер. Межд. минералогич. семинара. Сыктывкар: Геопринт, 1997. С. 98-99.
8. Хомяков А.П. Минералы-эндемики как индикаторы высокопродуктивных рудогенерирующих процессов // Новые идеи и концепции в минералогии. Матер. III Межд. минералогич. семинара. Сыктывкар: Геопринт, 2002. С. 232-233.
9. Хомяков А.П. Минералы-эндемики как продукты геокатализа и индикаторы процессов формирования промышленных суперконцентраций металлов в литосфере // Минералогия во всем пространстве сего слова. Матер. X съезда Рос. минерал. об-ва. СПб: СПбГУ, 2004. С. 234-235.
10. Хомяков А.П. Принцип неограниченности числа минеральных видов в структурном и культурологическом аспектах // Тез. III Межд. симп. "Минеральное разнообразие – исследование и сохранение". София, 2005. С. 1-2.
11. Хомяков А.П. Рекордный вклад Кольского региона в общую систему минеральных видов // Тр. III Ферсмановской научн. сессии. Апатиты: К & М, 2006. С. 96-98.
12. Хомяков А.П., Александров В.Б., Краснова Н.И. и др. Бонштедтит $\text{Na}_3\text{Fe}(\text{PO}_4)(\text{CO}_3)$ – новый минерал // Зап. ВМО. 1982. № 4. С. 491-495.
13. Хомяков А.П., Быкова А.В., Шлихтер А.П. Сидоренкит из Хибинского щелочного массива // Зап. ВМО. 1980. № 5. С. 592-594.
14. Хомяков А.П., Полежаева Л.И., Соколова Е.В. Кроффордит $\text{Na}_3\text{Sr}(\text{PO}_4)(\text{CO}_3)$ – новый минерал семейства бредлиита // Зап. ВМО. 1994. № 3. С. 107-111.
15. Хомяков А.П., Семенов Е.И., Казакова М.Е., Шумяцкая Н.Г. Сидоренкит $\text{Na}_3\text{MnPO}_4\text{CO}_3$ – новый минерал // Зап. ВМО. 1979. № 1. С. 56-59.
16. Khomyakov A.P. Endemic minerals as products of geocatalysis and indicators of highly productive ore-generating processes // 19th General Meeting of the Int. Miner. Assoc. Kobe, Japan, 2006. Progr. & Abstr. P 305.

УЛЬТРААГПАИТОВЫЕ ПОРОДЫ ХИБИНО-ЛОВОЗЕРСКОГО КОМПЛЕКСА КАК НЕИСЧЕРПАЕМЫЙ ИСТОЧНИК МИНЕРАЛОВ С УНИКАЛЬНЫМИ СВОЙСТВАМИ

А.П. Хомяков

Институт минералогии, геохимии и кристаллохимии редких элементов, Москва, e-mail: imgre@imgre.ru

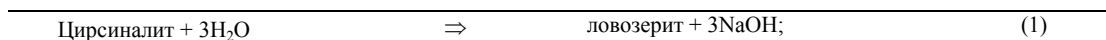
“В незатронутых выветриванием зонах массивов агпаитовых нефелиновых сиенитов широко распространены пересыщенные щелочными, летучими и редкими элементами пегматоидные породы, выделяемые как ультраагпаитовые, для которых характерны: обилие минералов, растворимых в воде или легко изменяющихся в атмосферных условиях, необычное разнообразие минеральных видов, тесная пространственная и парагенетическая связь с месторождениями редкометалло-фосфатного сырья” [8].

Среди минералогических уникалов нашей планеты Хибино-Ловозерский комплекс агпаитовых нефелиновых сиенитов резко выделяется по общему числу (свыше 600) и числу впервые описанных в нем (около 200) минеральных видов, представленных всеми ведущими классами химических соединений [12]. Теоретическое осмысление этого своеобразного генофонда минералов щелочных пород проводилось непрерывно по мере формирования, что нашло отражение в трудах нескольких поколений минералогов, геохимиков и геологов. Результатом явилось зарождение и развитие целого ряда фундаментальных идей, таких как обоснованные А.Е. Ферсманом представления о нахождении Zr, Ti и Nb в агпаитовых магмах не в виде обычных высокочarged катионов, а в виде комплексных анионов. Эта концепция не только объяснила главные особенности минералогии и геохимии характерных элементов щелочных массивов агпаитовой формации, но и приобрела более широкое значение. Она была успешно использована Н.В. Беловым и его школой при разработке теоретических основ кристаллохимии минералов со смешанными анионными радикалами. Она же широко использована Л.Н. Когарко и другими исследователями для обоснования наиболее вероятных моделей генезиса приуроченных к рассматриваемому комплексу сверхкрупных апатитовых, лопаритовых и эвдиалитовых месторождений.

Многолетние работы по минералогии этих месторождений позволили автору выявить в их глубоких зонах, не затронутых процессами выветривания, широкое распространение пересыщенных щелочными, летучими и редкими элементами пегматоидных пород ультраагпаитового типа [8, 9, 24], характеризующихся целым рядом весьма необычных минералов, таких как натросилит, натрит и олимпит, представляющих собой самые щелочные из когда-либо встреченных в природе водорастворимые силикаты, карбонаты и фосфаты натрия. Существование подобных солей в виде кристаллических фаз горных пород было невозможно предсказать на основе традиционных представлений, в связи с чем обнаружение в породах Хибин и Ловозера их обильных скоплений по существу означало открытие неизвестного ранее явления – **ультращелочного состояния природного вещества**. В таком состоянии не только Zr, Ti и Nb, но и все электроположительные элементы периодической системы, менее основные чем Na, проявляют амфотерные свойства, стимулирующие их переход из катионной в значительно более емкую анионную часть структуры агпаитовых магм. Последние приобретают свойства универсальных растворителей, что обеспечивает возможность накопления в них громадных масс P, Nb, Ta, Ti, Zr, Hf, REE, U, Th, Al, Ga, Sr, Ba, Be, Na, K, F и других компонентов. Это определяет супергигантские размеры месторождений, связанных с агпаитовым магматизмом, и их ярко выраженный комплексный характер. Этим же определяется появление в ультраагпаитовых породах большого множества минералов, уникальных по составу, структуре и свойствам.

Наиболее представительную по разнообразию минеральных видов часть этого множества составляют цеолитоподобные безалюминиевые титаносиликаты и их аналоги с высокопористой гетерокаркасной или гетерослоистой структурой, для обозначения которых автором [8, 9, 24, 27] введен термин “амфотеросиликаты”. Все они могут быть схематически описаны общей формулой $A_xM_ySi_pO_q$, где A – Na, K и другие высокощелочные катионы, M – Ti, Nb, Zr и другие элементы периодической системы, выполняющие роль центральных атомов в амфотерных оксокомплексах соответствующих структур. Кристаллохимическую основу амфотеросиликатов, большей частью относящихся к уникальным структурным типам, составляют смешанные каркасы, построенные из обычно дискретных M-кислородных полиэдров (октаэдров, 5-вершинников или тетраэдров) и SiO_4 -тетраэдров, ассоциированных в кольца, цепи, трубы и т.п. В полостях и каналах таких каркасов локализируются внекаркасные катионы, дополнительные анионы и молекулы воды. Амфотеросиликаты слоистого типа в основном представлены полисоматическими сериями слюдоподобных титаносиликатов и их аналогов, содержащих подвижные катионы в каналах и межслоевых пространствах структуры [19, 20, 22].

Результаты изучения уникальных свойств цеолитоподобных амфотеросиликатов отражены в многочисленных статьях автора, частично обобщенных в работах [2-11, 13-18, 21, 22, 24-27]. У многих из этих минералов обнаружено необычное поведение при взаимодействии с атмосферным воздухом, водой, солями, щелочами, кислотами, рентгеновским излучением и т.п. Установлено, в частности, что в зонах эпитепимального и гипергенного изменения ультраагпаитовых пород многие высокощелочные амфотеросиликаты легко замещаются гидратированными аналогами по следующим реакциям:



$\text{Na}_6\text{CaZrSi}_6\text{O}_{18}$		$\text{Na}_3\text{CaZrSi}_6\text{O}_{15}(\text{OH})_3$	
казаквит + $3\text{H}_2\text{O}$	$\Rightarrow$	тисиналит + 3NaOH ;	(2)
$\text{Na}_6\text{MnTiSi}_6\text{O}_{18}$		$\text{Na}_3\text{MnTiSi}_6\text{O}_{15}(\text{OH})_3$	
паракелдышит + H_2O	$\Rightarrow$	келдышит + NaOH ;	(3)
$\text{Na}_4\text{Zr}_2(\text{Si}_2\text{O}_7)_2$		$\text{Na}_3\text{HZr}_2(\text{Si}_2\text{O}_7)_2$	
келдышит + $3\text{H}_2\text{O}$	$\Rightarrow$	“гидрокелдышит” + NaOH ;	(4)
$\text{Na}_3\text{HZr}_2(\text{Si}_2\text{O}_7)_2$		$2[\text{NaHZrSi}_2\text{O}_7 \cdot \text{H}_2\text{O}]$	
ломоносовит + $4\text{H}_2\text{O}$	$\Rightarrow$	мурманит + $2\text{Na}_3\text{PO}_4$;	(5)
$\text{Na}_4\text{Ti}_4\text{Si}_4\text{O}_{18} \cdot 2\text{Na}_3\text{PO}_4$		$\text{Na}_4\text{Ti}_4\text{Si}_4\text{O}_{18} \cdot 4\text{H}_2\text{O}$	
вуоннемит + $4\text{H}_2\text{O}$	$\Rightarrow$	эпистолит + $2\text{Na}_3\text{PO}_4$;	(6)
$\text{Na}_5\text{TiNb}_2\text{Si}_4\text{O}_{17}\text{F} \cdot 2\text{Na}_3\text{PO}_4$		$\text{Na}_5\text{TiNb}_2\text{Si}_4\text{O}_{17}\text{F} \cdot 4\text{H}_2\text{O}$	

Приведенные реакции необратимы и характеризуются чрезвычайно высокими скоростями. С наибольшей скоростью протекают реакции 1 и 2, на основе изучения которых установлено неизвестное ранее явление – **сверхбыстрый гидролиз ультращелочных титано- и цирконосиликатов** [14]. В атмосферных условиях замещения цирсиналита ловозеритом и казаквита тисиналитом протекают самопроизвольно. Им сопутствует быстрое помутнение свежих сколов высокощелочных минералов вследствие развития налетов соды – продуктов взаимодействия едкого натра поверхностной пленки с атмосферной углекислотой по схеме $2\text{NaOH} + \text{CO}_2 = \text{Na}_2\text{CO}_3 \cdot \text{H}_2\text{O}$. Примерно по той же схеме протекают реакции 3 и 4, благодаря которым паракелдышит в большинстве мест находок обнаруживается в виде реликтов среди продуктов его замещения, представленных келдышитом и/или “гидрокелдышитом” (фазой М34). Несколько иное поведение присуще слоистым титано-ниобосиликатам семейства ломоносовита [4]. В отличие от рассмотренных случаев, высокощелочные представители семейства вполне устойчивы в атмосферных условиях, но легко выщелачиваются по реакциям 5 и 6 в эпитегрмальном и гипергенном процессах. К такому же результату приводят эксперименты по обработке ломоносавита и вуоннемита холодной водой.

В результате рассмотренных реакций образуется особый класс гомоосевых псевдоморфоз, в которых вторичные минералы наследуют от соответствующих первичных не только химическую, но и структурную основу. Возникают эволюционные ряды (казаквит-тисиналит, цирсиналит-ловозерит, паракелдышит-келдышит-“гидрокелдышит” (фаза М34), ломоносавит-мурманит, вуоннемит- эпистолит), в которых каждому вторичному минералу соответствует вполне определенный протоминерал. До недавнего времени ловозерит и эпистолит рассматривались как вполне самостоятельные первичные минералы, а для мурманита допускалась возможность первичной кристаллизации и псевдоморфизации ломоносавита. Результаты наших исследований [4-9, 14, 24, 25] привели к полному пересмотру представлений в этой области в пользу единой, вторичной природы гидратированных минералов подобного типа, которые было предложено выделить в особую генетическую группу **трансформационных минеральных видов** (ТМВ).

В отличие от обычных полигенных минералов, способных кристаллизоваться из расплавов или растворов, ТМВ образуются только путем псевдоморфизации вполне конкретных минералов-предшественников с унаследованием от них основных особенностей состава и структуры. Однозначность соответствия между эволюционно связанными парами протоминерал-ТМВ открывает большие возможности при расшифровке палеоусловий и палеопроцессов природного минералообразования и вносит существенный вклад в разработку общей **концепции наследования в минералогенезисе** [7, 13, 18]. Важнейшим аспектом практического использования установленных связей между высокощелочными и гидратированными аналогами амфотеросиликатов является возможность восстановления первичного минерального состава пород и руд по вторичным продуктам. На этой основе автору удалось, в частности, раскрыть природу ловозерит-мурманитовых луювритов Ловозерского массива как измененных ультраапатитовых пород, первоначально имевших существенно цирсиналит-ломоносавитовый состав. Другим важнейшим прикладным аспектом является использование установленных связей для получения материалов с заданными структурой и свойствами на основе природных минералов путем их термохимической или иной обработки [2, 3, 8, 9, 24].

Возвращаясь к приведенной выше оценке Хибино-Ловозерского комплекса как неисчерпаемого источника открытий новых минералов, отметим, что первые весьма значимые открытия необычных по составу и свойствам минералов (группа ломоносавита-мурманита и др.) были сделаны здесь участниками экспедиций финских исследователей во главе с В. Рамзаем (1890-е гг.), а позднее коллективами целого ряда учреждений АН СССР, возглавлявшимися А.Е. Ферсманом, К.А. Власовым и другими видными учеными. Во многом благодаря успехам минералогических работ этих коллективов, но в первую очередь, конечно же, благодаря их вкладу в открытие уникальных апатитовых, лопаритовых и эвдиалитовых месторождений, щелочные массивы Хибин и Ловозера приобрели широчайшую мировую известность и значение подлинного национального достояния страны. В дальнейшем ученики и последователи первопроходцев продолжали успешно наращивать достижения своих предшественников. Об этом свидетельствует следующая статистика: если за первый 80-летний период минералогических открытий в рассматриваемых массивах, охватывающий отрезок с 1890 по 1970 гг., в них было описано 35 неизвестных науке минералов, то за значительно более короткий период с 1971 по 2005 гг. – около 150 [12], причем их большая часть (свыше 80) установлена при участии автора статьи.

Весьма резкое ускорение темпов минералогических открытий в Хибино-Ловозерском комплексе в последние десятилетия было связано с работами автора и других исследователей по детальному изучению вещественного состава ультраагпаитовых пород. Результаты этих работ, широко пропагандировавшиеся нами в научной и популярной литературе, а также в выступлениях на различных форумах, привлекли внимание многих ученых, активно подключающихся к более глубокому исследованию уже выявленных нами минералов и установленных в результате собственных исследований. Среди наиболее впечатляющих следует выделить достижения молодежных групп исследователей разного профиля, возглавляемых И.В. Пековым и Н.В. Чукановым, на счету которых уже более 50 официально утвержденных новых минералов [1]. Подчеркнем, что основная их часть, как и в нашем случае, обнаружена в пегматитах ультраагпаитового типа. Вслед за открытием на Кольском п-ове многие характерные для ультраагпаитовых пород этого региона минералы за короткий срок были описаны также зарубежными исследователями, выявившими их в аналогичных образованиях в щелочных массивах Гардарской (Гренландия) и Монтереджианской (Канада) провинций. В настоящее время это направление исследований продолжает плодотворно развиваться в нашей стране и за рубежом, все более расширяя представления о структурном и химическом разнообразии минерального мира и подтверждая каждой очередной серией открытий обоснованность выдвинутого нами принципа неограниченности числа минеральных видов [10]. Параллельно с этим все более широкий круг необычных по свойствам минералов ультраагпаитовых пород вовлекается в сферу интересов технологической минералогии и материаловедения, исследующих эти минералы с целью практического использования.

Синтетические титано- и цирконосиликаты уже многие годы привлекают к себе внимание специалистов-материаловедов как новый класс сорбентов и ионообменников, перспективных для использования в различных отраслях химической и нефтяной промышленности [23]. В качестве основы или прототипов для создания таких материалов могут быть с успехом использованы и минералы ультраагпаитовых пород, что доказано на примере лабораторных испытаний титаносиликата пенквилксита, цирконосиликата “гидрокелдышита” (фаза М34) и бериллосиликата ловдарита. В результате проведенных с нашим участием испытаний доказана возможность их использования в качестве эффективных сорбентов, на этой основе разработаны защищенные авторскими свидетельствами способы очистки отходящих газов от двуокиси серы при производстве серной кислоты, тяжелых цветных металлов из сульфидных руд и в теплоэнергетике [16, 17]. Среди недавно описанных природных прототипов микропористых материалов большого внимания заслуживает ловозерский титаносиликат сейдит-(Ce), $\text{Na}_4(\text{Ce}, \text{Sr})_2\{\text{Ti}(\text{OH})_2(\text{Si}_6\text{O}_{18})\}(\text{O}, \text{OH}, \text{F})_4 \cdot \text{H}_2\text{O}$ [15, 21]. Для этого минерала с гетерокаркасной структурой, пронизанной широкими сквозными каналами, автором установлена способность к активному взаимодействию с органическими жидкостями и солями различных металлов при комнатной температуре, а также к обмену Na на Tl, K, Rb, Cs и Ba.

В последние годы обширные семейства природных амфотеросиликатов и других минералов со смешанными анионными радикалами оказались в центре внимания специалистов-экологов как класс материалов, обладающих высокой емкостью в отношении радионуклидов и других элементов высокоактивных отходов ядерной энергетики [27]. Свидетельством этого является быстро нарастающий объем публикаций об исследованиях, касающихся условий синтеза и свойств подобных минералов, в том числе зорита, келдышита, костылевита, ловдарита, ненадкевичита, пенквилксита, сейдита, терскита, умбита и др., впервые описанных в качестве новых минералов в ультраагпаитовых породах Хибино-Ловозерского комплекса. К поискам новых типов природных матриц для иммобилизации высокоактивных отходов сейчас подключились минералоги и материаловеды многих ведущих стран мира, о чем можно судить по результатам успешно проведенного недавно в Риме международного симпозиума “Микро- и мезопористые минеральные фазы” [20, 26]. Важной вехой на пути этих поисков безусловно явится и проведение в июле с.г. в Апатитах, на базе Геологического института КНЦ РАН международной конференции минералогов и кристаллографов с аналогичной повесткой дня, в которой более половины включенных в программу докладов в той или иной мере основаны на результатах исследования минералов ультраагпаитовых пород.

В итоге в результате ведущихся поисков безусловно будут найдены эффективные способы захоронения компонентов высокоактивных отходов, в т.ч. основанные на их иммобилизации путем закрепления на кристаллических матрицах природного происхождения. Кристаллическое состояние является доминирующей формой фиксации химических элементов в земной коре, что обеспечивает высокую стабильность состава гидро- и атмосферы и тем самым эволюционный характер развития органической жизни на нашей планете. Перевод в такое состояние высокоактивных отходов позволил бы человечеству сохранить благоприятную для жизни экологическую обстановку на Земле на сроки, сравнимые с продолжительностью геологических периодов.

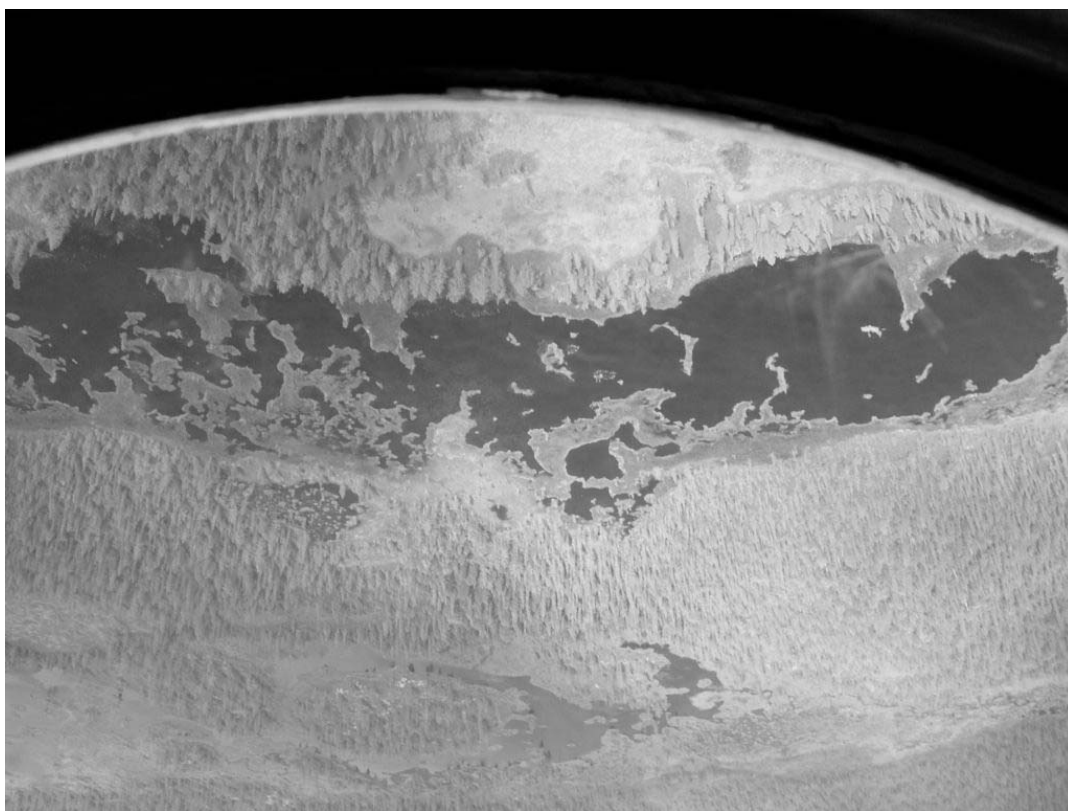
Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ по гранту 07-05-00084.

Список литературы

1. Пеков И.В. Генетическая минералогия и кристаллохимия редких элементов в высокощелочных постмагматических системах // Автореф. дис. д.г.-м.н. М.: МГУ, 2005. 48 с.
2. Солодов Н.А., Чепижный К.И., Челищев Н.Ф., Хомяков А.П. и др. Природные минералы как основа новых материалов // Зап. ВМО. 1977. № 2.С. 193-200.

3. Солодов Н.А., Чепижный К.И., Челищев Н.Ф., Хомяков А.П. и др. Новые направления промышленного использования природных минералов // Лабораторные и технологические исследования и обогащение минерального сырья. Экспресс-информация. М.: ВИЭМС, 1978. Вып. 4. С. 1-19.
4. Хомяков А.П. Конституция и типохимические особенности минералов группы ломоносовита // Конституция и свойства минералов. Киев: Наук. думка, 1976. Вып. 10. С. 96-104.
5. Хомяков А.П. Типы закономерных сростаний минералов группы келдышита // Геохимия. Минералогия. Петрология: Межд. геол. конгр. XXV сесс.: Докл. сов. геологов. М.: Наука, 1976. С. 233-240.
6. Хомяков А.П. Гомоосевые псевдоморфозы титано- и цирконосиликатов как индикаторы физико-химических условий минералообразования в щелочных массивах // Проблемы генетической информации в минералогии. Сыктывкар: Коми фил. АН СССР, 1976. С. 68.
7. Хомяков А.П. Явление наследования кристаллических структур минералов при псевдоморфизации как фактор видообразования // Генетическая информация в минералах. Вып. 31. Сыктывкар: Коми фил. АН СССР, 1980. С. 20-21.
8. Хомяков А.П. Минералогия ультраагпаитовых пород // Дис. д.г.-м.н. М.: ИМГРЭ, 1986. 356 с.
9. Хомяков А.П. Минералогия ультраагпаитовых щелочных пород. М.: Наука, 1990. 196 с.
10. Хомяков А.П. Новейшие минералогические открытия и пересмотр концепции ограниченности числа минеральных видов // Структура и эволюция минерального мира. Межд. минерал. семинар. Сыктывкар: Геопринт, 1997. С. 98-99.
11. Хомяков А.П. Высокоупорядоченные амфотеросиликаты группы эвдиалита как индикаторы предельно щелочных условий минералообразования в магматических процессах // Всерос. семинар с участием стран СНГ "Геохимия магматических пород". М.: ГЕОХИ, 2002. С. 96-97.
12. Хомяков А.П. Рекордный вклад Кольского региона в общую систему минеральных видов // Тр. III Ферсмановской научн. сессии. Апатиты: К & М, 2006. С. 96-98.
13. Хомяков А.П., Юшкин Н.П. Принцип наследования в кристаллогенезисе // Докл. АН СССР. 1981. Т. 256. № 5. С. 1229-1233.
14. Хомяков А.П., Капцов В.В., Щепочкина Н.И., Рудницкая Е.С. Явление сверхбыстрого гидролиза ультращелочных титано- и цирконосиликатов. Экспериментальная проверка // Докл. АН СССР. 1978. Т. 243. № 4. С. 1028-1031.
15. Хомяков А.П., Феррарис Дж., Беллусо Е. и др. Сейдит-(Ce) $\text{Na}_4\text{SrCeTiSi}_8\text{O}_{22}\text{F}\cdot 5\text{H}_2\text{O}$ – новый минерал с цеолитными свойствами // Зап. ВМО. 1998. № 4. С. 94-100.
16. Челищев Н.Ф., Хомяков А.П., Беренштейн Б.Г. и др. А.с. № 1096794 от 08.02.1984 "Способ очистки газов от двуокиси серы" // Бюл. Открытия и изобретения. 1984. № 21.
17. Челищев Н.Ф., Беренштейн Б.Г., Хомяков А.П., Смола В.И. А.с. № 1241558 от 01.03.1986 "Способ очистки газа от двуокиси серы" // Бюл. Открытия и изобретения. 1986. № 24.
18. Юшкин Н.П., Хомяков А.П., Евзикова Н.З. Принцип наследования в минералогенезисе. Препринт № 93. Сыктывкар: Коми фил. АН СССР, 1984. 32 с.
19. Ferraris G. Polysomatism as a tool for correlating properties and structures // Modular Aspects of Minerals (S. Merlino, ed.). Eur. Mineral. Union, Notes in Mineralogy. 1997. V 1. P 275-295.
20. Ferraris G., Merlino S. (Eds.). Micro- and Mesoporous Mineral Phases // Rev. in Mineral. and Geochem. 2005. V 57. 448 p.
21. Ferraris G., Belluso E., Gula A., Soboleva S.V., Khomyakov A.P. The crystal structure of seidite-(Ce), $\text{Na}_4(\text{Ce}, \text{Sr})_2\{\text{Ti}(\text{OH})_2(\text{Si}_8\text{O}_{18})\}(\text{O}, \text{OH}, \text{F})_4\cdot 5\text{H}_2\text{O}$, a modular microporous titanosilicate of the rhodesite group // Canad. Miner. 2003. V 41. P 1183-1192.
22. Ferraris G., Khomyakov A.P., Belluso E., Soboleva S.V. Polysomatic relationships in some titanosilicates occurring in the hyperagpaitic alkaline rocks of the Kola Peninsula, Russia // Proc. 30th Int. Geol. Congr. 1997. V 16. P 17-27.
23. Joung D.A. Methods for manufacture of group IV-B metasilicate zeolites // U.S. Patent Office. 1967. N. 3.329 (480, 481, 482).
24. Khomyakov A.P. Mineralogy of hyperagpaitic alkaline rocks. Oxford.: Clarendon Press, 1995. 224 p.
25. Khomyakov A.P. Transformation mineral species and their use in palaeomineralogical reconstructions // 30th Int. Geol. Congr. Beijing, China, 1996. V 2/3. P 450.
26. Khomyakov A.P. Zeolite-like amphoterosilicates of hyperagpaitic rocks and their unique properties // Micro- and mesoporous mineral phases. Rome: Acad. Lincei, 2004. P 231-234.
27. Khomyakov A.P. Natural aluminium-free micro- and mesoporous amphoterosilicates – a unique class of matrices for immobilizing high-level waste // 32th Int. Geol. Congr. Florence, Italy, 2004. Abstr. Pt 1. P 534.
28. Lin Z., Rocha J., Brandao P. et al. Synthesis and structural characterization of microporous umbite, penkvilksite and other titanosilicates // J. Phys. Chem. B. 1997. V 101. P 7114-7120.

ГЕОХИМИЯ



ВЛИЯНИЕ РАННЕЙ ДИФФЕРЕНЦИАЦИИ ЗЕМЛИ НА МАНТИЙНЫЕ И КОРОВЫЕ ПРОЦЕССЫ АРХЕЯ-ФАНЕРОЗОЯ

Ю.А. Балашов

Геологический институт КНЦ РАН, Ananuy, balashov@geoksc.apatity.ru

В последние годы резко возросло внимание к расшифровке процессов формирования мантии и коры на самом раннем (≥ 4.45 -3.9 млрд. лет) “хадейском” геологическом этапе, пограничном между аккрецией и археем. Судя по величинам $\epsilon\text{Hf}(T)$, $\epsilon\text{Nd}(T)$ и геохимическим особенностям состава раннеархейских – хадейских пород и цирконов [4, 7, 10, 16, 20], упрощенная модель разделения редких и рассеянных элементов между мантией и корой не нашла однозначного решения, поскольку остаются в высшей степени дискуссионными важнейшие вопросы: о масштабах гетерогенности мантии и соотношении объемов ранней мантии и коры, степени унаследования эффектов ранней дифференциации в мантии и др.

В данном сообщении рассмотрено развитие гетерогенности литосферы в геологическом времени, которое включает обоснование гигантской дифференциации примитивной мантии в хадее и унаследование результатов этого процесса в мантии и коре архея, протерозоя и фанерозоя. Для этого использован анализ распределения многовалентных некогерентных элементов в перидотитовых ксенолитах, опубликованная информация для которых систематизирована на рис. 1. Эти данные свидетельствуют о существовании ряда процессов фракционирования элементов в литосфере. Прежде всего отметим, что для сравниваемых элементов фиксируется общая закономерность, включающая лерцолиты континентального и океанического сегментов литосферы – линия DM-EM, ограничивающая относительную распространенность отдельных элементов (справа на рис. 1) при гигантских вариациях в содержании. Эта линия характеризуется положительной корреляцией между Th, La и Nb с Zr или внутри P3Э. Во всех случаях линия DM-EM пересекает точки среднего значения для примитивной мантии (PM) и силикатной оболочки Земли (BSE) [12, 15], что указывает на единство процесса фракционирования для мантийной литосферы в континентальных и океанических зонах. До последнего времени оставался открытым вопрос о возрасте этого процесса, хотя высказывались предположения о приуроченности его к хадейскому этапу [1-4, 10]. Датирование трех лерцолитовых ксенолитов Витимского плато Pb-Pb методом (в модельном расчете к CHUR) впервые позволило с высокой точностью получить древнейший возрастной рубеж в интервале 4469-4456 млн. лет [5], отвечающий началу дифференциации мантийной литосферы. Оказалось, что по геохимическим параметрам эти лерцолиты строго коррелируют с линией DM-EM (рис. 1) и указывают на формирование лерцолитов из примитивной мантии. Такой же возраст в модельном варианте рассчитан по изотопной системе ^{146}Sm - ^{142}Nd (4460 ± 115 млн. лет) для протолита метаосадочных пород Зап. Гренландии [10]. Отметим, что аналогичный возраст 4450 ± 20 млн. лет указывается для стабилизации земной атмосферы [24]. Поскольку линия DM-EM включает лерцолиты океанического сегмента, можно утверждать, что ранняя дифференциация мантии сопровождалась и формированием мантийного деплетированного протолита литосферы. Рассматриваемая линия DM-EM отражает начальный этап гигантской дифференциации мантийной литосферы (например, для Th отмечаются вариации на 4-5 порядков!). Логично допустить, что примерно к этому же времени приурочено начало формирования и мафической протокры за счет выплавления из мантийных лерцолитов. На рис. 1 это иллюстрируется данными для реститового гарцбургитового ксенолита (№ 12) с возрастом 4445 ± 3 млн. лет [5], приуроченного к континентальным разностям гарцбургитов.

Наиболее разительные геохимические особенности ранней дифференциации, определяемые систематикой данных на рис. 1 по линии DM-EM – существование в пределах субконтинентальной зоны лерцолитовых ксенолитов с примитивными, обогащенными и обедненными содержаниями редких элементов при максимальной деплетированности лерцолитов субокеанической зоны. Среди них наибольший интерес представляют аномалии с максимально высокими (ЕМ) и низкими (DM) концентрациями редких элементов, по которым легко проследить степень унаследования результатов ранней дифференциации в более молодой литосфере. Ранее указывалось [2], что надежным источником информации для процессов корообразования в хадее являются цирконы, представленные детритовыми и ксеногенными разностями, которые можно сопоставить с цирконами более молодых пород. Именно в цирконах раннего хадея Зап. Австралии [16, 23] отмечены высокие концентрации редких элементов (Th, Nb, Y и др.). Аномальное обогащение Th отмечается также в детритовых цирконах архея (Балтийский щит - Карелия и Канадский щит - Манитоба) [2], а также в цирконах протерозойских долеритов и более молодых щелочных базальтов и интрузий [22, 18, 1] (рис. 2). Напротив, резко пониженные концентрации Th и дефицит легких P3Э в мантийных ксенолитах океанического сегмента (рис. 1) господствуют в фанерозойских океанических базальтах, отражая факт длительного существования деплетированной части литосферы. Таким образом, признаки унаследования ранней глубокой дифференциации мантии прослеживаются в литосфере.

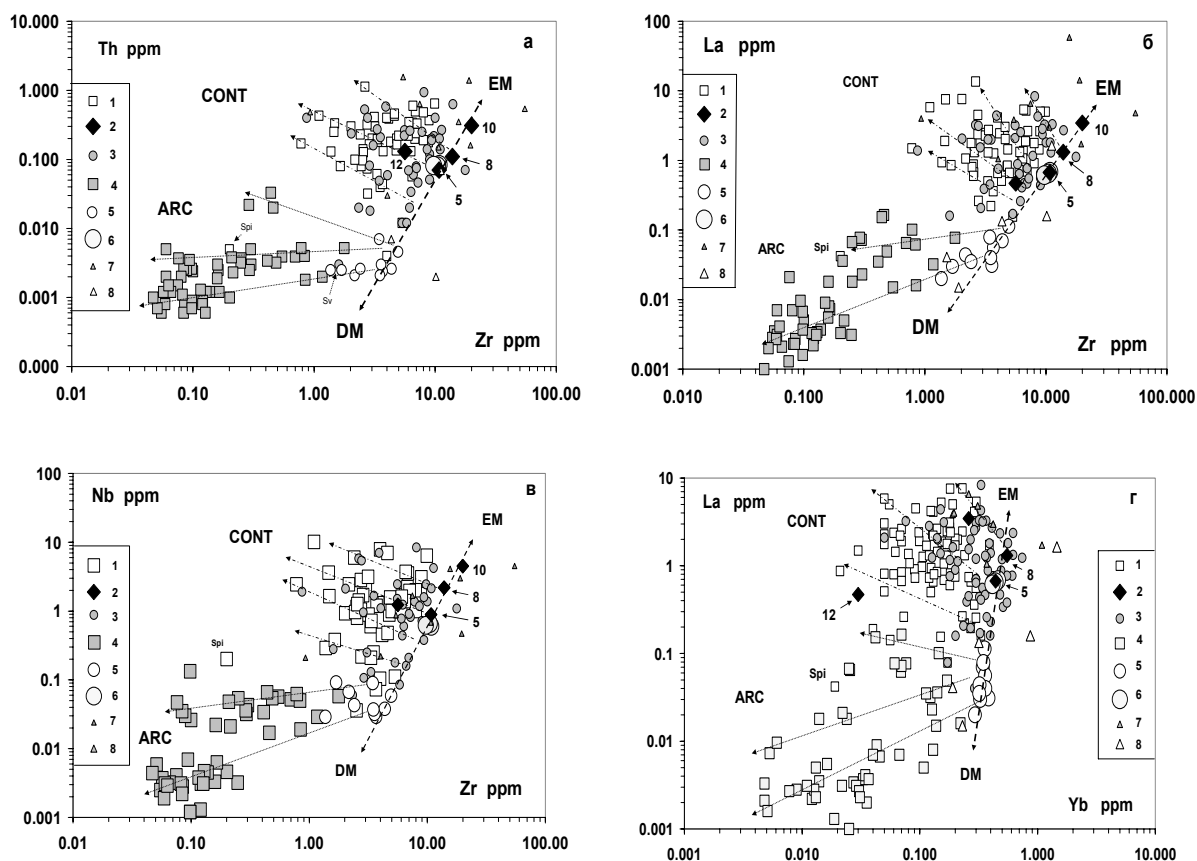


Рис. 1 а – г. Контрастность распределения редких элементов в мантийных перидотитовых ксенолитах субконтинентальных (CONT) и субокеанических зон (ARC) литосферы.

Субконтинентальный сегмент (1 – 3, 7): 1 – гарцбургиты; 2 – датированные лерцолиты (№ 5, 8, 10) и гарцбургит (№ 12) Витима [5]; 3 – лерцолиты; 7 – перидотиты, измененные фанерозойскими наложенными процессами. **Субокеанический сегмент** (4, 5, 8): 4 – гарцбургиты и дуниты; 5 – лерцолиты; 8 – измененные перидотиты; 6 – PM $\approx$ BSE [12, 15]. Стрелками показаны направления изменения содержания редких элементов относительно линии DM-EM. Spi и Sv – перидотитовые ксенолиты Шпицбергена и Свияго с геохимическими параметрами, сходными с островодужными гарцбургитами и лерцолитами.

Если обратиться к данным в левой части рисунков, то очевидно существование двух типов позднего перераспределения редких элементов в литосфере. Отмечается преимущественная близость лерцолитов разных регионов к линии DM-EM сравнительно с гарцбургитами и дунитами. При этом в океанических разностях гарцбургитов и дунитов фиксируется потеря всех редких элементов, что указывает на реститовую природу этих пород. В субконтинентальных разностях подобный процесс также наблюдается, но в большинстве случаев осложняется тем, что перидотитовые ксенолиты, несущие признаки существенной метасоматической проработки (например, лерцолитовые и гарцбургитовые ксенолиты Монголии и Шпицбергена [13, 14]), характеризуются повышенными концентрациями редких элементов. Подобная особенность определенно указывает на дополнительный привнос элементов за счет мантийного метасоматоза (это справедливо и для плюмовых океанических точек). Наиболее сильно влияние этого процесса сказывается на гарцбургитовых разностях ксенолитов, содержание редких элементов в которых может превышать наблюдаемую в лерцолитах в несколько раз: геохимически это выражается в возникновении отрицательной корреляции между сильно некогерентными элементами (Th, U, La и др.) в сравнении с Zr или Yb (на рис. 1 это условно показано стрелками для ксенолитов из континентальных килей). Указанная геохимическая аномалия в гарцбургитах вряд ли является случайной. Скорее всего, она отражает типичные для постаршейской литосферы процессы мантийного метасоматоза, предшествующие или сопутствующие генерации плюмовых магм разного состава. Выплавление магм из обогащенной редкими элементами лерцолитовой матрицы должно приводить к формированию мантийных интрузивных комплексов с признаками генерации из обогащенной мантии (например, расслоенные базит-гипербазитовые интрузии Кольского п-ова [8]) и остаточных реститовых гарцбургитов с аномальными геохимическими признаками. При детальном анализе информации отмечается также влияние тектонического фактора – гетерогенности источников субдукционных процессов с преобладанием океанической или субконтинентальной перидотитовой матрицы, милонитизации и катаклаза, а также воздействие контаминации за счет MORB - расплавов (рис. 1 – измененные

перидотиты). Подавляющая масса датировок перидотитовых ксенолитов приурочена к интервалу моложе 2100-2200 млн. лет, а пики возрастов в большинстве случаев близки к эпизодам активизации плюмового мантийного магматизма или магматизма субдукционных зон. Эта активизация возрастает от протерозоя к фанерозою [4]. Если использовать информацию по Re-Os изотопной системе [6, 17], гораздо реже возраст ксенолитов ориентировочно отвечает архейским этапам парциального плавления литосферы и даже хадею. Почти во всех подобных случаях в ксенолитах удается обнаружить перекристаллизацию минералов (существование нескольких генераций оливина, пироксена и сульфидов), появление амфиболов или контаминацию (жилы и участки подплавления). Эти процессы сопровождаются большими вариациями изотопных параметров Sm-Nd и Rb-Sr систем [14]. В отдельных регионах доля метасоматически измененных перидотитов может достигать 70-90 % (по Re-Os изотопной системе ксенолитов). Невольно возникает вопрос, является ли преобразование континентальных литосферных зон за счет вторичных процессов особенно преимущественно архейских, протерозойских и фанерозойских этапов истории литосферы или подобные процессы могли существовать ранее. Из геохимических данных для датированных мантийных ксенолитов [5] видно, что древнейший гарцбургит (№ 12 на рис. 1) существенно отличается от лерцолитовых ксенолитов аномальными геохимическими параметрами, указывающими на обогащенность некоторыми редкими элементами. Как указывалось, этот гарцбургит на рис. 1 попадает в поле постхадейских метасоматизированных гарцбургитовых ксенолитов. Это косвенно подтверждает предположения об участии щелочных магм в формировании протокры хадея [1, 3, 16].

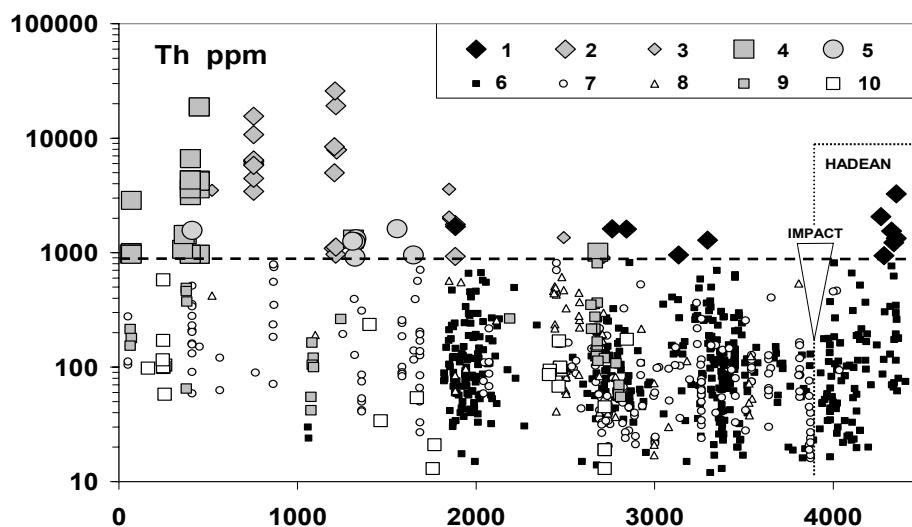


Рис. 2. Вариации в содержании Th для цирконов из различных пород и регионов.

Высокотермический циркон (> 900 ppm): 1 – детритовые цирконы Австралии и Балтийского щита (магматизм с участием флюидов!); 2 – дайковые долеритовые серии Зап. Австралии и Манитобы; 3 – габбро и нориты Канады и Швейцарии; 4 – щелочные базальты, сиениты и карбонатиты Австралии, Камчатки, Кольского п-ова, Кузнецкого Алатау и Китая; 5 – ортогнейсы Австралии. Цирконы с пониженным содержанием Th (900-10 ppm): 6 – детритовые и ксеногенные цирконы Манитобы, Японии, Австралии и Балтийского щита; 7 – гранитоиды и фельзитовые вулканиты Австралии, Балтийского щита, Гренландии, Канады, Камчатки, Китая, Марокко, Украины и Ю. Африки; 8 – мафические и ультраосновные интрузивные и вулканические породы зеленокаменных поясов Гвинеи, Канады, Балтийского щита и Украины, а также расслоенные и габбро-анортозитовые интрузии Балтийского щита, Ю. Африки и Канады; 9 – сиениты и карбонатиты Балтийского щита, Канады и Камчатки; 10 – мантийные и коровые ксенолиты. IMPACT – время оптимального развития импактных событий, датированное по породам Луны.

Существование мощного хадейского этапа дифференциации мантии на первый взгляд не согласуется с ничтожными объемами древнейшей коры Земли. Этот парадокс кажущийся, т.к. появление воды на поверхности планеты, регистрируемое повышенным $\delta^{18}\text{O}$ в цирконах хадея [16], способствовало вторичному преобразованию мафической коры – образованию TTG гранитоидов и быстрой их переработке гидротермальными и гипергенными процессами в осадки [2]. Те и другие частично захоронялись под архейской корой, о чем свидетельствуют эпизодические находки хадейских интрузивных пород в архейских “окнах” [9], а также обнаруженные осадочных пород и гранулитов в раннем архее, среди которых встречаются разности с резко отрицательными значениями $\epsilon\text{Nd(T)}$ до -17 и -23 и модельными возрастами (в пересчете на CHUR) в интервале 3.9-4.5 млрд. лет [2]. Вторым мощным фактором исчезновения древнейшей коры были импактные события позднего хадея, зарегистрированные на поверхности Луны в интервале 4.2-3.8 млрд. лет [21]. В этом случае хадейская кора явилась экраном, защитившим ранее возникшую мантийную гетерогенность литосферы, хотя сама была в значительной степени переработана в риголит или уничтожена. Наконец, следует отметить возможность удаления части протокры в процессах ранней субдукции, вероятность которых активно обсуждается в печати в связи с поисками причин появления TTG-ассоциаций в хаде [11, 19].

Список литературы

1. Балашов Ю.А. Признаки вещества древнейшей коры Земли в метаморфических породах архея // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1990. № 12. С. 126-128.
2. Балашов Ю.А. Магматизм хадейского этапа дифференциации Земли // Докл. АН. 2006. Т. 209. № 5. С. 639-642.
3. Балашов Ю.А., Пушкарев Ю.Д. О древнейшем магматизме // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1990. № 11. С. 138-141.
4. Балашов Ю.А., Глазнев В.Н. Циклы щелочного магматизма // Геохимия. 2006. № 3. С. 309-321.
5. Глебовицкий В.А., Нукитина Л.П., Салтыкова А.К. и др. Термальная и химическая неоднородность верхней мантии Байкало-Монгольского региона // Петрология. 2007. Т. 15. № 1. С. 61-92.
6. Alard O., Griffin W.L., Pearson N.J. et al. New insights into Re-Os systematics of sub-continental lithospheric mantle from in situ analysis of sulphides // Earth Planet. Sci. Lett. 2002. V 203. P 651-663.
7. Amelin Yu., Lee D-Ch., Halliday A.N., Pidgeon R.T. Nature of the Earth's earliest crust from hafnium isotopes in single detrital zircons // Nature. 1999. V 399. P. 252-255.
8. Balashov Yu. A., Bayanova T.B., Mitrofanov F.P. Isotope data on the age and genesis of layered basic-ultrabasic intrusions in the Kola Peninsula and northern Karelia, northeastern Baltic Shield // Precambrian Res. 1993. V64. P 197-205.
9. Bowring S.A., Williams I.S. Priscoan (4.00-4.03 Ga) orthogneisses from northwestern Canada // Contrib. Mineral. Petrol. 1999. V 134. P 3-16.
10. Caro G., Bourdon B., Birck J.-L., Moorbath S. ^{146}Sm - ^{142}Nd evidence from Isua metamorphosed sediments for early differentiation of the Earth's mantle // Nature. 2003. V 423. P 428-432.
11. Foley S., Tiepolo M., Vannucci R. Growth of early continental crust controlled by melting amphibolite in subduction zones // Nature. 2002. V 417. P 837-840.
12. Hofmann A.W. Chemical differentiation of the Earth: the relationship between mantle, continental crust, and oceanic crust // Earth Planet. Sci. Lett. 1988. V 90. P 297-314.
13. Ionov D.A., Hofmann A.W., Shimizu N. Metasomatism-induced melting in mantle xenoliths from Mongolia // J. Petrol. 1994. V 35. P 753-785.
14. Ionov D.A., Ashchepkov I., Jagoutz E. The provenance of fertile off-craton lithospheric mantle: Sr-Nd isotope and chemical composition of garnet and spinel peridotite xenoliths from Vitim, Siberia // Chem. Geol. 2005. V 217. P 41-75.
15. McDonogh W.F., Sun S.-s. The composition of the Earth // Chem. Geol. 1995. V 120. P 223-253.
16. Peck W.H., Valley J.W., Wilde S.A., Graham C.M. Oxygen isotope ratios and rare earth elements in 3.3 to 4.4 Ga zircons: Ion microprobe evidence for high $\delta^{18}\text{O}$ continental crust and oceans in the early Archean // Geochim. Cosmochim. Acta. 2001. V 65. N 22. P 4215-4229.
17. Peltonen P., Brügmann G. Origin of layered continental mantle (Karelian craton, Finland): Geochemical and Re-Os isotope constraints // Lithos. 2006. V 89. P 405-423.
18. Pidgeon R.T., Cook T.J.F. 1214 ± 5 Ma dyke from the Darling Range, southwestern Yilgarn Craton, Western Australia // Australian J. Earth Sci. 2003. V 50. P 769-773.
19. Rapp R.P., Shimizu N., Norman M.D. Growth of early continental crust by partial melting of eclogite // Nature. 2003. V 425. P 605-609.
20. Vervoort J.D., Blichert-Toft J. Evolution of the depleted mantle: Hf isotope evidence from juvenile rocks through time // Geochim. Cosmochim. Acta. 1999. V 63. N 3/4. P 533-556.
21. Warren P.H. The Moon // Treatise on geochem. V. 1. Meteorites, comets, and planets. Carlson R.W. (ed.). 2003. P. 559-600.
22. Wingate M.T.D., Giddings J.W. Age and palaeomagnetism of the Mundine Well dyke swarm, Western Australia: implications for an Australia-Laurentia connection at 755 Ma // Precambrian Res. 2000. V 100. P 335-357.
23. Wyche E., Nelson D.R., Riganti A. 4350-3130 Ma detrital zircons in the Southern Cross granite-greenstone terrane, Western Australia: implications for the early evolution of the Yilgarn Craton // Austral. J. Earth Sci. 2004. V 51. P 31-45.
24. Zhang Y. The young age of Earth // Geochim. Cosmochim. Acta. 1998. V 62. N 18. P 3185-3189.

ХАЛЬКОФИЛЬНЫЕ ЭЛЕМЕНТЫ В ДОННЫХ ОТЛОЖЕНИЯХ УМБОЗЕРА

В.А. Даувальтер

Институт проблем промышленной экологии Севера КНЦ РАН, Анапиты, vladimir@inep.ksc.ru

Север Европейской части России обладает уникальными минерально-сырьевыми ресурсами. На территории Мурманской обл. находятся крупнейшие в стране горнодобывающие, горно-перерабатывающие и горно-металлургические предприятия, ежегодно извлекающие на поверхность земли миллионы тонн горных пород, выбрасывающие в атмосферу и водоемы тысячи тонн загрязняющих веществ, в т.ч. высокотоксичных соединений металлов и органических загрязнителей. Среди загрязняющих веществ чрезвычайно опасны для природы и человека тяжелые металлы, в первую очередь высокотоксичные халькофилы Hg, Cd, Pb и As, способные мигрировать в воздушной и водной средах на значительные расстояния благодаря геохимическим особенностям: относительно низкой температуре плавления, способностью образовывать металлорганические комплексы и т.д. В последние десятилетия они приобрели статус глобальных загрязняющих элементов. Несмотря на большое количество источников загрязнения халькофильными элементами в мире, в т.ч. и Мурманской обл., очень мало информации об их содержании в окружающей среде, в частности, водных системах. Целью исследований было установление геохимических особенностей распределения Hg, Cd, Pb и As в донных отложениях Умбозера, подверженного влиянию выбросов и стоков горно-металлургических предприятий.

Умбозеро – второй по величине водоем Мурманской обл.: общая площадь составляет 319.4 км², площадь водного зеркала 313.4 км², наибольшая длина 43.3 км, ширина 12.0 км. Высота уровня озера над уровнем моря – 151.6 м. По максимальной глубине (115 м) оно стоит в ряду наиболее глубоких озер европейской части России. В этом отношении его превосходят лишь Онежское и Ладожское. Южная часть озера мельче северной. Общая площадь водосбора 2130.8 км². Из озера вытекает р. Умба, впадающая в Белое море. Озеро расположено на восток от Хибинского массива. Северная сравнительно узкая часть лежит между Хибинским и Ловозерским массивами. Здесь ширина озера 5-6 км. Умбозеро расположено на восток от промышленно развитого центра Мурманской обл.. Антропогенное воздействие на него происходит в значительно меньших размерах, чем на крупнейшее озеро Кольского п-ова – Имандру. Схема Умбозера и расположение станций отбора проб донных отложений показаны на рис. 1.



Рис. 1. Схема Умбозера.

У-1 – СВ часть Умбозера, куда поступают сточные воды Ловозерского ГОКа (рудник Умбозерский), У-2 – восточная и центральная части Умбозера, У-3 – ЮЗ часть Умбозера, куда поступают стоки рудника Восточный ОАО “Апатит”. 1-9 – станции отбора проб донных отложений.

Освоение Коашвинского апатит-нефелинового месторождения с 1978 г. повлекло загрязнение ЮЗ части Умбозера взвешенными веществами и соединениями азота. Сточные воды рудника Восточный поступают в р. Вуоннемйок, далее через систему оз. Китчевяр, Китчепах и р. Умболка вносятся в Умбозеро. В первые годы освоения рудника из-за отставания строительства очистных сооружений в водную систему поступили огромные количества взвешенных веществ, что привело к заилению дна южной части Умбозера. В настоящее время внедрение системы очистки на руднике Восточный и снижение объемов производств позволило резко сократить сброс загрязняющих веществ. Повышенное содержание в водной системе азотной группы является, очевидно, следствием ведения взрывных работ на руднике Восточный. Кроме сточных вод рудника в эту же систему поступают хозяйственно-бытовые стоки пос. Коашва [3]. СВ часть Умбозера испытывает воздействие сточных вод рудника “Умбозерский” Ловозерского ГОКа. Состав сточных вод фторидно-гидрокарбонатно-натриевый. Основными коллекторами сточных вод являются руч. Азимут и Лопаритовый, вбирающие в себя шахтные воды, откачиваемые на рельеф местности, а также стоки промышленной площадки. По этим ручьям загрязняющие вещества: фтор, взвеси, минеральные соли –поступают в Умбозеро [3].

В апреле и июле 2005 г. проведена геохимическая съемка Умбозера, во время которой с помощью грави-

тационной колонки О.К. Скогхейма [7] отобраны донные отложения и послойно разделены по 1 см для анализа. Тяжелые металлы и As определялись в химико-аналитической лаборатории ИППЭС КНЦ РАН с помощью атомно-абсорбционной спектрофотометрии. Hg определялась атомной абсорбцией холодного пара. Другие халькофильные элементы (As, Cd, Pb) анализируются прибором Analyst-800 методом атомной абсорбции с электротермическим атомизатором. Подробно методики описаны в [1, 2, 4, 5]. Для оценки загрязнения Умбозера халькофильными элементами использовалась методика Л. Хокансона [6]. Для каждого элемента отдельно определялись значения коэффициента (C_f^i) как частное от деления содержания халькофильных элементов (Cd, Pb, As, Hg) в поверхностном слое (0-1 см) донных отложений к фоновому значению, определенному из самой глубокой части колонки. В этом подходе придерживались следующей классификации: $C_f^i < 1$ – низкое загрязнение донных отложений элементом; $1 \leq C_f^i < 3$ – умеренное; $3 \leq C_f^i < 6$ – значительное; $C_f^i \geq 6$ – высокое. Степень загрязнения халькофильными элементами C_d определялась как сумма всех коэффициентов загрязнения C_f^i для данной станции. Этот подход позволил определить коэффициент загрязнения, который характеризует загрязнение акватории отдельными халькофильными элементами и их суммарный вклад. Для четырех токсичных халькофильных элементов принимается следующая классификация степени загрязнения: $C_d < 4$ – низкая; $4 \leq C_d < 8$ – умеренная; $8 \leq C_d < 16$ – значительная; $C_d \geq 16$ – высокая [6].

В самых глубоких донных отложениях Умбозера концентрации Cd на порядок меньше, чем среднее значение фоновых концентраций Cd в донных отложениях малых озер Кольского п-ова [9]. К поверхности донных отложений происходит увеличение концентраций Cd (рис. 2). Коэффициенты загрязнения Cd находятся в пределах 4.5-8.4 (табл. 1), т.е. относятся к значительным и высоким. Наибольшее значение коэффициента загрязнения Cd (высокое) отмечено в донных отложениях станций 8 и 9 ($C_f^{Cd} = 8.4$ и 8.3), близко расположенных от места поступления сточных вод Восточного рудника через р. Вуонемйок. Значительные коэффициенты загрязнения Cd отмечены на станциях 3 и 4 Умбозера. Но наибольшее содержание Cd (0.51 мкг/г) в поверхностных слоях наблюдается на станции 6 в южной части озера. Здесь же зарегистрированы и его наибольшие концентрации в воде – 0.34 мкг/л. Отрицательная корреляционная зависимость концентраций Cd в донных отложениях с глубиной говорит в пользу вывода, что увеличение концентраций Cd происходит в современных слоях и что этот элемент – один из основных загрязняющих тяжелых металлов. Концентрации Cd в донных отложениях исследуемых озер имеют высокие значения коэффициента корреляции со всеми халькофильными элементами, а также с содержанием органического материала. Следовательно, на процессы миграции и аккумуляции этого элемента в донных отложениях оказывают влияние сорбционная способность органического материала.

Среднее значение фоновых концентраций Pb для малых озер Кольского п-ова в среднем в 2 раза больше, чем содержание Pb в самых нижних слоях колонок донных отложений исследуемых станций Умбозера [2]. По направлению к поверхности донных отложений концентрации Pb постепенно увеличиваются и в верхних слоях достигают максимума (рис. 2). Значения коэффициента загрязнения Pb высокие (по [6]) и находятся в пределах 5.5-11.9 (табл. 1). Максимальное значение коэффициента загрязнения Pb отмечено в донных отложениях станции 8, близко расположенной к устью р. Вуонемйок, по которой в озеро поступают стоки Восточного рудника. Максимальное содержание Pb (32.2 мкг/г) в поверхностных слоях наблюдается на станции 9, где зафиксированы и его наибольшие концентрации в воде (2.39 мкг/л). Установлена достоверная отрицательная корреляционная связь концентраций Pb с глубиной слоев в донных отложениях озер, что говорит о загрязнении этим элементом современных отложений. Следовательно, можно сделать вывод, что Pb является одним из основных загрязняющих тяжелых металлов. Концентрации Pb в толще донных отложений исследуемых озер имеют высокие значения коэффициента корреляции со всеми исследуемыми халькофильными элементами, а также с органическим материалом. Следовательно, на процессы миграции и аккумуляции этого элемента в донных отложениях также оказывает влияние сорбционная способность органического материала.

В Умбозере концентрации As в самых глубоких частях колонок донных отложений меньше, чем среднее значение фоновых концентраций As в донных отложениях озер бассейна Печоры [2]. Во всех исследуемых станциях Умбозера к поверхности донных отложений происходит увеличение концентраций As, ранее отмеченное для Cd и Pb (рис. 2). Коэффициенты загрязнения As в донных отложениях Умбозера находятся в пределах 2.0-4.6 (табл. 1), т.е. относятся к умеренным и значительным, наибольшие значения отмечены не только около устья р. Вуонемйок, но и в северной части озера, испытывающей влияние стоков рудника Умбозерский. Как и для концентраций Cd и Pb, концентрации As в донных отложениях Умбозера имеют высокие значения коэффициента корреляции со всеми исследуемыми халькофильными элементами, а также с содержанием органического материала.

Концентрации Hg в самых глубоких частях колонок донных отложений Умбозера в среднем в 5 раз меньше, чем среднее значение фоновых концентраций Hg в донных отложениях малых озер Кольского п-ова [2]. Во всех исследуемых станциях Умбозера к поверхности донных отложений происходит увеличение концентраций Hg ранее (рис. 2). Коэффициенты загрязнения Hg донных отложений находятся в пределах 3.2-6.0 (табл. 1), т.е. значительны. Наибольшие величины коэффициента загрязнения Hg отмечены в донных отложениях станций 8 и 9 ($C_f^{Hg} = 5.8$ и 6.0) у устья р. Вуонемйок. Отмечена достоверная отрицательная корреляция концентраций Hg с глубиной слоев, что подтверждает вывод о росте концентраций Hg по направлению к поверхности. Наблюдаются высокие значения коэффициента корреляции содержания Hg со всеми исследуемыми халькофильными элементами и содержанием органического материала. Следовательно, на процессы миграции и аккумуляции Hg в донных отложениях оказывает влияние сорбционная способность органического материала.

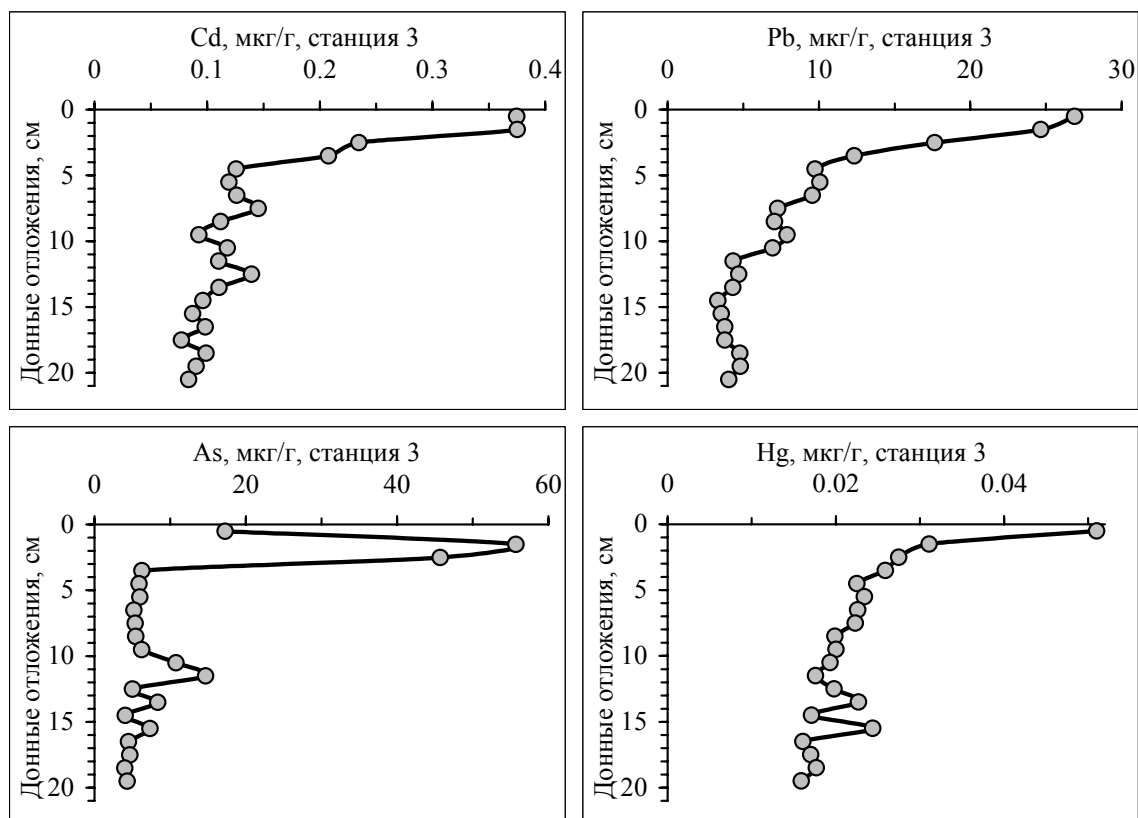


Рис. 2. Вертикальное распределение халькофильных элементов в донных отложениях станции 3 Умбозера.

Таблица 1. Концентрации элементов (мкг/г) в поверхностном (0-1 см) и фоновом слоях донных отложений, потери веса при прокаливании (ППП, %) и значения коэффициента (C_f) и степени (C_d) загрязнения в Умбозере.

Станция, глубина, м	Слой, см	ППП, %	Cd	Pb	As	Hg	C_d
Ст. 3	0 – 1	12.74	0.375	26.9	17.3	0.051	
54 м	20 – 21	9.61	0.084	4.1	4.3	0.016	
	C_f		4.5	6.6	4.0	3.2	18.3
Ст. 4	0 – 1	16.20	0.574	24.4	5.0	0.049	
21 м	25 – 26	11.63	0.127	3.7	1.1	0.014	
	C_f		4.5	6.6	4.5	3.6	19.2
Ст. 6	0 – 1	17.70	0.507	24.8	32.1	0.083	
34 м	22 – 23	12.18	0.077	4.5	6.9	0.020	
	C_f		6.6	5.5	4.6	4.2	20.9
Ст. 8	0 – 1	15.28	0.385	27.5	11.5	0.103	
20 м	9 – 10	6.60	0.046	2.3	5.8	0.018	
	C_f		8.4	11.9	2.0	5.8	28.1
Ст. 9	0 – 1	16.59	0.388	32.2	15.5	0.106	
19 м	14 – 15	8.61	0.047	3.6	7.1	0.018	
	C_f		8.3	9.0	2.2	6.0	25.5
Среднее	0 – 1	15.70	0.446	27.2	16.3	0.079	
содержание	Фон	9.73	0.076	3.6	5.0	0.017	

Судя по материалам изучения донных отложений Умбозера, оно испытывает антропогенное воздействие Восточного и Умбозерского рудников, расположенных на берегах этого самого глубокого озера Мурманской

обл. Воздействие сказывается в повышении концентраций в поверхностных слоях донных отложений тяжелых металлов. Наибольшие коэффициенты загрязнения зафиксированы для Cd и Pb, т.е. металлов, которые в последние десятилетия относятся экологами к глобальным загрязняющим элементам, особенно в арктической и субарктической зонах Северного полушария. Коэффициенты загрязнения по ним достигают 8.4 и 11.9 (на станции 8). К глобальным загрязнителям относятся также Hg и As. Концентрации Hg увеличиваются в поверхностных слоях донных отложений практически всех исследуемых станций. Коэффициенты загрязнения Hg находятся в пределах 3.2-6.0. Hg является чрезвычайно токсичным металлом, эти величины коэффициента загрязнения могут оказать значительное отрицательное влияние на жизнедеятельность гидробионтов. As характеризуется умеренным и значительным загрязнением в донных отложениях Умбозера. Коэффициенты загрязнения As в них находятся в пределах 2.0-4.6. Наибольшая величина степени загрязнения, рассчитанная как сумма коэффициентов загрязнения 4 элементов (Cd, Pb, Hg и As), отмечена на станции 8 Умбозера – 28.1. Согласно [6], все станции Умбозера характеризуется как сильно загрязненные по исследуемым 4 халькофильным элементам, на остальных станциях Умбозера также отмечены высокие значения степени загрязнения.

Следовательно, Умбозеро испытывает интенсивное воздействие глобального характера, а также загрязняется стоками рудников, что сказывается на повышении концентраций высокотоксичных халькофильных элементов Cd, Pb, Hg и As в поверхностных слоях донных отложений.

Список литературы

1. Даувальтер В.А. Тяжелые металлы в донных отложениях озерно-речной системы оз. Инари – р. Пасвик // Вод. ресурсы. 1998. Т. 25. № 4. С. 494-500.
2. Даувальтер В.А. Закономерности осадконакопления в водных объектах Европейской субарктики (природоохранные аспекты проблемы) // Автореф. дис. д.г.н. Апатиты: КНЦ РАН, 1999. 52 с.
3. Моисеенко Т.И., Яковлев В.А. Антропогенные преобразования водных экосистем Кольского Севера. Л.: Наука, 1990. 220 с.
4. Моисеенко Т.И., Родюшкин И.В., Даувальтер В.А., Кудрявцева Л.П. Формирование качества вод и донных отложений в условиях антропогенных нагрузок на водоемы арктического бассейна (на примере Кольского Севера). Апатиты: КНЦ РАН, 1996. 263 с.
5. Моисеенко Т.И., Даувальтер В.А., Родюшкин И.В. Геохимическая миграция элементов в субарктическом водоеме (на примере оз. Имандра). Апатиты: КНЦ РАН, 1997. 127 с.
6. Håkanson L. An ecological risk index for aquatic pollution control – a sedimentological approach // Water Res. 1980. V 14. P. 975-1001.
7. Skogheim O.K. Rapport fra Arungenprosjektet. Oslo: As-NLH. N 2. 1979. 7 p.

ПРОБЛЕМА ВОЗРАСТА И ИСТОЧНИКА ВЕЩЕСТВА КАРБОНАТИТОВ ХИБИНСКОГО МАССИВА

О.Б. Дудкин, П.А. Серов

Геологический институт КНЦ РАН, г. Анапты, dudkin@geoksc.apatity.ru

Открытие в Хибинском массиве карбонатитов на рубеже 60-70^х годов прошлого века не сразу получило признание. В отечественной геологии в тот период жильные карбонатные породы в щелочных плутонах большинством геологов считались гидротермалитами [1]. Первые сообщения о присутствии в Хибинах интрузивных карбонатитов не принимались к печати. Проблема была решена акад. А.В. Сидоренко, который представил статью об этом открытии в Доклады АН СССР [2]. В 1975 г. И.В. Бельковым в Геологическом институте КФ АН СССР была организована группа по исследованию карбонатитов Хибин. Она включала геологов, минералогов и геохимиков. В результате ее работы присутствие карбонатитов в Хибинском массиве получило широкое признание [3]. За прошедшие 30 лет выяснилось, что возраст пород карбонатитового комплекса близок к возрасту массива [4], состав карбонатитов соответствует составу распространенных в мире TR-Sr-Ba карбонатитов и магматический генезис наиболее ранних альбит-кальцитовых карбонатитов Хибин подтверждается физико-химическими экспериментами [5, 6]. Вместе с тем, возраст и особенности источника вещества карбонатной составляющей хибинских карбонатитов требуют обсуждения.

Карбонатитовый комплекс открыт буровыми работами вблизи восточного контакта массива с архейскими гнейсами. Изученная площадь развития хибинских карбонатитов (1.5×2 км) перекрыта четвертичными отложениями. Ядром комплекса является сплошное тело карбонатсодержащих пород, уходящее под дно оз. Умба. Оно вскрыто 4 буровыми скважинами на площади 500×600 м и прослежено до глубины 1800 м. Ядро комплекса представлено преимущественно кальцит-альбитовыми, кальцит-флогопит-альбитовыми, альбит-кальцитовыми породами и марганцовистыми кальцитовыми карбонатитами. В радиусе до 2 км от ядра комплекса фоййиты карбонатизированы, альбитизированы и пронизаны поздними кальцитовыми, кальцит-доломитовыми и доломит-анкеритовыми жилами. Сечение поздних жил по керну до 20 см. Они отличаются большим разнообразием редкометалльных TR-Sr-Ba карбонатов и отнесены к поздней, условно гидротермальной фации карбонатитов, что связано с присутствием в них марказита, борнита, гетита, флюорита, криолита, давсонита, галенита [3, 5]. Поздние жилы секут вмещающие фоййиты и карбонатные породы ядра.

Первые определения возраста хибинских карбонатитов Rb-Sr методом с использованием мономинеральных фракций привели к существенному разбросу изотопных отношений [7]. Позже, при совместном анализе Sr-Nd изотопных данных в главных комплексах пород Хибинского массива [4] для карбонатитового комплекса принимались только результаты, полученные по породам. В [4] сделано заключение о близком возрасте формирования карбонатитов и нефелиновых сиенитов около 370 млн. лет. В [8] получен Sm-Nd возраст по карбонатам поздних карбонатных жил: 366 ± 47 млн. л. (Finnigan MAT 261, Карлстонский ун-т). В этой работе для изотопных исследований впервые использован бурбанкит, который в породах ядра карбонатитового комплекса является наиболее характерным акцессорным минералом и главным носителем TR_{La} .

Авторами была выбрана кальцит-альбитовая порода из ядра карбонатитового комплекса с зеленовато-желтыми зернами бурбанкита, прозрачными во фракции -0.16 мм с легко удаляемыми в порошок редкими включениями синхизита (Порода-1, бурбанкит, плагиоклаз, табл. 1). В кальцит-альбитовой породе прослеживаются участки кальцит-биотит-альбитовой породы (Порода-2), которая для исследований была взята целиком (табл. 1). В анализировавшихся пробах главными носителями TR_{La} являются бурбанкит, синхизит, стронцианит и анкилит. Определения проводились на многоколлекторном термоионизационном масс-спектрометре Finnigan-MAT-262 (RPQ), химические процедуры подготовки проб приведены в работе [9].

Изотопный возраст оказался предельно близок возрасту, полученному в Карлстонском университете [8], 365 ± 47 млн. лет (рис. 1). Большие ошибки при Sm-Nd определениях с использованием карбонатов, по-видимому, связаны не только с разными температурами закрытия Sm-Nd системы, но и высокой подвижностью TR_{La} и Sr. Отмечалось возможное влияние на Sr и Nd изотопные отношения процессов фракционной кристаллизации, частичного плавления и смешения вещества, что наиболее вероятно при использовании мономинеральных фракций [10, 11]. Карбонатиты включают измененные щелочные пикриты, рассекаются феолитами и трахитами [3]. При этом очевидна длительная активность щелочно-карбонатной фазы, которая могла оставаться агрессивной на глубине в условиях цеолитовой фации метаморфизма десятки миллионов лет уже после основного этапа кристаллизации магм.

В такой сложной ситуации выбор минерала для Sm-Nd изотопных исследований должен, по-видимому, определяться не только признаками его первичной кристаллизации в породе и чистотой кристаллов, но и присутствием TR_{La} в минерале в виде изоморфной примеси. Найти по всем перечисленным условиям минерал в карбонатитах и вмещающих их фоййитах не удалось. Было принято решение обратиться к центральной области Хибинского массива, к зоне ийолитов и уртитов, подстилающих апатит-нефелиновые тела в районе Кукисвумчорр-Юкспорского месторождения. Возраст ийолита, вмещающего пегматит, определен Rb-Sr методом в 371 ± 6 млн. л. [14], в ассоциирующем с эвдиалитом апатите $^{87}Sr/^{86}Sr$ составило по данным авторов 0.70384 ± 29 . Здесь в подстилающих рудные тела ийолит-уртитах прослежены протяженные поля щелочных пегматитов, в которых неоднократно наблюдались выделения натрита и термонатрита со значениями $\delta^{13}C\text{‰ PDB} = -0.946 - -6.1$ [12, 13]. Для определения Sm-Nd возраста был выбран чистый кристалл эвдиалита из эгирин-амфиболового пегматита в массивном ийолите, в котором фиксировались выделения соды. Привлечение силиката из жильного образования в центральной дуге массива представляло определенный риск, но был получен результат, не противоречащий одновозрастности ранних карбонатитов и жильных образований в фойдолитах Хибин (табл. 1, рис. 2). При этом сохраняется проблема единства источника вещества карбонатитов и силикатных пород, слагающих массив.

Таблица 1. Результаты Sm-Nd изотопного анализа пород и минералов.

№образца	Содержание ppm		Изотопные отношения		млнлет	ϵ
	Sm	Nd	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$		
Порода-1	14.272	91.861	0.093918	0.512484 ± 18	711	+1.9
Порода-2	46.228	350.518	0.079726	0.512439 ± 12	698	+1.6
Бурбанкит	575.685	8882.093	0.039181	0.512346 ± 10		
Плагиоклаз	1.231	7.275	0.102277	0.512492 ± 20		
Эвдиалит	57.424	203.993	0.170168	0.512659 ± 11		

Примечание: Порода-1 – кальцит-альбитовая; Порода-2 – кальцит-флогопит-альбитовая. Эвдиалит отобран из пегматита в ийолите центральной дуги Хибинского массива.

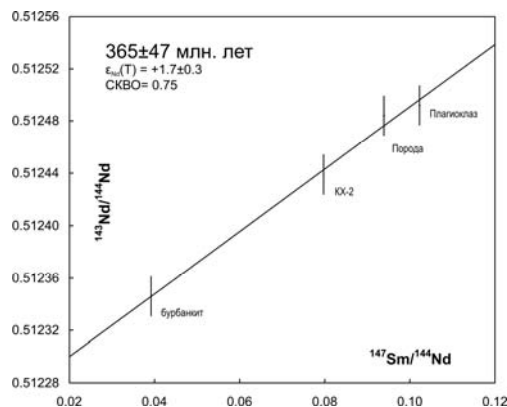


Рис. 1. Sm-Nd изохрона по породам и минералам карбонатитового комплекса Хибин.

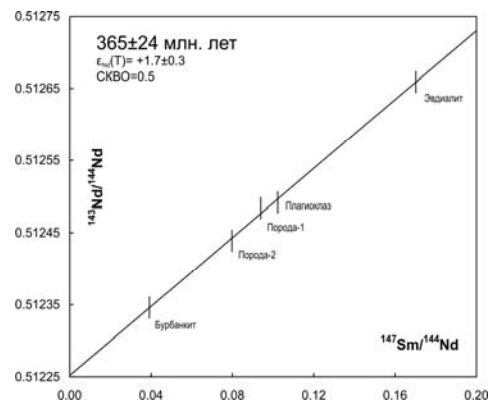


Рис. 2. Sm-Nd изохрона по породам и минералам карбонатитового комплекса и эвдиалита из пегматита в ийолите центральной дуги Хибин.

Аксессуарный эвдиалит вмещающих карбонатитовый комплекс фойайтов исчезает при альбитизации и карбонатизации. Это свидетельствует о несовместимости состава закристаллизовавшегося фойайта и внедрившегося карбонатитового расплава. На особенность источника вещества карбонатитовой магмы указывают и изотопные данные. Анализ изотопного состава свинца в пирохлоре, галените и сфалерите обнаружил следы контаминации карбонатитов коровым веществом [3]. В 2004 г. Ю.Д. Пушкарев (устное сообщение) повторил анализ галенита на новом аналитическом уровне и подтвердил результат, полученный ранее [3]. Изотопные исследования легких и инертных газов (He, Ar, Ne) дали свидетельства мантийного источника карбонатитов и признаки влияния атмосферной составляющей [15]. У. Крамм и Л.Н. Когарко [4] отметили возможность связи генерации карбонатитового расплава с контаминацией мантийного вещества коровой составляющей.

Карбонатитовый комплекс находится возле контакта массива с вмещающими гнейсами архея. Падение контакта массива по геофизическим данным допускает взаимодействие карбонатитовой магмы в момент ее внедрения в фойайты с гнейсами. В этом случае колебания значений $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в карбонатах и апатите карбонатитов должны быть более существенными. Но первичные значения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в стронцианите и кальците хибинских карбонатитов по ранее сделанным определениям составили 0.7036 и 0.7040 [3], а в апатите 0.70368 ± 13 [12]. По [8], в кальците (3 образца), бурбанките и карбоцерните карбонатитов $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ имеют значения 0.70388-0.70391 ± 3 и приравнены к инициальным. При этом удовлетворительной Rb-Sr изохроны, как это удалось сделать по минералам для ийолита центральной части массива [14], ни в одной работе не приводится.

Примером существенного влияния на изотопию Sr в карбонатах даже поверхностных вод со стороны вмещающих пород может служить гипергенный карбонат-гидроксил-фторapatит (франколит) фоскоритов Ковдорского массива. Фоскоритовый шток расположен возле контакта массива с архейскими гнейсами. В коре выветривания по его фоскоритам и карбонатам проявлены резкие колебания отношений $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в гипергенном карбонат-гидроксил-фторapatите – от значений, типичных для палеозойских пород, до значений, соответствующих архею (табл. 2). Выполненные авторами определения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ для такого же апатита кор выветривания в породах Хибин (Finnigan MAT 262 [9]) подобных отклонений не показали (табл. 2). В табл. 2 для сравнения даны значения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ хибинского апатита из натролитовой жилы. Очевидно, для предположения о привносе вещества в состав хибинских пород со стороны докембрийских толщ термальными и поверхностными водами нет основания.

Остается вопрос о воздействии на состав карбонатитов пород дайковой серии – щелочных пикритов, фонолитов и щелочных трахитов [3]. Взаимоотношения щелочных пикритов с карбонатами по керну буровых скважин представляются неоднозначными, тогда как фонолиты и щелочные трахиты внедрились позже ранних карбонатных пород. Карбонатитовый комплекс рассекает крупная дайка фонолитов, ранние карбонатиты брек-

чируются многочисленными жилами щелочных трахитов мощностью до 40 см по керну. Фонолиты и щелочные трахиты рассекаются тонкими поздними кальцитовыми и доломитовыми прожилками с анкилитом и стронцианитом. По [17], фонолиты возникли несколько позже силикатных пород массива (363-362 млн. лет) и влияние их состава на состав карбонатов на локальных участках карбонатитов представляется возможным.

Таблица 2. Изотопия Sr в апатите кор выветривания по карбонатитам и щелочным породам.

№ п/п	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	№ п/п	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$
1	0.7038	5	0.70423 ± 11
2	0.7050	6	0.70396 ± 32
3	0.7057	7	0.70392 ± 8
4	0.7061	8	0.70449 ± 20

1-4 – вариации значений $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в апатите коры выветривания по карбонатитам (фоскоритам) Ковдорского массива [16]; 5-7 – то же в коре выветривания по породам Хибинского массива; 8 – апатит из натролитовой жилы Хибин (данные авторов).

Таким образом, время формирования хибинских карбонатитов существенно не отличается от времени становления Хибинского массива. Оно несколько моложе возраста ийолитов и может быть близким времени формирования части пегматитов, а также поздних эндогенных жил в ийолит-уртитовой дуге массива. При несовместимости минеральных ассоциаций фойяитов ядра Хибинского массива и карбонатитов, однозначно отрицать генетическую связь карбонатитов с нефелиновыми сиенитами, ийолитами и дайковым комплексом пород нет основания. Об этом свидетельствуют ассоциации пород щелочных комплексов с карбонатитами, близкими по составу хибинским. Так, TR-Sr-Ba карбонатиты щелочных комплексов Малави ассоциируют с фойяитами, ювитами, ийолитами, дайками фонолитов и трахитов [18]. Нужно отметить и другую ассоциацию: в K-Na карбонатных лавах вулкана Олдойньо-Ленгаи, Танзания обнаружены ксенолиты ийолита и нефелинового сиенита с эвколитом [19].

Список литературы

1. Кухаренко А.А., Орлова М.П., Багдасаров Э.А. и др. Каледонский комплекс ультраосновных щелочных пород и карбонатитов Кольского п-ова и Сев. Карелии. М.: Недра, 1965. 768 с.
2. Минаков Ф.В., Дудкин О.Б. О возможном присутствии карбонатитов в Хибинском массиве. // Докл. АН СССР. 1974. Т. 215. № 1. С. 185-188.
3. Дудкин О.Б., Минаков Ф.П., Кравченко М.П. и др. Карбонатиты Хибин. Апатиты: КФ АН СССР, 1984. 98 с.
4. Kramm U., Kogarko L.N. Nd and Sr isotope signature of the Khibina and Lovozero agpaitic centers, Kola Alkaline Province, Russia // Lithos. 1994. V 32. P 225-242.
5. Kjarsgaard B.A., Hamilton D.L. Liquid immiscibility and the origin of alkali-per carbonatites // Mineral. Mag. 1988. V 52. Pt 1. P 43-55.
6. Дудкин О.Б. Геохимические особенности карбонатитов Хибинского массива и их место в ряду подобных им образований. // Геохимия. 2001. № 7. С. 787-790.
7. Когарко Л.Н., Крамм У., Дудкин О.Б., Минаков Ф.В. Возраст и генезис карбонатитов Хибинского щелочного массива (по изотопам Rb и Sr) // Докл. АН СССР. 1986. Т. 289. № 4. С. 970-972.
8. Зайцев А.Н., Белл К., Уолл Ф., Ле Ба М. Дж. Щелочно-редкоземельные карбонаты из карбонатитов Хибинского массива // Докл. РАН. 1997. Т. 335. № 2. С. 241-245.
9. Баянова Т.Б. Возраст реперных геологических комплексов Кольского региона и длительность процессов магматизма. СПб: Наука, 2004. 124 с.
10. Zheng Y.F. Influences of the nature of the initial Rb-Sr system on isochron validity // Chem. Geol. Isot. Geosci. 1989. V 80. N 1. P 1-16.
11. Костицын Ю.А., Петрова А.Ю. Устойчивость Rb-Sr изотопной системы магматических горных пород к наложенным процессам // Геохимия. 2004. № 4. С. 826-834.
12. Дудкин О.Б., Кулаков А.Н., Поляков К.И., Меньшиков Ю.П. Типоморфизм минералов плутонов щелочных пород в связи с их апатитовностью. // Научные основы и практическое использование типоморфизма минералов. Матер. XI съезда ММА. Новосибирск, 4-10 сент. 1978 г. М.: Наука, 1980. С. 117-124.
13. Хомяков А.П. Минералогия ультраагпаитовых щелочных пород. М.: Наука, 1990. 196 с.
14. Гоголь О.В., Делицын А.А. Новые Rb-Sr данные для Кольской щелочной провинции // Матер. конф. "Геология и полезные ископаемые северо-запада и центра России". Апатиты: КНЦ РАН, 1999. С. 43-47.
15. Толстихин И.Н., Каменский И.Л., Шарков И.В. и др. Изотопы легких инертных газов в карбонатитах Кольского п-ова. Препр. докл. на X Всес. симп. по стабильным изотопам в геохимии. Москва, 3-5 дек. 1984. Апатиты: КФ АН СССР, 1985. 41 с.
16. Лиферович Р.П., Баянова Т.Б., Гоголь О.В. и др. Генезис посткарбонатитовой фосфатной минерализации в пределах Ковдорского фоскорит-карбонатитового комплекса // Вестник МГТУ. 2000. Т. 3. № 3. С. 263-270.
17. Арзамасцев А.А., Беляцкий Б.В., Травин А.В. и др. Дайковые породы в Хибинском массиве: связь с плутоническими сериями, возраст, характеристика мантийных источников // Петрология. 2005. Т. 13. № 3. С. 295-318.
18. Garson M.S. Carbonatites of Malawi alkaline complexes // Carbonatites. Eds. O.F. Tuttle, J. Gittins. New York, 1966.
19. Dawson J.D., Smith J.V., Steel L.M. Petrology and mineral chemistry of plutonic igneous xenoliths from the carbonatite volcano, Oldoinyo Lengai, Tanzania // J. Petrol. 1995. V. 36. N 3. P 797-826.

ДИАГНОСТИКА ПЕРВИЧНЫХ ФЛЮИДНЫХ МИКРОВКЛЮЧЕНИЙ НА ОСНОВЕ ИЗОТОПНОГО АНАЛИЗА He И Ar

И.Л. Каменский, В.И. Скиба

Геологический институт КНЦ РАН, Анапты, skiba@geoksc.apatity.ru

Минералы горных пород всегда содержат некоторое количество летучих (газообразных) компонентов, имеющих разную природу и занимающих различные позиции в твердом кристаллическом веществе. Состав природных газов разнообразен, они всегда содержат и благородные газы, в частности, гелий и аргон. Генезис этих газов различен. Это и захваченные из среды минералообразования, поглощенные позднее остывающим интрузивным телом, импрегнированные в уже стабилизированную по температуре горную породу, продукты, нарабатанные *in situ* за счет радиоактивности и ядерных процессов; метаморфические преобразования перераспределяют эти компоненты в качественном (по составу) и количественном отношении и могут добавить новые; процессы в зоне гипергенеза также отзываются на составе и форме нахождения летучих компонентов в минералах.

Захваченные гелий и аргон входят в состав флюидных микровключений, где являются микропримесью к химически активным компонентам (H_2O , CO_2 , N_2 , CH_4 и т.д.). Микровключения достаточно крупные, т.к. при механическом измельчении исходных зерен образца горной породы (размером 1-0.2 мм) до состояния пудры (0.03-0.05 мм) они разрушаются и заключенные компоненты высвобождаются. Лаборатория геохронологии и геохимии изотопов Геологического института КНЦ РАН, где работают авторы, освоившая 25 лет тому назад [6] методику изучения изотопов благородных газов, способна выполнить их изотопный анализ, прежде всего гелия и аргона, практически в любом веществе (твердом, жидком, газообразном). Всего за этот период выполнено около 8000 анализов, значительная часть которых (~ 70 %) – анализы горных пород и минералов. В лаборатории используется несколько способов выделения благородных газов из твердых образцов:

а) метод плавления образцов – при этом освобождаются все окклюдированные (зафиксированные) в образце гелий и аргон – процесс осуществляется в высоком вакууме при температуре до 1900 °C [9].

б) метод дробления (измельчения) образца [2], при котором высвобождаются только компоненты, зафиксированные во флюидных включениях. Сравнение данных, полученных этими двумя методами, позволяет сделать важные выводы о природе компонентов.

в) более детальное изучение образцов горных пород (минералов) методом ступенчатого нагрева с анализом содержаний и изотопного состава гелия и аргона на каждой ступени и сравнение результатов для зерен разной крупности, т.е. исходного (1-0.2 мм) и пудры, остающейся после дробления (0.05-0.03 мм), позволяет разбраковать благородные газы разного генезиса, т.е. нарабатанные *in situ* – радиогенные – за счет радиоактивного распада U, Th, K и ядерных реакций, и захваченные, импрегнированные. Этот подход, т.е. сравнение характера газовыделения для материала разной крупности при подъеме температуры с непрерывной регистрацией компонентов (^{40}Ar , ^4He , H_2O , CH_4 , N_2 и т.д. – снятие аргоно-, гелия-, и вообще термограмм) был эффективно использован Ю.Д. Пушкаревым [7] для доказательства возможности импрегнирования благородных газов в минералы при объяснении избыточных возрастов K-Ar метода.

Наш подход более детален, т.к. мы регистрируем не только выделение ведущего компонента, но и его изотопный состав. Благородные газы в микровключениях всегда являются микропримесью к химически активным компонентам, диагностировав по изотопам

благородных газов первичные микровключения, мы тем самым можем считать, что химически активные компоненты в них также принадлежат среде минералообразования. Для регистрации гелия и аргона используются масс-спектрометры МИ-1201 №22-78 и МИ-1201ИГ №6-91-IV. Рассмотрим два примера.

Кварц из редкометалльных пегматитов р-на Вороньих Тундр (Кольский п-ов), образец № -136, изучен неоднократно. В работе [1] определено содержание CO_2 , выделенного при дроблении, и т.к. для всей серии образцов из коллекции редкометалльных пегматитов получен большой разброс содержаний CO_2 , высказано суждение, что "... в кварце в разных соотношениях находятся включения, отличающиеся друг от друга по времени и условиям возникновения и, следовательно, по составу газовой фазы". В следующей работе [4] для того же образца сравнивались содержания углекислого газа, выделенного разными методами: дроблением и нагреванием. Оказалось, что "...нагревание образцов кварца до температуры 880 °C.... не вызывает полную декрепитацию присутствующих в кварце флюидных включений CO_2 ". В очередной раз к этому образцу обратились, когда по инициативе И.Н. Толстихина было проведено насыщение гелием различных образцов кварца (искусственных, из керна СГ-3, осадочных пород Швейцарии). Первоначально были определены общие содержания изотопов He, Ar методами

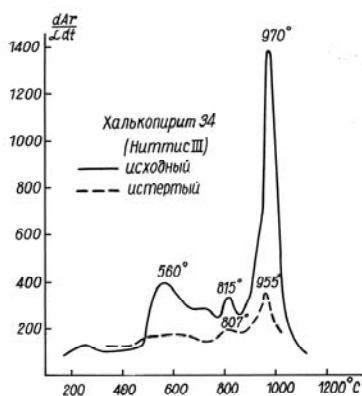


Рис. 1. Большие потери аргона при истирании в халькопирите, как отражения пузырьковой формы удержания избыточного ^{40}Ar (по Пушкареву)

дробления и плавления. Оказалось, что гелия в образце № 76-136 почти нет, а аргон содержит заметную радиогенную долю.

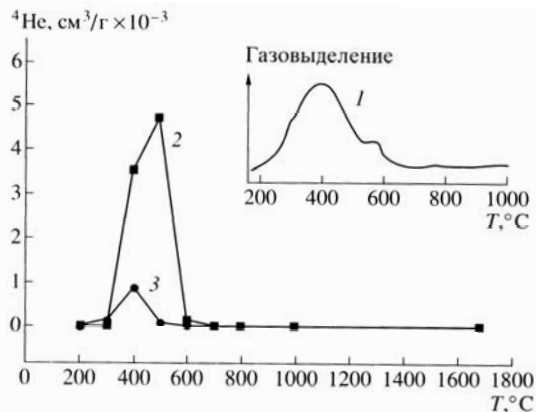


Рис. 2. Термовакuumная декрепитограмма образца кварца 76-136 и характер выделения импрегнированного гелия при ступенчатом отжиге кварца после его выдержки в контейнере с He: 1 – кривая газовыделения при термовакuumной декрепитации; 2 – выделение гелия при отжиге навески с размером зерен 0.4–0.5; 3 – выделение гелия из той же навески после ее измельчения в ампуле. Видно, что в результате дробления были вскрыты практически все включения с импрегнированным гелием.

Этот образец (фракция -0.5+0.4) прошел процедуру насыщения гелием (Б.З. Певзнер, Санкт-Петербург) и затем в Лаборатории геохронологии и геохимии изотопов Геологического института КНЦ РАН изучен методом дробления и ступенчатого нагрева. Из результатов исследования, опубликованных в [3], (рис. 2 и 3 взяты из этой статьи) следует, что:

1) импрегнированный гелий выделился почти полностью при дроблении, а при нагревании он выделился только в диапазоне температур 400–800 °C, что хорошо согласуется с декрепитограммой;

2) радиогенный аргон образует пики в области 450–600 и 1400–1700 °C. Насыщение образца гелием привело к потере части радиогенного аргона в низкотемпературной области, т.к. оно происходило при температуре 290 °C, что и привело к вскрытию части микровключений. Микровключения в высокотемпературной области почти не потеряли радиогенный аргон – кривые 1 и 2 в диапазоне температур 1400–1700 °C совпадают. Т.к. импрегнирование гелия в образец осуществлялось в контейнере, из которого не был удален воздух, то кроме гелия в этот образец был импрегнирован и воздушный аргон – кривая 2 из графика с ^{36}Ar , оно осуществилось только в низкотемпературные микровключения;

3) ступенчатый нагрев пудры, образовавшейся при дроблении, показал, что микровключения в низкотемпературной области полностью вскрыты дроблением – исчез пик Ar радиогенного и ^{36}Ar – в диапазоне температур 400–600 °C (кривая 3 на рис. 3). В высокотемпературной области часть радиогенного аргона сохранилась из-за того, что эти “высокотемпературные” микровключения несколько меньше по размеру и дробление разрушило их не все;

4) в пудре осталась часть импрегнированного гелия, несмотря на то, что он выделяется в том же температурном диапазоне, что и из зерен, где, судя по отсутствию $^{40}\text{Ar}^*$ и ^{36}Ar , все микровключения дроблением были разрушены и места для гелия отсутствовали, этот пик обусловлен миграцией гелия за время опыта (0.5 час) из оставшихся целыми высокотемпературных микровключений. Целостность их части подтверждается сохранностью примерно 30 % радиогенного аргона в пудре для этой высокотемпературной зоны. Из этого также следует, что импрегнирование гелия осуществлялось в оба типа включений, хотя термограмма выделения гелия (рис. 2) показывает только одно место его выделения.

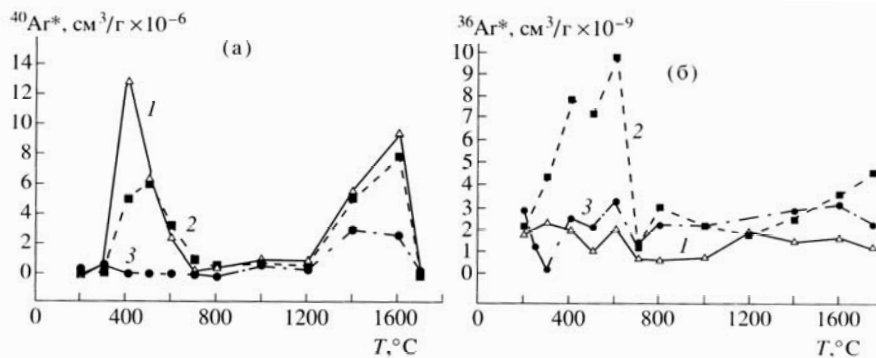


Рис. 3. Выделение $^{40}\text{Ar}^*$ (а) и ^{36}Ar (б) при ступенчатом отжиге обр. 76-136. 1 – исходная навеска 0.4–0.5 мм, не прошедшая насыщения гелием; 2 – такая же навеска после насыщения He в течение 598 ч при 208°C; 3 – порошок после измельчения в ампуле навески 0.5–0.4 мм, прошедшей операцию насыщения. На рис. а видно, что процедура насыщения привела к потере около 30% $^{40}\text{Ar}^*$ в низкотемпературной зоне (кривые 1 и 2), а дробление в ампуле насыщенной гелием навески (кривая 3) полностью разрушило включения с $^{40}\text{Ar}^*$, декрепитирующие в низкотемпературной зоне и, частично, – в высокотемпературной (кривая 3). Графики на рис. б показывают возрастание содержания ^{36}Ar во включениях низкотемпературной зоны в результате насыщения кварца гелием (кривая 2) и некоторое увеличение выделения ^{36}Ar около точки плавления образца.

Выполненные эксперименты – изучение исходных зерен кварца, их насыщение гелием при давлении гелия 37 атм и температуре 290 °C с остатками воздуха (1 атм), дробление и ступенчатый нагрев как зерен исход-

ной крупности, так и пудры после дробления, показал, что этот природный кварц имеет два типа флюидных микровключений:

1) декрепитирующие микровключения, дающие пик в районе 400-600 °С на кривой регистрации давления при подъеме температуры до 1000 °С (декрептограмма, рис. 2), и содержащие часть CO_2 и $^{40}\text{Ar}^*$;

2) недекрепитирующие микровключения, также содержащие CO_2 и $^{40}\text{Ar}^*$, но высвобождающие их только при расплавлении кварца, когда уничтожается его кристаллическая структура.

При дроблении освобождаются компоненты из обоих типов микровключений. Причина их разной реакции на температурное воздействие кроется не в том, что они имеют разный размер – дробление разрушает те и другие, а в том, что они имеют разную флюидонасыщенность и недекрепитирующие микровключения – это слабофлюидонасыщенные, которые вскрываются только при расплавлении образца. Именно их мы считаем первичными.

В качестве второго примера приведем результаты исследования титаномагнетита из рудного оливинита щелочно-ультраосновной карбонатитовой интрузии Себлявр. Именно для нее было установлено как рекордное для планеты, содержание захваченного ^3He ($4 \cdot 10^{-9}$ нсм³/г), так и наивысшее для Кольского п-ова значение $^3\text{He}/^4\text{He} = 3,3 \cdot 10^{-5}$, что в сочетании с результатами по другим девонским интрузиям позволило отнести весь девонский магматизм на п-ове к деятельности плюма [8].

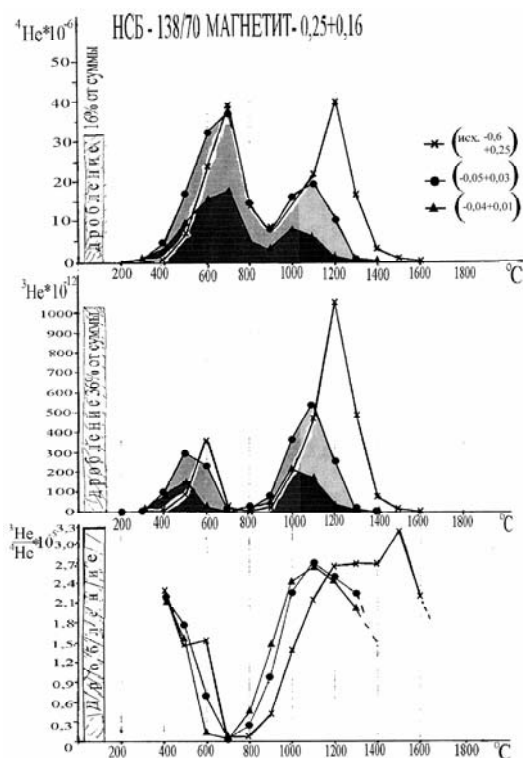


Рис. 4. Ступенчатый нагрев образца магнетита из рудного оливинита девонской интрузии Себлявр (Кольский п-ов), время выдержки на каждой температурной ступени 30 мин.

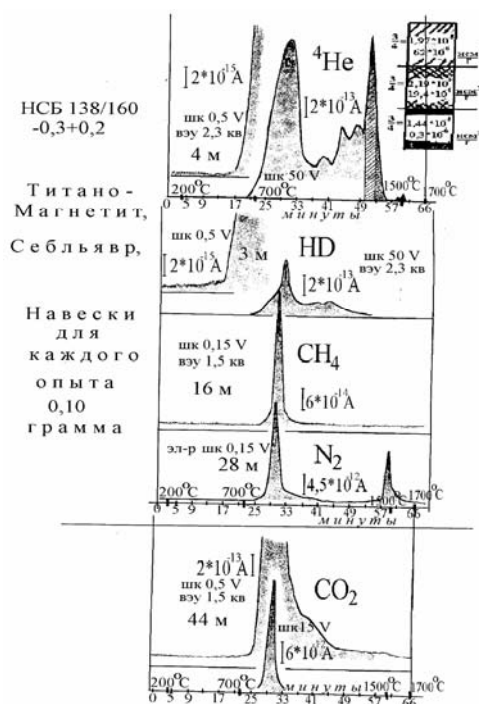


Рис. 5. Термограммы – интенсивность ионного тока, регулируемого масс-спектрометром, на характерных значениях масс (m/e) при непрерывном подъеме температуры до 1700°С в течение 70 мин., для титаномагнетита из Себлявра.

Образец изучен не только на изотопы гелия (всеми упомянутыми методами), но и на химически активные компоненты. Последние выделяли нагреванием и регистрировали на масс-спектрометре по характерным пикам (водород – HD – 3 масса; CH_4 – 16; N_2 – 28; CO_2 – 44) при росте температуры в течение одного часа до 1700 °С. Результаты доложены на конференции по геохронологии [5] и представлены на рис. 4, 5. Для этого образца (как и для кварца) имеют место два местонахождения захваченных газов (гелия и химически активных): 1) микровключения, разрушаемые дроблением и нагреванием при температуре 400-600 °С и 2) микровключения (размер которых более крупный, судя по уменьшению содержания в пудре ^3He и ^4He по сравнению с зернами), также разрушаемые дроблением, но не разрушаемые нагреванием вплоть до температуры, при которой магнетит остается в твердом состоянии. Только при температуре разложения и плавления они разрушаются и высвобождают все захваченные газы. Именно эти, высокотемпературные, недекрепитирующие при нагревании микровключения, содержат рекордный по величине изотопного отношения ($^3\text{He}/^4\text{He} = 3,3 \cdot 10^{-5}$) гелий. В них есть и азот. Он есть и в низкотемпературных микровключениях и, выделяя его дроблением, мы имеем смесь генетически различных компонентов. Это обстоятельство не было учтено в [10]. Авторы выделяли захваченные газы только дроблени-

ем и, как следует из наших результатов для магнетита, имели смесь азота из микровключений обоих типов, низкотемпературные из которых, по всей видимости, содержали другой по изотопному составу азот, нежели азот среды минералообразования, т.е. азот из высокотемпературной области. Вывод, сделанный на основании изучения этой смеси, с нашей точки зрения, неверный.

Таким образом, на двух рассмотренных примерах может быть сделан следующий вывод. Минералы содержат микровключения, которые легко разрушаются дроблением, но при температурном воздействии остаются не вскрытыми вплоть до температуры плавления (разложения). Именно их мы считаем первичными, т.е. содержащими летучие среды минералообразования. Заметим, что оба минерала не имеют спайности, являющейся существенным фактором, влияющим на размещение захватываемых газов в виде флюидных микровключений и на их вскрываемость при дроблении.

Список литературы

1. *Икорский С.В., Волошин А.В.* Типоморфизм состава газовой фазы включений в кварце гранитных пегматитов Кольского п-ова // *Геохимия*. 1982. №10. С. 1464-1471.
2. *Икорский С.В., Каменский И.Л.* Метод дробления горных пород и минералов в стеклянных ампулах при изотопных исследованиях благородных газов // Тез. докл. XV симп. по геохимии изотопов. М.: ГЕОХИ РАН, 1998. С. 115.
3. *Икорский С.В., Каменский И.Л., Певзнер Б.З., Ганнибал М.А.* Экспериментальное моделирование миграции гелия в кристаллы природного кварца // Докл. АН. 2001. Т. 389. № 4. С. 524-527.
4. *Икорский С.В., Саргсян Г.О.* Влияние внешнего давления и температуры на полноту термического вскрытия флюидных включений в природном кварце // *Геохимия*. 1990. № 8. С. 1205-1209.
5. *Каменский И.Л., Икорский С.В., Шарков И.В. и др.* Гелий нижней мантии в палеозойских интрузиях Кольского п-ова // Тез. докл. I Рос. конф. по изотопной геохронологии. М.: ИГЕМ РАН, 2000. С. 165-167.
6. *Каменский И.Л., Толстухин И.Н., Шарков И.В., Пушкарев Ю.Д.* Первые результаты измерения изотопного состава гелия на однокаскадном масс-спектрометре МИ-1201 // *Геохимия*. 1984. № 3. С. 439-443.
7. *Пушкарев Ю.Д.* Актуальные проблемы К-Аг геохронометрии. Препр. научн. докл. на I Всес. школе по изотопной геохронологии. Апатиты: Геол. ин-т КФ АН СССР, 1977. 54 с.
8. *Толстухин И.Н., Каменский И.Л. и др.* Идентификация вещества нижнемантийного плюма в девонских щелочно-ультраосновных-карбонатитовых комплексах Кольского п-ова на основании изучения изотопии благородных газов и радиоактивных элементов. Апатиты-Нанси-Брюссель. 1999. С. 97.
9. *Kamensky I.L., Tolstikhin I.N., Vetrin V.R.* Juvenile helium in ancient rocks.1. He-3 excess in amphiboles from 2.8 GA charnokite series – crust-mantle fluid in intracrustal magmatic processes // *Geochim. Cosmochim. Acta*. 1990. V 54(11). P 3115-3122.
10. *B. Marty, N. Dauphas.* Heavy nitrogen in carbonatites of the Kola Peninsula: a possible signature of the deep mantle // *Science*. 1999. V 286. P 2488-2490.

И.Л. Каменский, С.В. Икорский, А.А. Аведисян

Геологический институт КНЦ РАН, Анапаты, ikorsky@geoksc.apatity.ru

В последние годы авторы принимали участие в исследованиях, проводимых в рамках приоритетного направления РАН “Мировой океан: геологическое строение дна и минеральные ресурсы; физические процессы в океане и их влияние на климат Земли; морские экосистемы и их роль в формировании биологической продуктивности”. Аналитические возможности Геологического института КНЦ РАН в отношении анализов изотопов гелия и углеводородных газов реализованы для коллекции образцов, отобранных со дна Атлантического и Тихого океанов из сульфидных построек (черные курильщики) в морских экспедициях ИГЕМа. Всего выполнено более 200 анализов гелия, аргона и углеводородных газов. Результаты анализов вошли в совместные публикации и доклады [1-3, 7, 8]. Мы хотим акцентировать внимание на результатах исследований изотопов гелия и углеводородных газов. Во всех образцах сульфидов изучались содержания и изотопный состав гелия и аргона, а также содержание и химический состав углеводородных газов от метана до пентанов, законсервированных во флюидных включениях. Экстракция газов из флюидных включений осуществлялась методом тонкого измельчения образцов. Для гелия и аргона применена методика измельчения проб (по 2 г) в вакуумированных стеклянных ампулах, которые затем вскрывались в системе напуска масс-спектрометра [5]. Метод дробления позволяет экстрагировать из флюидных включений захваченные аргон и гелий, оставляя в образце радиогенные изотопы ^4He и ^4Ar , которые могли накопиться за счет радиоактивного распада ^{40}K и микропримеси урана и тория. Изотопные анализы гелия и аргона выполнялись на масс-спектрометре МИ-1201 по методике [9]. Анализ углеводородных газов выполнялся с использованием газового хроматографа ЦВЕТ-102, в газовую схему которого встроена миниатюрная измельчающая виброкамера [6]. Все анализы благородных газов и углеводородов выполнены в лаборатории геохронологии и геохимии изотопов Геологического института КНЦ РАН.

Гелий

При рассмотрении результатов изучения гелия во флюидных включениях следует отметить те пределы, в которых возможны изменения изотопного отношения в породах и минералах. Для континентальной коры величина изотопного отношения $^3\text{He}/^4\text{He}$ в среднем составляет 1×10^{-8} , для верхней мантии – 11.2×10^{-6} , для нижней – 182×10^{-6} [10]. Изотопный состав также может быть выражен в виде отношения R/R_a , где R – измеренное значение $^3\text{He}/^4\text{He}$, R_a – величина этого отношения в воздухе, равная 1.4×10^{-6} . Для верхней мантии $R/R_a = 8$. В базальтах MORB значение изотопного отношения $^3\text{He}/^4\text{He}$ (R/R_a) соответствует или близко к таковому верхней мантии. Далее в тексте для характеристики изотопного состава He использованы значения R/R_a . Результаты в обобщенном виде представлены на рис. 1 и 2.

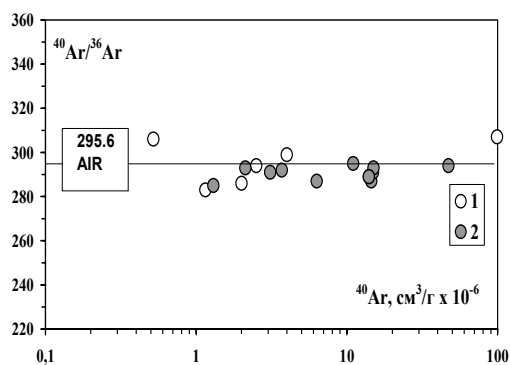


Рис. 1. Распределение образцов сульфидов из спрединговых зон заостроводужных бассейнов Лау (1) и Манус (2) в координатах $^{40}\text{Ar} - ^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$.

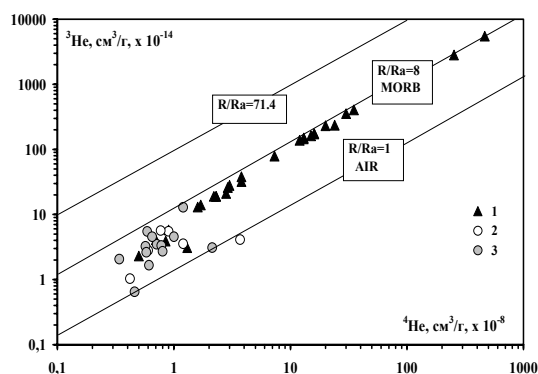


Рис. 2. Положение образцов сульфидов из гидротермальных полей рифта Восточно-Тихоокеанского поднятия (1) и заостроводужных полигонов Лау (2) и Манус (3) в координатах $^4\text{He} - ^3\text{He}$.

Сопоставление результатов исследований изотопов гелия показывает, что между рифтами Восточно-Тихоокеанского поднятия (ВТП) и заостроводужными бассейнами существуют заметные различия. Они заключаются в том, что флюидные включения в минералах гидротермальных построек ВТП более насыщены гелием, для изотопного состава которого характерны более высокие значения R/R_a , чем это наблюдается во флюидных включениях в постройках зон заостроводужного спрединга.

Углеводородные газы

Как и гелий, углеводородные газы (УВГ) установлены в флюидных включениях во всех образцах с Восточно-Тихоокеанского поднятия и заостроводужных бассейнов. В химическом составе УВГ присутствует весь ряд предельных и непредельных углеводородов от метана до бутанов, метан и углеводороды C_2+C_3 связаны прямой зависимостью (рис. 3). Главным компонентом является метан. В отдельных образцах сульфидов в сопоставимых с метаном количествах отмечается пропан. Главное различие между двумя типами спрединговых зон состоит в том, что сульфиды с гидротермальных полей ВТП содержат значительно больше углеводородных газов, чем сульфиды из заостроводужных полигонов Лау и Манус. Так, в сульфидах ВТП содержание УВГ изменяется ($см^3/г \times 10^{-6}$) от 37 до 1185 при среднем значении 372. В сульфидах же заостроводужных бассейнов содержание УВГ изменяется в пределах от 3 до 180 при среднем значении 32. Иначе говоря, содержание УВГ во флюидных включениях в гидротермальных образованиях рифтовой системы ВТП, как и в случае с гелием, на порядок выше, чем во включениях из образцов зон спрединга заостроводужных бассейнов Лау и Манус. Результаты представлены на рис. 3 и 4.

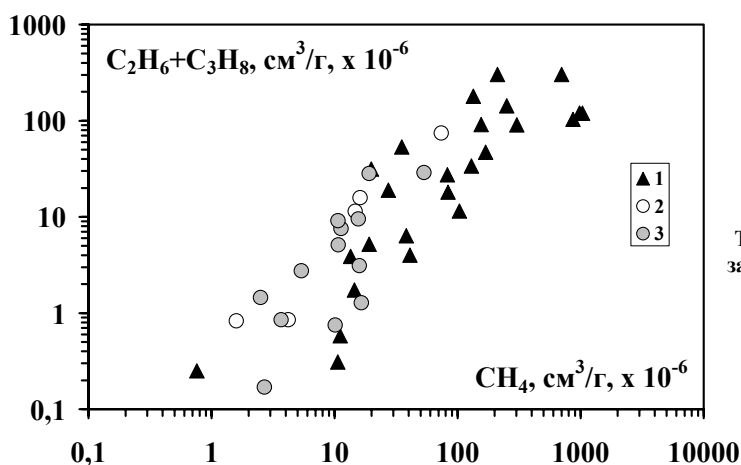


Рис. 3. Положение образцов сульфидов из гидротермальных полей рифта Восточно-Тихоокеанского поднятия (1) и зон спрединга заостроводужных полигонов Лау (2) и Манус (3) в координатах $CH_4 - C_2H_6 + C_3H_8$.

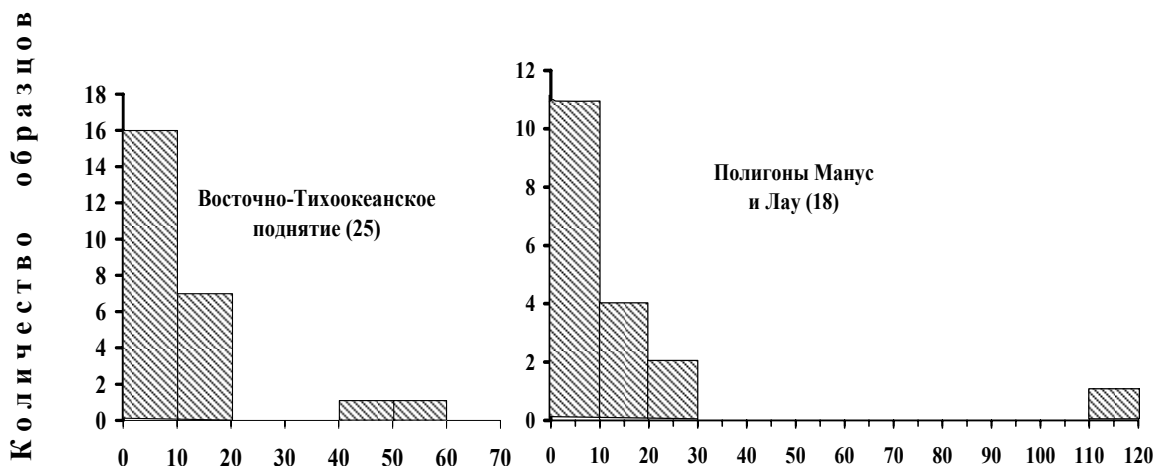


Рис. 4. Гистограммы распределения значений CH_4/C_2H_6 (C_1/C_2) в сульфидах гидротермальных полей Восточно-Тихоокеанского поднятия и заостроводужных бассейнов Манус и Лау. В скобках дано количество образцов.

Основные выводы

Результаты исследований подтвердили предположение о том, что условия протекания гидротермального процесса в зонах спрединга заостроводужных бассейнов Лау и Манус существенно отличны от гидротермального процесса в зрелых океанских рифтах, которые представлены рифтом Восточно-Тихоокеанского поднятия. Отличия заключаются в следующем:

1. Содержание гелия во флюидных включениях в сульфидных гидротермальных отложениях ВТП на породах выше, чем в гидротермальных образованиях заостроводужных зон спрединга в полигонах Лау и Манус.
2. Изотопный состав гелия в сульфидных ВТП в большинстве образцов соответствует или близок к таковому для верхней мантии и характеризуется значениями R/Ra, равными 8 или близкими к этой величине. Во флюидных включениях в сульфидных из заостроводужных зон спрединга доля мантийного гелия не превышает 62 %.
3. Аналогичные отличия установлены и по уровню содержания углеводородных газов: в сульфидных ВТП содержания УВГ на порядок выше, чем в сульфидных из заостроводужного спрединга полигонов Лау и Манус.
4. Установленные высокие содержания гелия с мантийным изотопным составом во флюидных включениях в закалочных стеклах из рифта ВТП являются следствием быстрой кристаллизации (закалки) базальтового расплава, которая обеспечивала захват и консервацию в первичных включениях компонентов газовой фазы магматического расплава.

Наблюдаемое отличие в поведении гелия и углеводородных газов может быть следствием различия в режимах взаимодействия глубинных гидротермальных флюидов с холодной морской водой. Для зон спрединга в заостроводужных бассейнах Лау и Манус, в отличие от океанских рифтов, характерно быстрое смешивание гидротермального флюида с океанической водой [4], которое могло сопровождаться интенсивной дегазацией и потерей первичным гидротермальным раствором углеводородных газов и гелия с изменением изотопного состава последнего во флюиде.

Список литературы

1. Богданов Ю.А., Бортников Н.С., Викентьев И.В. и др. Минералого-геохимические особенности гидротермальных сульфидных руд и флюида поля Рейнбоу, ассоциированного с серпентинитами, Срединно-Атлантический хребет (36°14' с.ш.) // Геол. руд. месторождений. 2002. Т. 44. № 6. С. 510-542.
2. Бортников Н.С., Икорский С.В., Каменский И.Л. и др. Изотопный состав гелия и углеводороды во флюидных включениях из серпентинитов и сульфидов гидротермальных полей Логачев и Рейнбоу (Срединно-Атлантический хребет) // Докл. АН. 2000. Т. 375. № 3. С. 375-379.
3. Бортников Н.С., Сагалевиц А.М., Симонов В.А. и др. Эволюция минералообразующих флюидов в современных гидротермальных системах на Восточно-Тихоокеанском поднятии 9-10° с.ш. и 21° с.ш. (по данным изучения флюидных включений в минералах) // Докл. АН. 2007. Т. 413. № 5 (в печати).
4. Бортников Н.С., Лисицын А.П. Условия формирования современных сульфидных построек в зонах спрединга задуговых бассейнов Лау и Манус (Тихий океан) // Геология и минеральные ресурсы Мирового океана. СПб: ВНИИОкеанология, 1995. С. 158-173.
5. Икорский С.В., Каменский И.Л. Метод дробления горных пород и минералов в стеклянных ампулах при изотопных исследованиях благородных газов // Тез. докл. XV симп. по геохимии изотопов. Москва, 24-27 нояб. 1998 г. М.: ГЕОХИ РАН, 1998. С. 113.
6. Икорский С.В., Степанова А.С. Установка для анализа микровключенных газов, извлекаемых из минералов методом измельчения образцов // Минерал. журнал. 1990. Т. 12. № 6. С. 88-91.
7. Bortnikov N., Bogdanov Y., Chernyshov I. et al. Modern hydrothermal systems at Mid-Atlantic ridge: magmatic vs. "amagmatic" cycles // 32th IGC. Florence, Italy. 2004. P 1197.
8. Bortnikov N.S., Ikorskii S.V., Kamenskii I.L. et al. Modern sulfide ores at Mid-Atlantic ridge and Pacific back-arc basins: fluid inclusion, hydrocarbon and He, Ar and S isotope studies // Mineral exploration and sustainable development. Rotterdam: Millpress, 2003.
9. Kamensky I.L., Tolstikhin I.N., Vetrin V.R. Juvenile helium in ancient rocks: ³He excess in amphiboles from 2.8 Ga charnockite series - Crust-mantle fluid in intracrustal magmatic processes // Geochim. Cosmochim. Acta. 1990. V 54. P 3115-3122.
10. Tolstikhin I.N., Marty B. The evolution of terrestrial volatiles: a view from helium, neon, argon and nitrogen isotope modelling // Chem. Geol. 1998. V 147. P 27-52.

ВЛИЯНИЕ ПОСТМАГМАТИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ НА СОСТАВ ФЛЮИДА С ЭПГ ОРУДЕНЕНИЕМ В ГАББРОНОРИТАХ ЧУРОЗЕРА, ВОСТОЧНО-ПАНСКИЙ БЛОК, КОЛЬСКИЙ ПОЛУОСТРОВ

В.К. Каржавин, З.М. Волошина, А.У. Корчагин

Геологический институт КНЦ РАН, Анамуты, karzhavin@geoksc.apatity.ru, voloshina@geoksc.apatity.ru

Объектом исследования настоящей работы был уч. Чурозеро Федорово-Панского интрузива. Образец для исследования взят из рудоносного горизонта с высоким содержанием платиноидов и представляет собой амфиболитизированный мезократовый габбронорит следующего минерального состава: $Pl_{73}-(Orx_{21}-Cpx_{15}-Cum_{24})-Amp_{18}-Amp_{318}-(Amp_{432}-Tlc_6-Chl_{17})-Czo_{12}-Py-Po-Pn-Csp-Pt-Pd$. Химический состав образца (масс. %): SiO_2 51.52; TiO_2 0.46; Al_2O_3 15.56; Fe_2O_3 0.18; FeO 7.39; MnO 0.14; MgO 10.51; CaO 10.77; Na_2O 1.84; K_2O 0.19; H_2O^+ 0.9; H_2O^+ 1.47; CO_2 0.05; $S_{общ}$ 1.25; Se 0.001; Te 0.0003; Pt 0.00022; Pd 0.001827; Cu 0.000038; Ni 0.000049. Данные минералого-петрографического исследования, а также составы сосуществующих минеральных парагенезисов, позволили установить следующие стадии кристаллизации: ранняя автометаморфическая, ранняя метаморфическая и поздняя метаморфическая. Они соответствуют циклам метаморфических событий. Из магматических минералов присутствуют лабрадор, клино- и ортопироксены. Последние сохранились в виде реликтов. Ортопироксен частично замещён куммингтонитом, клинопироксен – актинолитом ($Amp-1$) с последующим замещением его роговой обманкой ($Amp-3, 4$). Метаморфические минералы представлены ранним актинолитом и более поздней роговой обманкой. Она развивается по актинолиту, слагая небольшие участки даже среди сульфидной массы. В образце установлен клиноцоизит, который ассоциирует с минералами платиновой группы, а также развивается по плагиоклазу, заполняя промежутки между зёрен минералов.

В результате термобарометрических исследований методом TWQ [1] установлено несколько равновесных Р-Т условий метаморфизма, характеризующих последовательность минералообразования. Наиболее ранняя стадия развития парагенезисов в габбронорите характеризуется кристаллизацией магматического плагиоклаза, ортопироксена и клинопироксена. Для расчета Р-Т параметров магматических ассоциаций в систему введены: альбит, анортит, диопсид, ортоэнстатит, клиноцоизит, клинохлор, кварц, магнетит, вода, водород и кислород. Установлено, что образование $Srx-Orx$ парагенезиса протекало в природной системе при температуре 751.6 °С и давлении 13.3 кбар. Эти данные представлены на Р-Т диаграмме в виде точки пересечения констант равновесия следующих реакций (рис. 1):

- 1) $9 En + 12 Czo + 2 H_2O = 16 An + 8 Di + 2 Chl$
- 2) $19 En + 4 Czo + 22 H_2O = Di + 6 Chl + 16 Qtz$
- 3) $2 Chl + 4 Czo + 8 Qtz = 8 An + 5 En + 10 H_2O$
- 4) $Di + Chl + 3 Qtz = An + 3 En + 4 H_2O$
- 5) $Chl + 12 Czo + 9 Qtz = 19 An + 5 Di + 10 H_2O$
- 6) $5 En + 8 Czo + Qtz = 11 An + 5 Di + Chl$
- 7) $En + 4 Czo + 2 Qtz = 6 An + 2 Di + 2 H_2O$

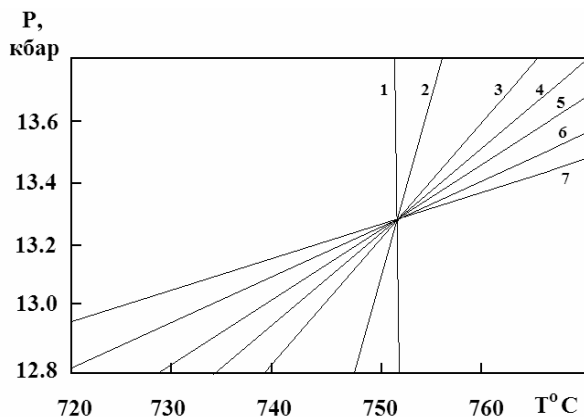
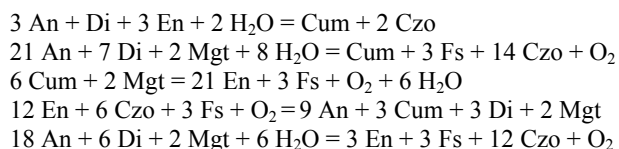


Рис. 1. Оценка Р-Т параметров магматической $Srx-Orx$ ассоциации.

Следующая стадия процесса соответствует образованию автометаморфического куммингтонита. Предполагается, что он образовался за счет магматического пироксена в автометаморфическую стадию кристаллизации и развивается по прожилкам в ортопироксене, в виде оторочки по периферии кристалла, а также псевдоморфно его замещает. Наблюдаемая оторочка куммингтонита вокруг ортопироксена наполнена включениями рудных минералов. Расчетом установлено, что условия образования $Rx-Cum$ парагенезиса в природной системе соответствовали температуре 623 °С и давлению 6.15 кбар. На Р-Т диаграмме они представлены точкой пересечения констант равновесия следующих реакций:

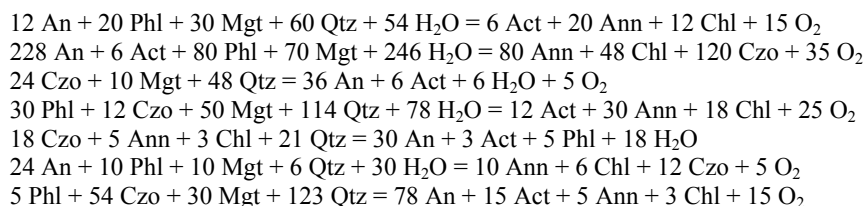


Расчет термодинамических параметров Pl-Act и Pl-Hbl парагенезисов выполнен в два этапа:

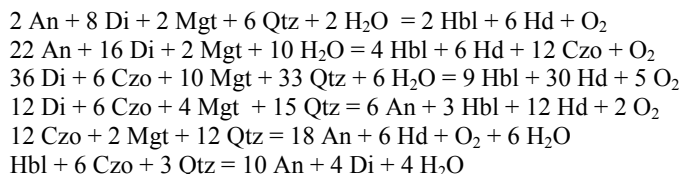
1) ранний, связанный с кристаллизацией амфиболов актинолит-тремолитового ряда и актинолитовой роговой обманки, что соответствует зеленосланцевому метаморфизму;

2) поздний, связанный с кристаллизацией магнезиальной роговой обманки и соответствует эпидот-амфиболитовому метаморфизму.

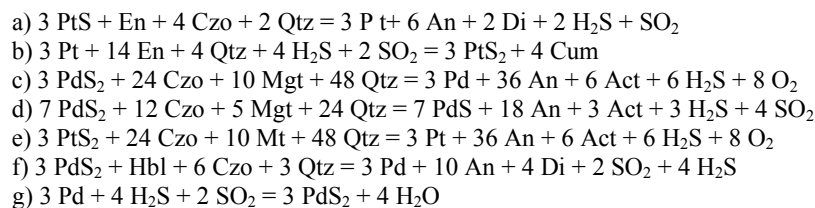
Для расчета P-T параметров ранних генераций система содержала: альбит, анортит, аннит, флогопит, актинолит, клиноцоизит, хлорит, магнетит, кислород, вода, кварц. Расчётом этого состава, характеризующего зеленосланцевый метаморфизм и образование раннего Pl-Act парагенезиса, определены температура и давление процесса. На P-T диаграмме при $T = 391^\circ\text{C}$ и $P = 2.17$ кбар получена точка пересечения констант равновесия следующих реакций:



Термодинамические условия образования более позднего Pl-Hbl парагенезиса, отвечающего условиям эпидот-амфиболитовой (амфиболитовой) фации метаморфизма, соответствуют $T = 472.6^\circ\text{C}$ и $P = 4.27$ кбар. Для данного этапа кристаллизации установлены следующие реакции:



Рассмотренные системы не содержали ЭПГ и их соединений. Поэтому дополнительно проведены исследования, в которых предусмотрено введение в систему сульфидов ЭПГ. Расчетами установлено, что вблизи P-T параметров каждой структурной зоны (в пределах $\pm 2-5^\circ$) протекают дополнительные химические реакции, в которых присутствуют сульфиды и ЭПГ (рис. 2):



При термодинамических условиях образования Срх-Орх ассоциации не были зафиксированы химические реакции с участием ЭПГ и их сульфидов. Единственная реакция $\text{PdS} + \text{Pt} = \text{PtS} + \text{Pd}$ установлена при более высоких P-T параметрах ($T > 800^\circ\text{C}$ и $P > 13.8$ кбар).

Анализируя результаты, отметим следующее. В процессе метаморфических преобразований с изменением P-T параметров, элементы и соединения ЭПГ принимают активное участие и претерпевают совместно с силикатной фазой различные преобразования. В связи с этим в дальнейшем предусмотрено изучить поведение компонентов твёрдой фазы и состава флюида в присутствии ЭПГ и их халькогенов в ходе метаморфических преобразований.

Физико-химическое моделирование поэтапного изменения качественного и количественного состава флюида и твёрдой фазы осуществлялось путём термодинамических расчётов мультисистем для каждой метаморфической зоны. Для этого созданы модельные мультисистемы, в основе которых использовались результаты химического анализа пород. Исходная мультисистема содержала 18 независимых компонентов (элементы): Al-C-Ca-Cu-Fe-K-Mg-Na-Ni-Pd-Pt-S-Se-Si-Te-Ti-H-O. Расчётная матрица была составлена из 34 зависимых компонентов силикатно-халькогенных фаз и флюидной фазы, включающей 10 газообразных компонентов: H_2O , H_2 , O_2 , CO, CO_2 , H_2S , SO_2 , S_2 , CH_4 , C_2H_6 . Численная реализация мультисистем осуществлялась методом минимизации свободной энергии Гиббса с базой термодинамических величин [2], дополненной термодинамическими свойствами сульфидов, селенидов, теллуридов, платины и палладия [3, 4].

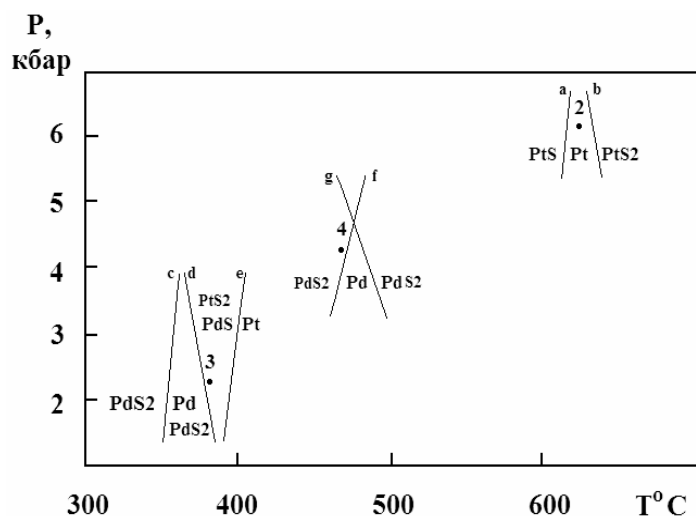


Рис. 2. P-T параметры
автометаморфизма (2), зеленосланцевой (3)
и эпидот-амфиболитовой (4) фаций на
диаграмме с константами равновесия
реакций при участии ЭПГ и их сульфидов.

Таблица 1. Результаты расчёта количественного и качественного состава платиноидов.

	T = 623°C P = 6.15 кбар	T = 391°C P = 2.17 кбар	T = 472.6°C P = 4.27 кбар
Содержание, моль/кг			
Pt	$4.5 \cdot 10^{-8}$	$3.1 \cdot 10^{-9}$	$9.1 \cdot 10^{-9}$
PtS	$3.0 \cdot 10^{-5}$	$4.4 \cdot 10^{-7}$	$1.0 \cdot 10^{-6}$
PtS ₂	$7.5 \cdot 10^{-5}$	$1.3 \cdot 10^{-8}$	$9.1 \cdot 10^{-8}$
PtSe	$2.4 \cdot 10^{-6}$	$5.4 \cdot 10^{-6}$	$7.2 \cdot 10^{-6}$
PtSe ₂	$4.8 \cdot 10^{-6}$	$1.1 \cdot 10^{-4}$	$1.0 \cdot 10^{-4}$
PtTe	$1.7 \cdot 10^{-8}$	$6.5 \cdot 10^{-9}$	$1.2 \cdot 10^{-8}$
PtTe ₂	$2.0 \cdot 10^{-10}$	$5.3 \cdot 10^{-10}$	$4.4 \cdot 10^{-10}$
Pd	$1.8 \cdot 10^{-6}$	$2.1 \cdot 10^{-7}$	$4.5 \cdot 10^{-7}$
PdS	$1.4 \cdot 10^{-3}$	$2.4 \cdot 10^{-5}$	$4.8 \cdot 10^{-5}$
PdS ₂	$1.1 \cdot 10^{-4}$	$7.2 \cdot 10^{-9}$	$7.0 \cdot 10^{-8}$
PdSe	$1.6 \cdot 10^{-4}$	$6.4 \cdot 10^{-4}$	$5.8 \cdot 10^{-4}$
PdSe ₂	$6.4 \cdot 10^{-5}$	$1.1 \cdot 10^{-3}$	$1.1 \cdot 10^{-3}$
PdTe	$1.5 \cdot 10^{-6}$	$1.4 \cdot 10^{-6}$	$1.4 \cdot 10^{-6}$
PdTe ₂	$1.0 \cdot 10^{-8}$	$2.9 \cdot 10^{-8}$	$2.2 \cdot 10^{-8}$
Флюид: парциальное давление - P _i / фугитивность - f _i			
H ₂	$3.4 \cdot 10^{-2}$ $1.2 \cdot 10^{-1}$	$2.7 \cdot 10^{-1}$ $4.9 \cdot 10^{-1}$	$4.0 \cdot 10^{-1}$ $1.1 \cdot 10^0$
H ₂ O	$5.7 \cdot 10^{+3}$ $4.1 \cdot 10^{+3}$	$1.9 \cdot 10^{+3}$ $3.4 \cdot 10^{+2}$	$3.8 \cdot 10^{+3}$ $1.3 \cdot 10^{+3}$
H ₂ S	$7.4 \cdot 10^0$ $4.7 \cdot 10^{+1}$	$1.3 \cdot 10^0$ $1.5 \cdot 10^0$	$4.3 \cdot 10^0$ $1.4 \cdot 10^{+1}$
O ₂	$1.5 \cdot 10^{-15}$ $8.4 \cdot 10^{-15}$	$4.7 \cdot 10^{-29}$ $9.5 \cdot 10^{-29}$	$3.8 \cdot 10^{-24}$ 1.410^{-23}
SO ₂	$1.3 \cdot 10^{+2}$ $1.4 \cdot 10^{+3}$	$7.5 \cdot 10^{-8}$ $9.0 \cdot 10^{-8}$	$2.9 \cdot 10^{-5}$ $1.2 \cdot 10^{-4}$
CO	$1.5 \cdot 10^{-3}$ $7.6 \cdot 10^{-6}$	$6.2 \cdot 10^{-3}$ $1.6 \cdot 10^{-2}$	$1.6 \cdot 10^{-2}$ $9.1 \cdot 10^{-2}$
CO ₂	$1.4 \cdot 10^{+2}$ $1.0 \cdot 10^{+3}$	$9.4 \cdot 10^{+1}$ $1.5 \cdot 10^{+2}$	$1.5 \cdot 10^{+2}$ $6.4 \cdot 10^{+2}$
CH ₄	$4.8 \cdot 10^{-10}$ $4.7 \cdot 10^{-9}$	$1.2 \cdot 10^{-1}$ $2.8 \cdot 10^{-1}$	$6.4 \cdot 10^{-3}$ $3.6 \cdot 10^{-2}$
C ₂ H ₆	$5.1 \cdot 10^{-22}$ $1.3 \cdot 10^{-20}$	$1.3 \cdot 10^{-7}$ $3.4 \cdot 10^{-7}$	$1.2 \cdot 10^{-9}$ $1.2 \cdot 10^{-8}$
S ₂	$2.1 \cdot 10^{-1}$ $9.2 \cdot 10^{-1}$	$4.8 \cdot 10^{-9}$ $8.2 \cdot 10^{-9}$	$2.2 \cdot 10^{-6}$ $6.6 \cdot 10^{-6}$
ΣV _{общ.} , см ³	329.14	331.68	343.49
V _{газа} , см ³	21.78	11.12	12.69
Основной состав флюида	H ₂ O >> SO ₂ > CO ₂	H ₂ O >> CO ₂	H ₂ O >> CO ₂

Анализируя результаты расчёта совместного поведения ЭПГ и их халькогенов, а также компонентов флюида, можно отметить некоторые характерные особенности поведения фазового состава каждой структурной зоны. Так, наличие пирита FeS_2 прослеживается в области используемых давлений в широком интервале температур. Но с понижением температуры пирит теряет устойчивость и превращается в пирротин: $\text{FeS}_2 \rightarrow \text{FeS}$. Ваэсит NiS устойчив только в области аутометаморфических преобразований. Халькопирит CuFeS_2 можно рассматривать как сквозной минерал в используемом нами интервале температур и давлений. Из титансодержащих компонентов отмечено постоянное содержание титанита (~ 1.3 %) на первых двух стадиях метаморфизма. Его последующее превращение в рутил происходит на стадии эпидот-амфиболитовой фации.

В поведении газообразных компонентов флюида в данной системе прослеживается определённая закономерность (табл. 1). Их максимальное содержание приходится на аутометаморфическую стадию. Последующий переход к ранней и поздней стадиям метаморфизма сопровождается рядом изменений в содержании газов, связанных со сменой окислительных условий на восстановительные. Из расчётов следует, что установленное количество газообразных компонентов является равновесными с минералами в интервале температур 334-472 °С, что характеризуется началом метаморфических изменений (появление актинолита, роговой обманки). Отсюда следует, что в относительно закрытой природной системе порода-флюид состав газовой фазы равновесен с силикатной частью.

По мере протекания метаморфических преобразований растёт содержание водорода. Изменения концентраций H_2O , O_2 , CO , CO_2 и CH_4 имеют обратную зависимость. Тенденция в изменениях концентраций серы (с ростом P и T) связана с концентрациями SO_2 и H_2S . Анализ расчетов позволил отметить двухактную инверсию валентного состояния серы и серосодержащих компонентов в области температур зеленосланцевой фации с соответствующим изменением окислительно-восстановительных условий среды. Данный эффект прослеживается на примере изменения концентраций H_2S , SO_2 (низкотемпературная) и S_2 (высокотемпературная). Окислительные условия в области высоких температур и давлений сменяются на восстановительные при относительно плавном изменении парциального давления кислорода на последующих этапах метаморфизма. Это находится в согласии с формами существования в данной системе соединений ЭПГ.

Характерной особенностью сульфидной минерализации с ЭПГ оруденением является существенно палладиевый состав при довольно низком содержании сульфидов (серы). При высоких P и T преобладающими ЭПГ соединениями являются халькогены платины (PtS и PtS_2) и палладия (PdS , PdS_2 и PdSe). При снижении температуры (область низкотемпературной инверсии) отмечено возрастание доли селенидов платины и палладия.

Список литературы

1. Berman R.G. Thermobarometry using multi-equilibrium calculations: a new technique, with petrological applications // *Canad. Mineral.* 1991. V 29. N 4. P 833-855.
2. Карпов И.К., Киселёв А.И., Летников Ф.А. Моделирование природного минералообразования. М.: Недра, 1976. 256 с.
3. Каржавин В.К. Термодинамические свойства элементов платиновой группы // Тез. XV Межд. конф. по химической термодинамике. Т. 1. М.: МГУ, 2005. С. 75.
4. Каржавин В.К. Термодинамические свойства халькогенов платины и палладия // Тез. семинара по экспериментальной минералогии, петрологии и геохимии. М.: ГЕОХИ РАН, 2006. С. 36-37.

АРХЕЙСКИЕ ЭКЛОГИТЫ БЕЛОМОРСКОГО ПОЯСА: РЕЗУЛЬТАТЫ U-Pb И Sm-Nd ДАТИРОВАНИЯ ГРАНАТА И U-Th-Pb (SHRIMP) ДАТИРОВАНИЯ ЦИРКОНА

Т.В. Каулина¹, Е.А. Апанасевич¹, Е.Э. Савченко¹, С.А. Сергеев², С.В. Пресняков², А.А. Щипанский³, В.О. Япаскурт⁴

¹ Геологический институт КНЦ РАН, Апатиты, kaulina@geoksc.apatity.ru; ² ВСЕГЕИ, С-Петербург, sergeev@mail.wplus.net; ³ ГИН РАН, Москва, shchipansky@mail.ru; ⁴ МГУ, Москва, maryakor@online.ru

Архейские эклогиты в Беломорском подвижном поясе (БПП) установлены в р-нах с. Гридино (сев. побережье Белого моря) [2] и проливов Узкая и Широкая Салма (оз. Имандра, Кольский п-ов) [9]. Для эклогитов и эклогитоподобных пород проведено U-Pb и Sm-Nd датирование разных генераций граната, качественное и количественное определение включений в цирконе, микрозондовые исследования его разновозрастных зон с последующим датированием на масс-спектрометре SHRIMP-II (СПБ), а также Sm-Nd датирование пород.

U-Pb и Sm-Nd датирование граната

U-Pb методом датирована 21 фракция граната из эклогитовых пород р-на Салмы (эклогиты Узкой и Широкой Салмы объединяются под общим названием эклогиты Салмы) и Гридинской зоны меланжа. Обнаружи-

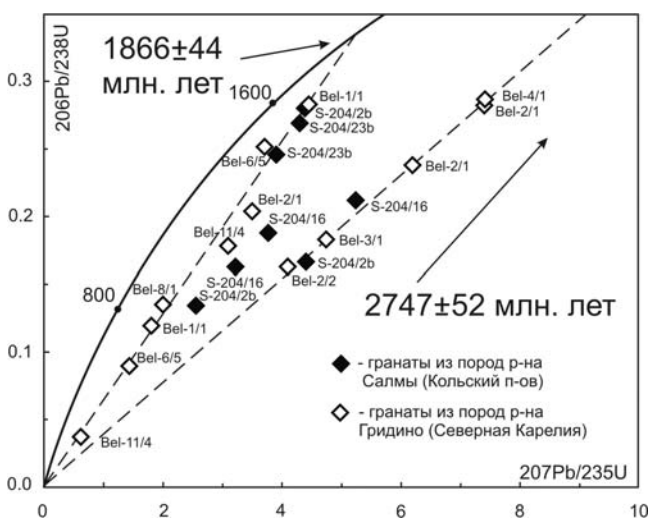


Рис. 1. U-Pb диаграмма для гранатов из пород БПП

лось, что большая часть гранатов образовалась около 1.9 млрд. лет назад, хотя существует небольшой разброс от 1740 до 1880 млн. лет, но в среднем возраст молодых гранатов 1866 ± 44 млн. лет (рис. 1). Т.е. их образование синхронно с хорошо известным и неоднократно датированным этапом высокobarического кинанитового метаморфизма возраста 1.9-1.85 млрд. лет [1]. Архейский возраст 2747 ± 52 млн. лет получен для шести проб: эклогит и симплектитовый эклогит о-ва Столбиха, эклогит о-ва Цоизитовый, эклогит о-ва Избная луда (Гридинская зона); эклогит-рестит и эклогит-симплектит Салмы. В нескольких пробах получен возраст 2.2-2.3 млрд. лет, который, скорее всего, представляет собой смесь архейских и свекофенских гранатов. Результаты для гранатов из эклогитов Гридинской зоны хорошо соотносятся с петрологическими данными о последовательности образования граната в породе и подтверждают геолого-петрологические выводы о существовании двух возрастных групп эклогитов [2]. Гранаты архейского возраста образовались

при эклогитовом метаморфизме $P = 14.0-17.5$ кбар и $T = 740-865$ °C и их возраст совпадает с данными, полученными по циркону [2]. Для эклогитов Салмы существуют противоречивые петрологические данные: по данным [10] гранат в породах Салмы образовался на стадии эклогитового метаморфизма при давлении $\sim 14-15$ кбар и 700 °C в парагенезисе с Omph (Jd 0.25-0.32) + Qtz + Rt. По данным [6], в породах Салмы эклогитовый парагенезис отсутствует, а гранат образовался в результате метаморфических преобразований продуктов замещения омфацита в условиях фации гранат-клинопироксеновых амфиболитов. Полученные результаты не позволяют полностью подтвердить или опровергнуть ту или иную точку зрения. Так, архейские гранаты могли расти вместе с омфацитом, а молодые гранаты вполне могут соответствовать данным В.О. Япаскурта о “росте порфириобластов граната по пироксен-плагноклазовым симплектитам, образованным при замещении омфацита”.

По результатам Sm-Nd датирования, все изученные гранаты имеют возраст 1.87-1.89 млрд. лет (рис. 2). Это говорит о том, что 1.89 млрд. лет назад температура не только поднималась выше 650 °C ($T_{\text{закр. Sm-Nd}}$ системы граната), но и держалась на этом уровне несколько млн. лет, что привело к полной перестройке Sm-Nd системы архейских гранатов. При этом они имеют более высокие первичные отношения Nd, т.е. образовались из более обедненных источников.

Sm-Nd датирование пород эклогитовой ассоциации показало, что Sm-Nd система пород в целом сохраняет информацию об архейском возрасте их образования 2.97 млрд. лет. Это происходит благодаря изохимическому характеру метаморфизма в обоих районах проявления эклогитов [2, 6]. Sm-Nd изохрона по валовым пробам пород эклогитовой ассоциации р-на Салмы определяет возраст 2970 ± 110 млн. лет, отвечающий возрасту протолита эклогитов (рис. 3). На эту же изохрону попадают эклогиты с. Гридино (2 определения). Интересно, что три пробы эклогитов Салмы имеют протерозойский Sm-Nd возраст по изохроне 1880 ± 14 млн. лет. Среди этих молодых пород находятся и “гранатиты”, состоящие главным образом из граната и рутила и считавшиеся реститом частичного плавления эклогитов [5]. Молодой возраст гранатитов объясняется тем, что порода почти на 90 % состоит из граната, который либо не сохранил информацию, а более вероятно образовался 1880 млн. лет назад, как показывает U-Pb датирование. Полученные данные подтверждаются модельными Sm-Nd

возрастами, которые также распадаются на две группы: 2890-3200 для пород возраста 2970 млн. лет и 2280-2030 для “молодых” эклогитов. И если для граната речь идет о полностью перекристаллизованной в свеко-

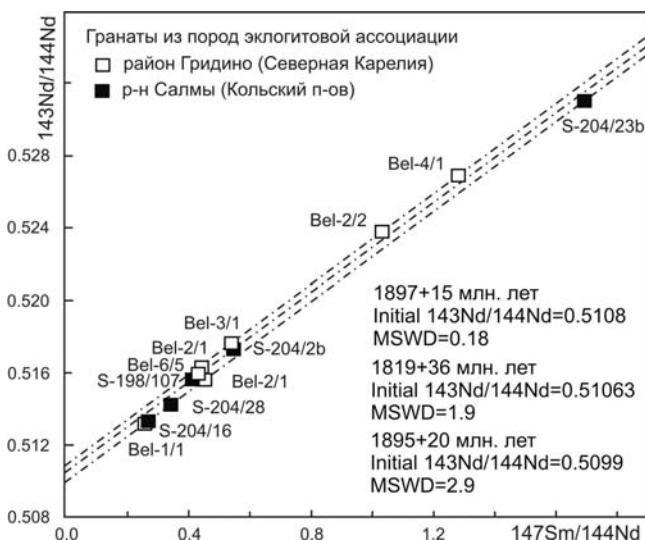


Рис. 2. Sm-Nd изохроны для гранатов из пород БПП, образование параллельных изохрон связано с разным, но близким первичным отношением изотопов Nd, а одинаковый наклон определяет близкий возраст.

46 Cameca, Апатиты, микрозондовый комплекс на базе Jeol JSM-6480LV с последующим датированием на масс-спектрометре SHRIMP-II, Санкт-Петербург). В результате исследований циркона из пробы эклогита-рестита установлено: наименее измененные участки с высоким Th/U отношением 1.6-3.0, характерным для цирконов из основных пород, и присутствием Y_2O_3 0.2-0.5 %, имеют возраст 2885 ± 45 млн. лет (рис. 4 а), который, скорее всего, отражает время магматической кристаллизации протолита эклогитов. Датирование других участков показало, что они представляют собой результат вторичных изменений исходного циркона либо (более вероятно) рост новой фазы циркона, связанного с эклогитовым метаморфизмом и образованием парагенезиса Grt + Omp + Qtz + Ru, поскольку эти измененные участки содержат включения Qtz и Ru. Возраст этих участков не определен однозначно, можно только сказать, что он находится в пределах 2800-2700 млн. лет. Примерно в это же время, согласно нашим U-Pb данным, образовался и гранат (2747 млн. лет). Плагиигранитоидная жила (адакит) закристаллизовалась 2778 ± 23 млн. лет, она содержит захваченные цирконы с высоким Th/U отношением и возрастом 2866 млн. лет, близким к возрасту неизменного циркона из эклогита-рестита. Возможно, образование этой жилы действительно связано с плавлением эклогитов. В таком случае именно плавление могло привести к частичному расплавлению (растворению) старых цирконов в эклогитах и их новому росту с захватом включений. Поскольку в жиле также отмечен эклогитовый парагенезис, то эклогитовый метаморфизм был позднее 2778 млн. лет.

В пробе эклогита отмечены два типа циркона: изометричные низкоурановые с высоким Zr/Hf (56-66) и низким Th/U (0.22-0.58) отношениями и коричневые с большим содержанием Th и высоким содержанием U (до 900 ppm). Циркон первого типа характерен для метаморфизма высоких давлений. Его возраст 2724 ± 35 млн. лет (рис. 4 б) совпадает с возрастом метаморфического циркона из архейских эклогитов района Гридино (2720 ± 6 млн. лет [2]). Возможно, именно этот возраст отражает время проявления эклогитового метаморфизма. Он близок к возрасту высокобарического гранулитового метаморфизма Беломорья $2710 \pm$

фенское время разновидности архейского эклогита, то для другой пробы получен предварительный U-Pb возраст магматического циркона около 2250 млн. лет (модельный Sm-Nd TDM 2280 млн. лет). При этом в пробе присутствует эклогитовый парагенезис (Omp+Grt), образовавшийся при Т около 700°C и Р = 13-14 кбар (Конилов А.Н., личное сообщение). Таким образом, можно предполагать наличие архейского и протерозойского этапов эклогитового метаморфизма. Т.к. вторая эклогитизация проявлена локально, то она, скорее всего, связана с деформацией в свдиговых зонах, широко проявленных в этом р-не. В зонах отсутствия вторичной эклогитизации реализуется механизм образования граната, связанный с декомпрессией [6].

U-Th-Pb SHRIMP датирование циркона

Для пород Салмы (эклогит, эклогит-рестит и плагиигранитоидная жила адакитовой направленности, которая предположительно есть результат частичного плавления эклогита с образованием эклогита-рестита [5]) проведено комплексное изучение циркона (микрозонд MS-

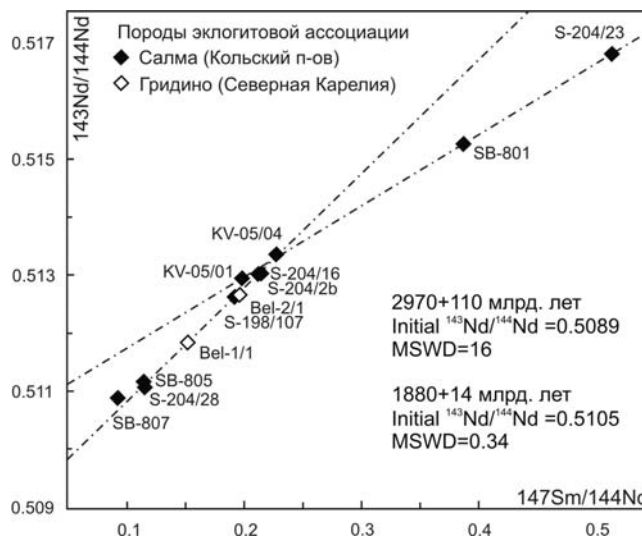


Рис. 3. Sm-Nd изохрона для валовых проб пород эклогитовой ассоциации.

15 млн. лет, отвечающему началу коллизионного этапа в эволюции БПП [1]. Циркон второго типа имеет возраст 2703 ± 9 млрд. лет [12]. Его образование уже не связано с метаморфизмом высоких параметров, для которого не характерны цирконы с большим содержанием примесей, т.е. коричневого циркона пост-датирует эклогитовый метаморфизм. Наличие в этих цирконах включений клинопироксена с содержанием жадеита 5-6 % подтверждает рост цирконов на стадии декомпрессии, т.е. можно считать, что декомпрессия началась 2703 млн. лет назад. При этом заключительная стадия декомпрессии (образованием Сrx-Pl симплектитов) и эксгумация эклогитов произошла 1894 млн. лет назад в результате Лапландской коллизии (Sm-Nd датирование Сrx [3]). В пробе также отмечены новообразованные цирконовые оболочки, граница раздела ядро-оболочка маркированы включениями плагиоклаза и эпидота. Оболочки встречаются почти в каждой пробе, а в некоторых пробах этот новообразованный циркон образует самостоятельные зерна. Он отличается очень низким содержанием U и Th (до 50 ppm) и обогащен Hf (до 2.6 %). Возраст новых зерен и оболочек 1874-1899 млн. лет в разных пробах отвечает заключительной стадии метаморфизма эклогитов, которую они испытали совместно с окружающими ТТГ гнейсами, содержащими метаморфические цирконы такого же возраста [1].

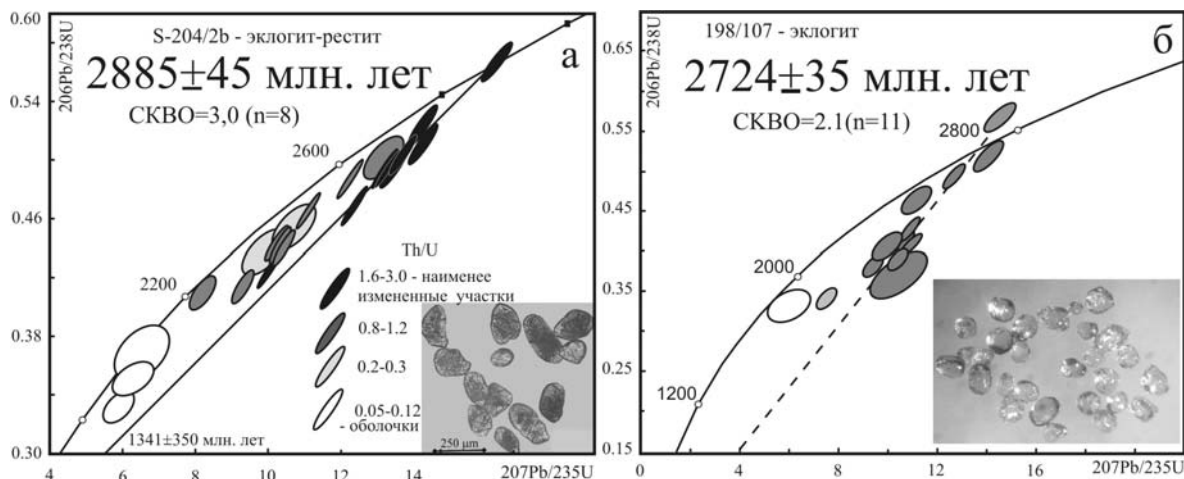


Рис. 4. U-Pb диаграммы для циркона из проб Салмы: а) эклогита-рестита, б) эклогита.

Геодинамическая интерпретация полученных результатов

Проблема генезиса эклогитов является предметом постоянных дискуссий. В настоящее время существуют три точки зрения на образование исследованных эклогитов Гриндинской зоны тектонического меланжа и р-на Салмы: 1) субдукционная модель образования эклогитов [2, 5]; 2) эклогитизация связанная с деформацией [4], причем авторы считают, что эклогитизация архейских и протерозойских пород произошла только в протерозое в сдвиговых зонах; 3) магматогенная модель, согласно которой “омфациит является продуктом ликвидусной интрателлурической кристаллизации базитового расплава, попал в коровые породы вместе с материнским расплавом” и не парагенетичен с гранатом, который образуется на стадии декомпрессии по Сrx-Pl симплектитам [6]. Полученные геохронологические данные подтверждают, во-первых, два этапа образования эклогитов, во-вторых, архейский возраст ранних эклогитов, в третьих, ареальное развитие эклогитов Салмы не позволяет связать их с зонами локальных деформаций (хотя модель эклогитизации в результате деформации в сдвиговых зонах вполне может реализовываться для протерозойских эклогитов). Получены косвенные доказательства одновременности образования граната и омфациита: отсутствие включений в цирконе возраста 2885 млн. лет и присутствие низкожадеитового клинопироксена в цирконе возраста 2703 млн. лет предполагает образование омфациита между 2885 и 2703 млн. лет, т.е. близко по времени к образованию граната возраста 2747 млн. лет. При этом цирконы с обилием включений описаны именно для глубинных пород: нижнекоровых ксенолитов, кимберлитов и эклогитов [7, 8, 11, 13]. Присутствие захваченных цирконов в плагиогранитоидной жиле подтверждает наличие процессов плавления, которые привели и к образованию метаморфогенного циркона в эклогите-рестите. Этот же вывод подтверждается высоким содержанием Y и Yb в цирконе эклогита-рестита, т.к. по геохимическим данным эклогит-рестит сильно обогащен HFSE [5]. Таким образом, изотопно-геохимические и геохронологические данные лучше всего согласуются с субдукционной моделью образования архейских эклогитов.

Работа поддержана научной школой НШ-1413.2006.5 и Государственным контрактом № 02.445.11.740.

Список литературы

1. Бибикова Е.В., Богданова С.В., Глебовицкий В.А. и др. Этапы эволюции Беломорского подвижного пояса по данным U-Pb цирконовой геохронологии (ионный микрозонд NORDSIM) // Петрология. 2004. Т. 12. № 3. С. 227-244.
2. Володичев О.А., Слабунов А.И., Бибикова Е.В. и др. Архейские эклогиты Беломорского подвижного пояса, Балтийский щит // Петрология. 2004. Т. 12. № 6. С. 609-631.
3. Каулина Т.В., Апанасевич Е.А., Савченко Е.Э., Серов П.В. Эволюция позднеархейских эклогитов Кольского п-ова (СВ часть Балтийского щита): U-Pb и Sm-Nd данные // Матер. III Рос. конф. "Изотопное датирование процессов рудообразования, магматизма, осадконакопления и метаморфизма". Т. 1. М.: ГЕОХИ РАН, 2006. С. 292-296.
4. Травин В.В., Козлова Н.Е. Локальные сдвиговые деформации как причина эклогитизации (на примере структур Гриндинской зоны меланжа, Беломорский подвижный пояс) // Докл. АН. 2005. Т. 405. № 3. С. 1275-1279.
5. Щипанский А.А., Конилов А.Н., Минц М.В. и др. Геодинамика формирования ранней континентальной коры в свете открытия архейских эклогитов в Беломорском подвижном поясе, Кольский п-ов // Матер. XXXVIII тект. совещания. Т. II. М.: ГЕОС, 2005. С. 389-392.
6. Япаскурт В.О., Плечов П.Ю., Котова Е.В., Черткова Н.В. Механизмы формирования и эволюции докембрийских "эклогитов" Беломорского подвижного пояса // Тез. докл. конф. "Ломоносовские чтения". М.: МГУ, 2006.
7. Kaneko Y., Katayama I., Yamamoto H. et al. Timing of Himalayan ultrahigh-pressure metamorphism: sinking rate and subduction angle of the Indian continental crust beneath Asia // J. Metamorphic Geol. 2003. V 21. P 589-599.
8. Katayama I., Parkinson C.D., Okamoto K. et al. Supersilicic clinopyroxene and silica exsolution in UHPM eclogite and pelitic gneiss from the Kokchetav massif, Kazakhstan // Amer. Miner. 2000. V 85. P 1368-1374.
9. Konilov A.N., Shchipansky A.A., Mints M.V., Volodichev O.I. Petrology of eclogites of the Belomorian Province // Abstr. 32th IGC. Pt 1. Florence. 2004. P 108.
10. Konilov A.N., Shchipansky A.A., Mints M.V. Belomorian HP-UHP metamorphic archean belt of the Pacific type // Int. Conf. on Precambrian Continental Growth and Tectonism (PCGT-2005). Abstr. Vol. Jhansi, India. Febr. 2-24, 2005. P 239-242.
11. Liu Fulai, Xu Zhiqin, Xue Huaimin. Tracing the protolith, UHP metamorphism, and exhumation ages of orthogneiss from the SW Sulu terrane (eastern China): SHRIMP U-Pb dating of mineral inclusion-bearing zircons // Lithos. 2004. V 78. P 411-429.
12. Natapov L.M., Belousova E.A., Griffin W.L., O'Reilly S.Y. U-Pb Dating and Hf-isotope analysis of zircons from Salma Eclogites, Kola Peninsula, Russia. Pt II. GEMOC Report IMP-2005/1/GEMOC.
13. Zircon. Reviews in mineralogy and geochemistry. V 53. J.M. Hanchar, P.W.O. Hoskin (eds). 2003. 500 p.

ОБОГАЩЕННЫЕ МАНТИЙНЫЕ РЕЗЕРВУАРЫ – ИСТОЧНИКИ ЩЕЛОЧНОГО И КИМБЕРЛИТОГО МАГМАТИЗМА И ПРОБЛЕМА ИХ РУДОНОСНОСТИ

Л.Н. Когарко

ГЕОХИ РАН, Москва, kogarko@geokhi.ru

Среди магматических формаций мира щелочные породы и карбонатиты характеризуются исключительной продуктивностью на редкие и рассеянные элементы. Кимберлиты - источник ювелирных и промышленных алмазов. Согласно нашим исследованиям, щелочной магматизм и связанные с ним суперкрупные редкометалльные месторождения, а также карбонатиты возникли на рубеже 2.5-2.8 млрд. лет и в процессе эволюции Земли происходило непрерывное нарастание их активности [1] (рис. 1). Кимберлиты, как и калиевые щелочные породы, появились на Земле значительно позже - на рубеже 2000-1400 млн. лет, их интенсивность также возрастала в течение геологического времени (рис. 2). Та же закономерность отмечается и для карбонатитов (рис. 3).

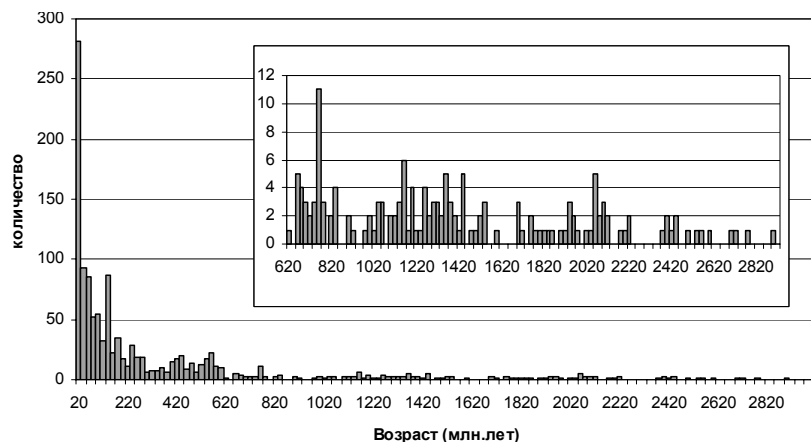


Рис. 1. Эволюция щелочного магматизма.

Появление щелочных пород и карбонатитов на границе архей - протерозой совпало с целым рядом крупных событий на Земле. Большинство авторов именно с этим рубежом связывают смену геодинамического режима нашей планеты - к тектонике плюмов присоединилась тектоника плит. На этом этапе развития Земли возникла кислородная атмосфера, произошло окисление океанических осадков. В качестве геохимического следствия глобальной дегазации субдуцированного материала и высвобождения окисленного флюида (воды и углекислоты) произошло окисление мантии и начался крупномасштабный метасоматоз мантии, ведущий к возникновению обогащенных редкими и рудными элементами резервуаров, щелочных пород, карбонатитов и позже кимберлитов. Более позднее появление наиболее глубинных щелочных пород - кимберлитов в истории Земли по всей вероятности связано с формированием континентальных кратонов и утолщенной зрелой литосферы (необходимых условий для генерации кимберлитов) на более поздних этапах развития нашей планеты.

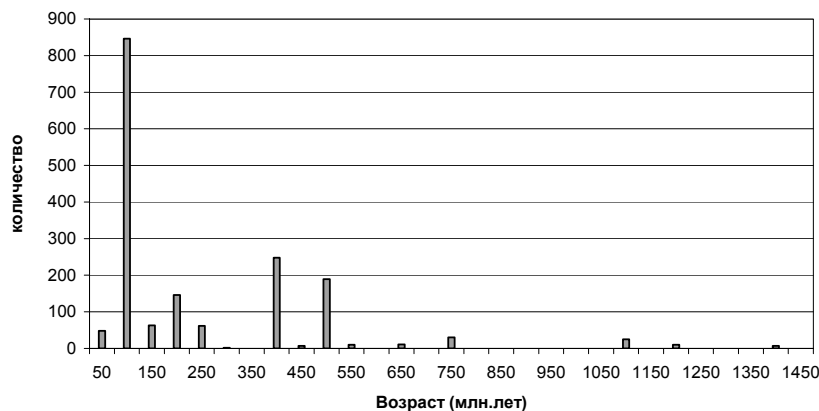
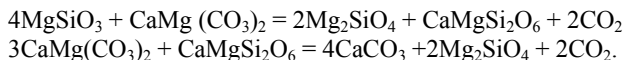


Рис. 2. Эволюция кимберлитового магматизма.

Одной из интересных проблем является тот факт, что интенсивность кимберлитового магматизма растет в геологическом времени, а алмазонасность этих пород падает. Развиваемая нами модель непрерывного окисления мантии в истории Земли позволяет предполагать, что с ростом окислительного потенциала мантийного субстрата алмазы становились неустойчивой фазой - они “выгорали” и алмазонасность кимберлитов уменьшалась. Проведенные нами исследования мантийного материала ряда океанических островов и Вост. Антарктиды показали наличие следов первичных карбонатных расплавов, ассоциирующих с метасоматическими зонами, которые развиваются по реакциям:



Процессы верлитизации и карбонатизации возникают в результате реакции первичного доломитового расплава-флюида, обогащенного щелочными и редкими элементами, с мантийным субстратом. Согласно новым экспериментальным данным, в ходе частичного плавления карбонатизированного мантийного субстрата происходит постепенный переход карбонатитовых расплавов в кимберлитовые, сходные со средними составами кимберлитов типа 1А.

Используя ионный микрозонд CAMECA, мы получили содержания редких элементов в метасоматических пироксенах океанической и континентальной мантии ряда регионов. Зная величины коэффициентов распределения редких элементов, рассчитали их содержания в мантийных карбонатных расплавах. Средний состав Са карбонатитов мира попадает в интервал рассчитанных значений для мантийных метасоматических флюид-расплавов. Результаты позволяют предложить новую двустадийную модель генезиса богатых Са карбонатитов и кимберлитов: 1 – метасоматическая верлитизация и карбонатизация мантийного материала, 2 – частичное плавление верлитизированной мантии, в результате чего возникают богатые карбонатами расплавы или две несмешивающиеся жидкости (при наличии достаточного количества щелочей) - силикатная и карбонатитовая. Если концентрации S были значительны, то появляется третья несмешивающаяся жидкость. Возможность карбонатно-сульфидно-силикатной несмешиваемости подтверждается экспериментальными данными [2]. Развитие карбонатитового магматизма на Канарских о-вах, о-вах Зеленого мыса, о-ве Фернандо ди Наронья, Вост. Антарктиде по-видимому связано с крупномасштабными процессами мантийного метасоматоза в Ю. Атлантике.

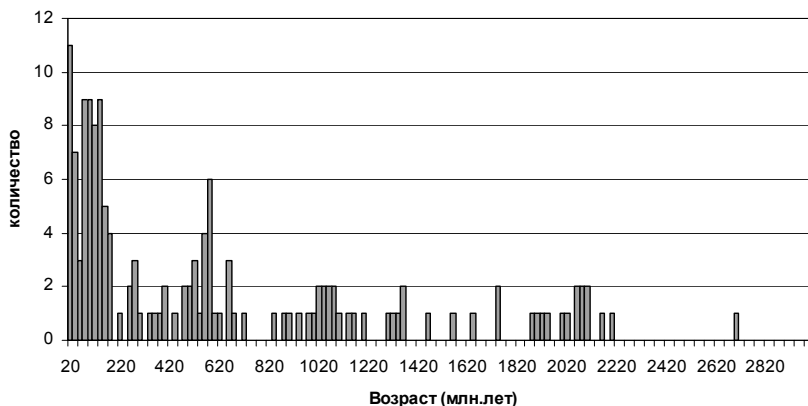


Рис. 3. Эволюция карбонатитового магматизма.

В суперкрупных щелочно-карбонатитовых провинциях отмечается связь карбонатитового и кимберлитового магматизма (Карело-Кольский регион, Маймеча-Котуйская провинция и др.), что может указывать на теснейшую связь кимберлитов с процессами мантийного карбонатного метасоматоза, возможно, и сами кимберлитовые магмы могут выступать в роли агентов карбонатного метасоматизма.

Список литературы

1. Козарко Л.Н. Щелочной магматизм в ранней истории Земли // Петрология. 1998. Т. 6. № 3. С. 251-258.
2. Kogarko L.N., Slutsky A.B. Carbonate-silicate-sulphide liquid immiscibility in the metasomatized upper mantle // Lithos. 2004. P 60-65.

ОСОБЕННОСТИ МИНЕРАЛООБРАЗОВАНИЯ В ЛОВОЗЕРСКОМ ЩЕЛОЧНОМ МАССИВЕ ПО ИЗОТОПНЫМ ГАЗО-ГЕОХИМИЧЕСКИМ ДАННЫМ

В.А. Нивин

Геологический институт КНЦ РАН, Анапты, nivin@geoksc.apatity.ru

Ловозерский массив фельдшпатоидных сиенитов и фойдолитов изучен довольно детально. Тем не менее, ряд вопросов, касающихся условий флюидного режима и последовательности минералообразования, включая формирование лопаритовой минерализации, остаются дискуссионными [4, 10, 11, 15]. В качестве одного из подходов к пониманию этих вопросов систематизированы и обобщены накопленные за два десятилетия [6, 7, 9] данные по изотопному составу гелия и аргона в минералах дифференцированного комплекса массива. Используемая методика изучения изотопного состава гелия и аргона опубликована [2, 13]. Извлечение газов из образцов для последующих масс-спектрометрических измерений осуществлялось двумя методами: плавлением в высоковакуумной печи с выделением газа из всего объема образца и измельчением в вакуумированных стеклянных ампулах. В последнем случае газ экстрагировался преимущественно из вакуолей флюидных включений в минералах. Первым методом изучено 13, вторым - 16 образцов мономинеральных фракций (табл. 1). Теоретически ожидаемые концентрации изотопов гелия и аргона в минералах рассчитывались из содержания родительских элементов (U, Th, Li, K), возраста пород и допущения закрытости системы [16].

Таблица 1. Концентрации и отношения изотопов благородных газов в минералах.

Образец		Минерал	Порода	⁴ He, 10 ⁻⁶ см ³ /г	³ He/ ⁴ He 10 ⁻⁸	⁴⁰ Ar 10 ⁻⁶ см ³ /г	⁴⁰ Ar/ ³⁶ Ar
Но- мер	Индекс						
Общие (газы выделялись плавлением образцов)							
1	УГ-41н	Нефелин	Ювит-уртит	469	6.7	78.2	6751
2	УГ-41пш	Полевой шпат	То же	269	7.8	89.7	6720
3	УГ-41п	Клинопироксен	- « -	715	7.4	22.7	2991
4	Л-10-2п	То же	Уртит	570	4.7	6.5	953
5	724-8п	- « -	Луаврит	1092	1.9	9.2	436
6	Л-10-2а	Апатит	Уртит	1013	0.3	1.0	393
7	МЦ-1л	Лопарит	Малиньит	40200	1.0	9.8	360
8	Л-10-2л	То же	Уртит	17860	0.2	2.0	504
9	724-8л	- « -	Луаврит	24560	0.2	5.8	316
10	УГ-41сд	Содалит	Ювит-уртит	528	7.4	21.3	1270
11	Ц-18-2в	Виллиомит	Фойяит	44	56.3	1.3	438
12	ЛА-1в	Цеоциты	Гидротерма- лит	1.4	4.3	2.2	410
13	ЛА-1аб	Кварц	То же	0.4	27.0	2.9	310
Во флюидных включениях (выделение газов измельчением)							
14	УГ-38н	Нефелин	Ювит-уртит	71	7.7	2.5	723
15	Ц-18-2н	- « -	Фойяит	42.5	5.3	4.2	661
16	904-д3н	То же	Ювит	297	20.2	5.6	2760
17	УГ-38пш	Полевой шпат	Ювит-уртит	20.3	8.5	7.8	513
18	Ц-18-2пш	То же	Фойяит	5.7	4.7	16.5	1250
19	724-8нпш	Нефелин + полевой шпат	Ювит-уртит	4	13	1.6	811
4а	Л-10-2п	Клинопироксен	Уртит	8.2	17.9	0.3	357
20	Ц-18-2п	- « -	Фойяит	9.6	10.8	0.95	400
5а	724-8п	- « -	Луаврит	17.7	11.2	0.5	338
21	904-д3п	То же	Ювит	50	19.8	2.3	434
6а	Л-10-2а	Апатит	Уртит	15.2	2.9	0.08	311
7а	МЦ-1л	Лопарит	Малиньит	960	0.7	Не опр.	Не опр.
8а	Л-10-2л	То же	Уртит	693	0.5	0.13	343
9а	724-8л	- « -	Луаврит	515	0.5	0.08	347
22	УГ-38с	Содалит	Ювит-уртит	33	8.8	7.8	362
23	Ц-18-2с	То же	Фойяит	21.3	5.2	6.2	687

Примечание. Большая часть масс-спектрометрических измерений выполнена И.Л. Каменским, экстракция газов из флюидных включений - С.В. Икорским.

В газах, выделенных плавлением образцов, наибольшие вариации (до 5 порядков) характерны для ⁴He, концентрации которого обусловлены преимущественно содержанием радиоактивных U и Th. Поэтому максимальные количества этого изотопа выявлены в лопарите. Сравнительно высокие отношения ³He/⁴He обнаружены в виллиомите из фойяита и гидротермальном кварце. Остальные минералы характеризуются коровыми, радиогенными значениями изотопно-гелиевого отношения. Максимальные отношения ⁴⁰Ar/³⁶Ar и содержания

^{40}Ar измерены в нефелине и полевом шпате. Для большинства образцов свойственны весьма низкие значения показателей. В образце ювит-уртита общий изотопный состав газов изучен в главных породообразующих минералах (№№ 1-3, 10 в табл. 1) и породе. Приблизительный расчет баланса газов показывает, что на цеолиты, занимающие в этом образце до 20 % объема, приходится около 4 % гелия с низким $^3\text{He}/^4\text{He}$ отношением, 65 % ^{40}Ar и 96 % ^{36}Ar , а оценка отношения $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ дает величину ~ 400 . Таким образом, при сравнительно близких концентрациях гелия и отношении $^3\text{He}/^4\text{He}$, за исключением цеолитов, отличающихся пониженными значениями показателей, по закономерному увеличению доли атмосферного аргона в составе газов парагенные минералы в ювит-уртите образуют ряд: клинопироксен – нефелин – щелочной полевой шпат – содалит – цеолиты. Он соответствует последовательности формирования минералов, если для нефелина и полевого шпата принимать за таковое не первичную кристаллизацию из расплава, а завершение метасоматического преобразования. Сравнение измеренных и рассчитанных концентраций изотопов гелия показывает - как и породы в целом [6], минералы потеряли существенную часть радиогенного ^4He (табл. 2). Высокие отношения $^3\text{He}/^4\text{He}$, особенно в лопаритах, свидетельствуют о значительных количествах захваченного легкого изотопа гелия. Сохранность радиогенного аргона сопоставима с таковой ^4He .

Таблица 2. Отношения измеренных (и) и рассчитанных (р) концентраций изотопов He и Ar.

Образец	Минерал	$^4\text{He}_\text{и}/^4\text{He}_\text{р}$	$^3\text{He}_\text{и}/^3\text{He}_\text{р}$	$^{40}\text{Ar}_\text{и}/^{40}\text{Ar}_\text{р}$
1	Нефелин	He опр.	He опр.	1.0
2	Полевой шпат	То же	То же	1.0
4	Клинопироксен	1.4	14	1.9
5	То же	1.9	8.5	1.1
6	Апатит	0.7	28	0.3
8	Лопарит	0.3	279	1.3
9	То же	0.7	297	0.7
11	Виллиомит	0.3	2.7	0.3

Флюидные включения в минералах ловозерских пород в подавляющем большинстве газовые, существенно углеводородные и вторичные по относительно времени формирования [3]. Предполагается, что большая часть ^3He и значительное количество ^4He , извлекаемых из образцов методом измельчения, располагается в тех же включениях, что и углеводородные компоненты [3, 9]. Концентрации изотопов гелия и ^{40}Ar , а также отношения $^3\text{He}/^4\text{He}$ и $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ во флюидных включениях изменяются меньше, чем в минералах в целом (табл. 1, рис. 1 и 2). Больше всего гелия выделяется при измельчении лопарита, а также нефелина из ювита нижней части комплекса (обр. 16), отличающегося наиболее высоким $^3\text{He}/^4\text{He}$. Максимальное содержание аргона установлено во флюидных включениях в полевом шпате из насыщенного углеводородными газами фойяита (обр. 18). Оба образца характеризуются повышенными отношениями $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$, минимальные значения которых обнаружены в апатите, лопаритах и пироксенах.

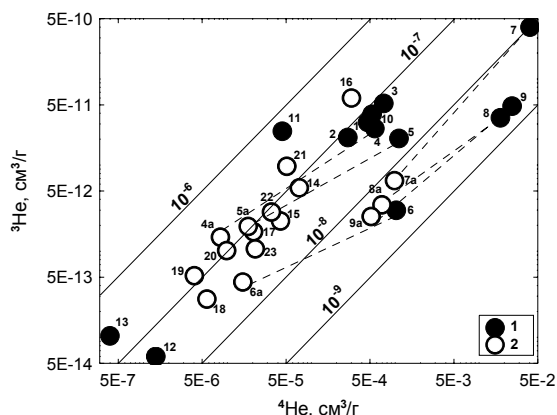


Рис. 1. Изотопы гелия, выделенного плавлением (1) и измельчением (2) образцов ловозерских минералов. Сплошными линиями показаны равные отношения $^3\text{He}/^4\text{He}$, пунктиром соединены точки одноименных образцов.

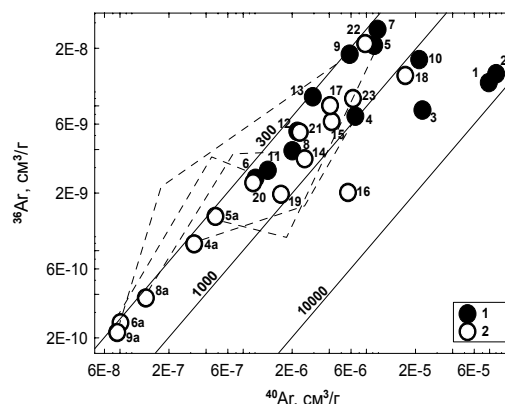


Рис. 2. Взаимосвязь изотопов аргона в минералах. Условные обозначения см. на рис. 1. Сплошные линии - равные отношения $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$.

В шести образцах изотопный состав газов изучен обоими методами. Если судить по этой небольшой выборке, во флюидных включениях содержится в среднем ^4He и ^{40}Ar — 2 и 5 %, соответственно, ^3He и ^{36}Ar - около 8 % от общего их количества в минералах (рис. 1 и 2). Отношение $^3\text{He}/^4\text{He}$ в газах, выделенных измельчением, в среднем выше

в 4 раза, а $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ отношение в 1.4 раза ниже. Более тесная, чем в образцах в целом, взаимосвязь изотопов гелия и аргона во флюидных включениях может свидетельствовать о меньшем вкладе образовавшихся *in situ* радиогенных газов и, напротив, большей доле захваченных компонентов.

Построение в координатах $^{36}\text{Ar}/^3\text{He}$ – $^4\text{He}/^3\text{He}$ (рис. 3) позволяет качественно оценить вклад возможных источников в состав благородных газов. По расположению фигуративных точек образцов, концентрирующихся в основном вблизи поля, соответствующего земной коре, выделяются три группы минералов: (1) лопариты и апатит, характеризующиеся более высокими, чем типичные для коры, значениями $^4\text{He}/^3\text{He}$ отношения, (2) клинопироксены и некоторые нефелины, образующие слабый линейный тренд в направлении области литосферной мантии и (3) гидротермальные минералы и постмагматические флюидные включения в полевых шпатах и содалитах, испытавшие воздействие метеорных вод, обеспечивших заметный вклад атмосферной компоненты в баланс гелия и аргона.

По сравнению с другими комплексами Кольской щелочной провинции, особенно щелочно-ультраосновными с карбонатами [13], ловозерские минералы характеризуются наиболее низкими, не соответствующими типичным для субконтинентальной мантии, $^3\text{He}/^4\text{He}$ и $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ отношениями, особенно во флюидных включениях, при несомненно мантийном, хотя и менее глубинном источнике родительских расплавов [1]. Наиболее вероятными причинами такого несоответствия газо-геохимических показателей могут быть дегазация расплава при его подъеме на приповерхностный уровень коры и/или во время кристаллизации в магматической камере, разбавление магматического флюида на разных этапах его эволюции коровыми и атмосферными компонентами, а также продуцированными *in situ* радиогенными ^4He и ^{40}Ar . Предполагается, что формирование Ловозерского массива происходило за счет дифференциации единого родительского расплава, а магматическая кристаллизация пород и наиболее высокотемпературные постмагматические (автометасоматические) процессы протекали в сравнительно закрытой системе [4, 15]. Эти предположения подтверждаются наличием взаимосвязи изотопного состава гелия и аргона в кристаллической матрице минералов и флюидных включениях.

Отсюда, учитывая вторичную природу последних в нефелинах, полевых шпатах и содалитах, следует, что данные минералы могли испытать низкотемпературные преобразования и кристаллической матрицы. В то же время, оценки начальных $^3\text{He}/^4\text{He}$ отношений в захваченном флюиде ($1.2 \times 10^{-6} \div 7.7 \times 10^{-8}$), уменьшение этого отношения от первой к третьей интрузивной фазе и снизу вверх по разрезу дифференцированного комплекса, особенности распределения изотопов гелия и углеводородных газов в зоне контакта массива указывают на преимущественные изменения типично мантийных характеристик флюида, по крайней мере, изотопного состава гелия, еще до начала магматической кристаллизации [6, 7]. Наибольший избыток захваченного ^3He выявлен в наименее подверженных вторичным преобразованиям лопарите и пироксене, отличающемся и самым высоким из парагенных минералов отношением $^3\text{He}/^4\text{He}$, также свидетельствует о докристаллизационной дегазации расплава. Отделению наиболее летучих компонентов способствовала незначительная глубина магматической камеры. Приповерхностные условия формирования массива благоприятствовали также циркуляции метеорных вод с растворенным в них воздухом на относительно поздних постмагматических стадиях и захвату атмосферного аргона гидротермальными минералами и вторичными флюидными включениями первично магматических минералов. Однако низкие $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ отношения в лопаритах и пироксенах допускают возможность ассимиляции некоторого количества корового флюида с атмосферной компонентой по механизму трансвапоризации еще при подъеме расплава и заполнении магматической камеры. Что касается апатита, также содержащего мало калия и также отличающегося низкими $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ отношениями, то на примере хибинских апатитов показано, он неустойчив к постмагматическим изменениям и мог захватить атмосферный аргон во флюидные включения и кристаллическую матрицу при низкотемпературной перекристаллизации [8]. Следует отметить, что участие метеорных вод в минералообразовании Ловозерского массива предполагается также по данным изотопного состава кислорода [12].

Выявленный тренд изменения изотопно-газовых параметров в парагенных минералах по мере снижения температуры их образования (преобразования) сходен с таковыми, установленными для всего массива и трехчленных (уртит-фойяит-луаврит) пачек расслоенного комплекса [6], и предполагает единую направленность эволюции флюида как в магматической камере в целом, так и каждом отдельном слое. Эти наблюдения согласуются с данными о закономерностях вариаций состава ряда ловозерских минералов [5, 15]. Взаимная несогласованность изотопно-газовых характеристик ловозерского лопарита отражает, по-видимому, двойственную природу этого минерала. С одной стороны, приводятся убедительные доказательства его раннемагматической

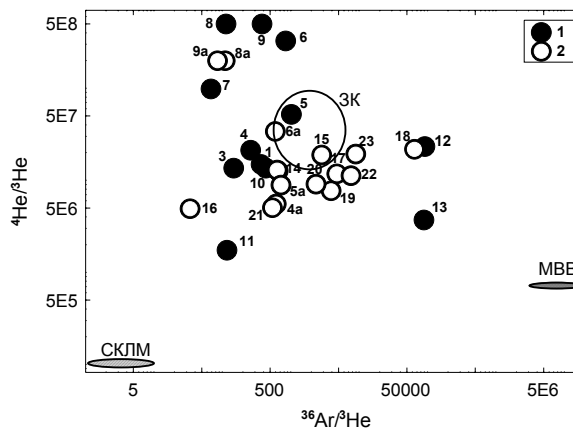


Рис. 3. Соотношения изотопов гелия и аргона в минералах в целом (1) и во флюидных включениях (2).

Области соответствующих отношений в земной коре (ЗК), субконтинентальной литосферной мантии (СКЛМ) и метеорных водах с растворенным атмосферным воздухом (МВВ) выделены по [14] и др.

кристаллизации в рудных залежах [4, 15], с другой – формирование лопаритового оруденения связывается с гидротермально-метасоматической переработкой зон контакта разных типов пород [11]. Ряд геологических данных указывает на возможность существования двух генераций лопарита, одна из которых может иметь метасоматическое происхождение [10]. Учитывая часто наблюдаемую зональность лопарита, можно предположить захват аргона с воздушным изотопным отношением лишь внешними зонами кристаллов минерала, нарастающими вплоть до сравнительно поздней постмагматической стадии. А избыточный, по отношению к расчетному, ^3He , напротив, сосредоточен в центральной раннемагматической части кристаллов лопарита.

Таким образом, по сравнению с другими палеозойскими щелочными и карбонатитовыми комплексами Кольской провинции, минералы Ловозерского массива в наименьшей степени сохранили первичные мантийные газы и, напротив, более других подвержены влиянию приповерхностных метеорных вод, особенно на относительно поздних постмагматических этапах минералообразования. Полученные результаты могут служить еще одним свидетельством эффективности использования изотопов благородных газов в качестве индикаторов условий минералогенеза в отдельных, сравнительно не молодых комплексах.

Автор признателен И.Л. Каменскому за проведение большей части изотопных анализов и С.В. Икорскому за извлечение газов из флюидных включений. Работа выполнялась при финансовой поддержке РФФИ, проект 00-05-64174, и ведущей научной школы НШ-03-4-3 “Щелочной магматизм Земли”.

Список литературы

1. Арзамасцев А.А., Беа Ф., Беляцкий Б.В. и др. Палеозойские процессы плюм-литосферного взаимодействия в северо-восточной части Балтийского щита: длительность, объемы, условия магмогенерации // Геология и полезные ископаемые Кольского п-ова: в 3-х томах. Т. 2. Полезные ископаемые, минералогия, петрология, геофизика. Апатиты: МУП “Полиграф”, 2002. С. 104-145.
2. Икорский С.В., Каменский И.Л. Метод дробления горных пород и минералов в стеклянных ампулах при изотопных исследованиях благородных газов // Тез. докл. XV симп. по геохимии изотопов. Москва, 24-27 нояб. 1998 г. М.: ГЕОХИ РАН, 1998. С. 115.
3. Икорский С.В., Нивин В.А., Припачкин В.А. Геохимия газов эндогенных образований. СПб.: Наука, 1992. 179 с.
4. Когарко Л.Н. Проблемы генезиса гигантских апатитовых и редкометалльных месторождений Кольского п-ова, Россия // Геол. руд. месторождений. 1999. Т. 41. № 5. С. 387-403.
5. Когарко Л.Н. Клинопироксеновый мониторинг химической эволюции апатитовой магмы (Ловозерский массив, Кольский п-ов) // Всерос. семинар с участием стран СНГ “Геохимия магматических пород”, школа “Щелочной магматизм Земли”. Матер. годичн. сессии. 20-21 марта 2002 г. М.: ГЕОХИ РАН, 2002. С. 48.
6. Нивин В.А., Икорский С.В. Особенности формирования Ловозерских редкометалльных месторождений (Кольский п-ов) по изотопно-газовым (He, Ar) данным // Глубинный магматизм, магматические источники и проблемы плюмов. Тр. II Межд. семинара. Иркутск-Владивосток, 2002. С. 214-234.
7. Нивин В.А., Икорский С.В., Аведисян А.А. Распределение углеводородных газов и изотопов гелия в зоне контакта Ловозерского массива // Матер. семинара “Геохимия магматических пород”, научная школа “Щелочной магматизм Земли”. 26-27 апр. 2005 г. М.: ГЕОХИ РАН, 2005. С. 110-112.
8. Нивин В.А., Икорский С.В., Дудкин О.Б. Изотопы гелия и аргона в апатитах Хибинского массива // Минералогия во всем пространстве сего слова. Тр. II Ферсмановской научн. сессии. Апатиты, 18-19 апр. 2005 г. Апатиты: К & М, 2005. С. 129-132.
9. Нивин В.А., Каменский И.Л., Толстухин И.Н. Изотопный состав гелия и аргона в породах рудных горизонтов Ловозерского массива // Геохимия. 1988. № 1. С. 33-39.
10. Осокин Е.Д. Редкометалльная минерализация и генетические аспекты формирования Ловозерского массива // Рудная геохимия и геология магматогенных месторождений. М.: Наука, 1980. С. 168-178.
11. Пахомовский Я.А., Иванюк Г.Ю., Яковенчук В.Н. Минералогия пород продуктивного комплекса г. Кедыквырпах, Ловозерский массив, Кольский п-ов // Минералогия во всем пространстве сего слова. Тр. III Ферсмановской научн. сессии. Апатиты, 27-28 апр. 2006 г. Апатиты: К & М, 2006. С. 128-131.
12. Покровский Б.Г. Коровая контаминация мантийных магм по данным изотопной геохимии. М.: Наука, 2000. 228 с.
13. Толстухин И.Н., Каменский И.Л., Марти Б. и др. Идентификация вещества нижнементийного плюма в девонских щелочно-ультраосновных-карбонатитовых комплексах Кольского п-ова на основании изучения изотопии благородных газов и радиоактивных элементов // Препр. Апатиты-Нанси-Брюссель. 1999. 97 с.
14. Burnard P.G., Hu R., Turner G. and Bi X.W. Mantle, crustal and atmospheric noble gases in Ailaoshan gold deposits, Yunnan province, China // Geochim. Cosmochim. Acta. 1999. V 63. N 10. P 1595-1604.
15. Kogarko L.N., Williams C.T., Woolley A.R. Chemical evolution and petrogenetic implications of loparite in the layered, agpaitic Lovozero complex, Kola Peninsula, Russia // Mineral. and Petrol. 2002. V 74. P 1-24.
16. Mamyrin B.A., Tolstikhin I.N. Helium isotopes in nature. Elsevier, 1984. 267 p.

ПЕРВЫЙ ОПЫТ ПРОФИЛЬНОЙ ГАЗОВОЙ СЪЕМКИ ПО ПОДПОЧВЕННОМУ ВОЗДУХУ НА ЛОВОЗЕРСКОМ НЕФЕЛИН-СИЕНИТОВОМ МАССИВЕ

В.А. Нивин, А.А. Аведисян

Геологический институт КНЦ РАН, Анапты, nivin@geoksc.apatity.ru

Среди щелочных комплексов, характеризующихся высокими для магматических образований содержаниями водородно-углеводородных газов, окклюдированных большей частью в вакуолях флюидных микровключений в минералах, Ловозерский нефелин-сиенитовый массив Кольской щелочной провинции, наряду с близко расположенным Хибинским, отличается присутствием таких газов и в свободной форме. Газы этого морфологического типа, заполняющие преимущественно системы микротрещин и способные к самопроизвольному выделению при выходе коллекторов или подводящих зон на дневную поверхность, вскрытию их скважинами или горными выработками, в породах массива установлены сравнительно недавно [1] и пока изучены только в рудничных горных выработках [2]. Единственной возможностью оценить распределение свободных газов во всем массиве является газовая съемка по подпочвенному воздуху. Выяснение характера такого распределения необходимо для (1) понимания происхождения углеводородов и потенциальной продуктивности щелочных магматических систем в этом отношении, (2) выявления газопроводящих зон и прогнозирования выделения горючих газов в атмосферу подземных рудников, (3) оценки масштабов стока метана и водорода с поверхности массива. Последнее важно, в частности, для проверки гипотезы о влиянии этих газов на формирование периодически возникающей отрицательной озоновой аномалии над центральной частью Кольского п-ова [7]. Одной из особенностей газовой съемки по подпочвенному воздуху, проводившейся в регионе в ограниченных объемах и достаточно давно [4-6], является необходимость адаптации традиционной методики к каждому конкретному геологическому объекту. В настоящем сообщении приводятся первые результаты такой работы на Ловозерском массиве.

Массив сформировался на пике палеозойской тектоно-магматической активизации восточной части Балтийского щита. Вмещающими породами (ВП) являются гнейсы и гранито-гнейсы архея. По совокупности имеющихся данных выделяются три главных интрузивных фазы формирования массива (рис. 1). Породы первой из них, представленные преимущественно пойкилитовыми и неравномернозернистыми фельдшпатоидными сиенитами, встречаются в виде останцов различной формы и размеров в более поздних породах. Во вторую фазу образовался дифференцированный (расслоенный, лопаритоносный) комплекс (ДК), сложенный многочисленными (до 200) пологозалегающими, ритмически чередующимися горизонтами (слоями) луявритов, фойяитов и уртитов, слагающих трех- и двухчленные пакки. Мощность отдельных слоев варьирует от нескольких см до десятков м. ДК в значительной своей части перекрыт породами третьей интрузивной фазы, образующими воронкообразное тело эвдиалитового комплекса (ЭК). Этот комплекс сложен разномасштабными эвдиалитовыми луявритами с отдельными пластами фойяитов и ювитов. Рудные (лопаритовые) горизонты сосредоточены в основном в пределах наиболее крупного по объему дифференцированного комплекса. Современные покровные образования массива большей частью представлены ледниковыми и элювиально-делювиальными валунно-галечно-супесчаными и дресвяно-щебенисто-глыбовыми отложениями.

Опробование подпочвенной атмосферы проводилось в герметизированных в приустьевой части субвертикальных скважинах глубиной 0.7-1.4 м и диаметром 40-60 мм, проходимых вручную с помощью стального бура или (чаще) заостренной стальной трубы и кувалды. Расстояние между скважинами варьировалось от 100 до 600 м. Отбор проб подпочвенного воздуха осуществлялся посредством газоотборника, представляющего собой перфорированную с одного конца латунную трубку диаметром 10 мм. Вблизи верхнего конца трубки крепились резиновые кольца, несколько превышающие в поперечнике диаметр скважины, или набор пробок в виде усеченного конуса, обтянутый резиной. С помощью этих приспособлений достигалась достаточная герметизация скважины, обычно на глубине около 0.3 м от поверхности. Для откачки воздуха из скважины использовались насосы Шинца или водяной. Пробы газовой смеси отбирались в стеклянные бутылки или бюреты, предварительно заполненные солевым раствором. В полевых условиях концентрации метана и диоксида углерода в подпочвенном воздухе измерялись переносными оптическими газоанализаторами (интерферометрами) ШИ-11, ПГА-4 и Riken-18 с чувствительностью от 0.2 до 0.02 об. %. Анализ проб проводился на лабораторных хроматографах с определением CH_4 , C_2H_6 , CO_2 . Примерно в трети проб определялись также H_2 и более тяжелые гомологи метана (до пентанов включительно). Минимальные определяемые концентрации газовых компонентов соответствовали или незначительно превышали их средние содержания в атмосферном воздухе.

Газовая съемка проведена по отдельным пересечениям двух главных комплексов в северо-западной части массива с выходом во вмещающие породы (рис. 1). Из 61 газосъемочной скважины на дифференцированный и эвдиалитовый комплексы приходится, соответственно, 34 и 21, архейские гранито-гнейсы – 6. Лишь в 20 точках концентрации метана в подпочвенных отложениях превышают средние его содержания в атмосферном воздухе (0.0002 об. %). Максимальное (26-кратное) из превышений зафиксировано на площади ЭК вблизи его контакта с ДК. Но в среднем, в отношении метана, ДК характеризуется несколько более высокой газоотдачей по сравнению с ЭК (рис. 2). Гомологи метана встречаются в меньших (на полтора-два порядка) концентрациях и в меньшем количестве проб (этан в 16 из 60, бутан в 7 из проанализированных 19). В двух из 19 проб установлен водород. Преимущественно в тех же скважинах, что и бутан, и в сопоставимых содержаниях обнаружены этилен и бутулен. Среднее значение отношения $\text{CH}_4/\text{C}_2\text{H}_6$ равно 44, что в два раза выше такового в газах свободной

фазы, выделяющихся в рудничные горные выработки из микротрещинных коллекторов [3]. Концентрации углеводородных компонентов в подпочвенных газах тесно связаны. Коэффициент корреляции метана и этана составляет 0.98. Намечаются две зоны повышенного выделения углеводородов. Это область контакта главных комплексов и часть ДК поблизости от контакта массива. Большинство значимых газопроявлений на ловозерских рудниках также связаны с зонами тонкого расслоения и контактов разных пород. Пространственное распределение диоксида углерода в подпочвенной атмосфере более равномерное, чем углеводородных газов (рис. 2). Содержания его варьируют от 0.02 до 0.47 об. %. Наиболее насыщены CO_2 рыхлые отложения над вмещающими массив породами. Средняя его концентрация здесь 0.30 об. %, тогда как в ДК и ЭК, соответственно, 0.12 и 0.19 об. %.

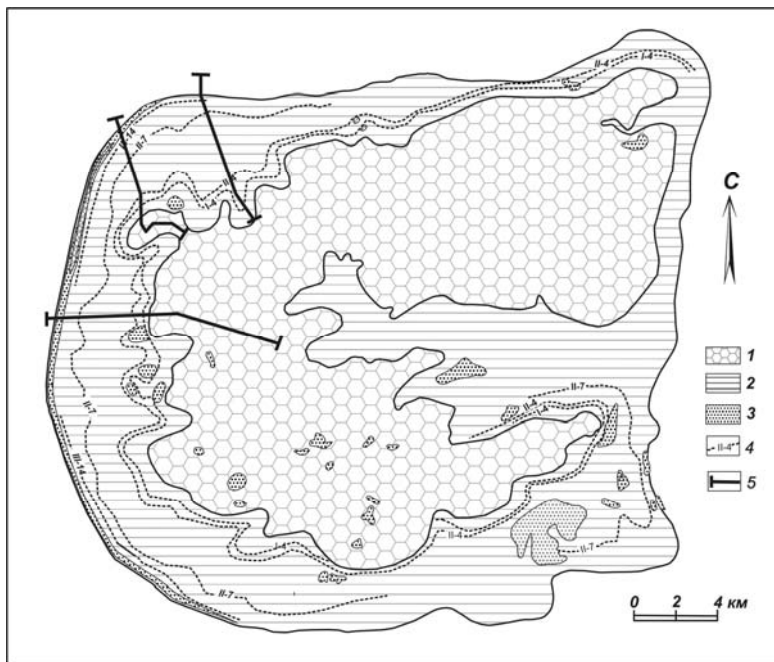


Рис. 1. Схематическая геологическая карта Ловозерского щелочного массива.

Породы эвдиалитового (1) и дифференцированного (2) комплексов, пойкилитовые сиениты (3); маркирующие рудные горизонты (4); положение газосъемочных профилей (5).

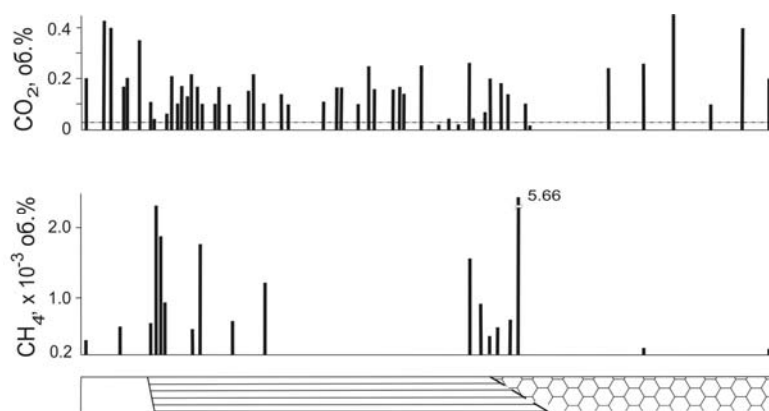


Рис. 2. Распределение метана и диоксида углерода в подпочвенном воздухе по объединенному профилю через главные комплексы северо-западной части Ловозерского массива.

Условные обозначения см. на рис. 1. Горизонтальная пунктирная линия – среднее содержание CO_2 в атмосфере.

По сравнению с соседним Хибинским [5], в подпочвенном воздухе Ловозерского массива содержания диоксида углерода и метана в среднем оказались примерно в два раза ниже. Как и в Хибинах, здесь не выявлена связь распределения газов с разрывными нарушениями. С другой стороны, нет оснований предполагать подобную установленной в Хибинском массиве [5] зависимость концентраций углеводородных газов в подпочве от их содержания в закрытых порах пород, а также от характера ландшафта, состава и генезиса рыхлых отложений. Особенности распределения газовых компонентов в подпочвенной атмосфере Ловозерского плутона могут свидетельствовать о современном, достаточно слабом, неравномерном глубинном потоке легких углеводородных газов, в первую очередь

метана. Миграция их происходит преимущественно через ослабленные зоны контактов разных комплексов и собственно массива с вмещающими породами. Проницаемость пересеченных съемкой разрывных нарушений, по-видимому, снижается с глубиной, а дегазация прилегающих к ним участков пород уже завершилась. Поэтому здесь не фиксируется газового потока. Большая часть диоксида углерода в рыхлых отложениях имеет приповерхностное происхождение – биохимическое и за счет химических реакций при выветривании пород. В целом, опыт газовой съемки по подпочвенному воздуху на Ловозерском массиве представляется успешным, а дальнейшие работы – перспективными. Особого внимания заслуживает Сейдозерская котловина, в которой можно ожидать повышенного потока свободных газов. Интенсивные прорывы и выбросы таких газов вполне могут быть причиной периодически случающихся экологических бедствий, в частности, массовой гибели в озере рыбы, в т.ч. уникальной популяции сига.

Авторы признательны А.В. Галкиной за участие в организации и проведении полевых работ и В.Ф. Подушину за полезное обсуждение доклада и критические замечания. Исследования выполнялись при финансовой поддержке ИНТАС (проект 01-0244) и ОНЗ РАН (проект 1.2.1).

Список литературы

1. *Икорский С.В., Нивин В.А.* Газы свободной фазы в породах Ловозерского щелочного массива, Кольский п-ов // Докл. АН СССР. 1983. Т. 269. № 4. С. 934-936.
2. *Икорский С.В., Нивин В.А., Припачкин В.А.* Геохимия газов эндогенных образований. СПб.: Наука, 1992. 179 с.
3. *Нивин В.А.* Угледородные газы свободной фазы в нефелин-сиенитовых магматических комплексах как продукт природного абиогенного синтеза // Генезис углеводородных флюидов и месторождений. М.: ГЕОС, 2006. С. 130-138.
4. *Нивин В.А., Пушкин М.Г., Припачкин В.А., Калинин М.М.* Предпосылки использования атмогеохимических ореолов для поисков трубок взрыва на Кольском п-ове // Новое в изучении минерально-сырьевых ресурсов Мурманской обл. Редкометальное сырье. Минералогия четвертичных отложений. Методические разработки. Апатиты: Геологический институт КНЦ РАН, 1989. С. 26-30.
5. *Петерсилье И.А.* Геология и геохимия природных газов и дисперсных битумов некоторых геологических формаций Кольского полуострова. М.-Л.: Наука, 1964. 171 с.
6. *Петерсилье И.А., Увадьев Л.И., Икорский С.В., Припачкин В.А.* О возможности использования газовой съемки для поисков никеля на Кольском п-ове // Научные основы геохимических методов поисков месторождений полезных ископаемых и оценки потенциальной рудоносности магматических и метаморфических комплексов докембрия. Апатиты: КФ АН СССР, 1972. С. 193-194.
7. *Сывороткин В.Л.* Глубинная дегазация Земли и глобальные катастрофы. М.: ООО "Геоинформцентр", 2002. 250 с.

СРАВНЕНИЕ ИЗОТОПНЫХ U-Pb ДАННЫХ ДЛЯ РУДОВМЕЩАЮЩИХ ПОРОД СТРАТИФОРМНОГО И НЕСТРАТИФОРМНОГО ТИПОВ ФЕДОРОВСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ (КОЛЬСКИЙ ПОЛУОСТРОВ)

Е.А. Ниткина, Т.Б. Баянова, Е.А. Апанасевич, В.А. Жавков

Геологический институт КНЦ РАН, Анапты, nitkina@geoksc.apatity.ru; bayanova@geoksc.apatity.ru

Рудосодержащие породы Федорово-Панского расслоенного массива являются частью новой Кольской платинометаллической провинции, выдвинутой в ряд наиболее перспективных сырьевых источников благородных металлов в России. На нескольких месторождениях в пределах Федоровского блока подсчитанные запасы платиновых металлов составляют первые сотни тонн, что ставит массив в разряд крупных месторождений [4, 5]. Федорово-Панский массив располагается в центральной части Кольского п-ова и является одним из главных раннепротерозойских расслоенных массивов северо-востока Балтийского щита, залегающих на границе между раннепротерозойскими вулканогенно-осадочными рифтовыми сериями и архейскими гнейсами фундамента [1, 2].

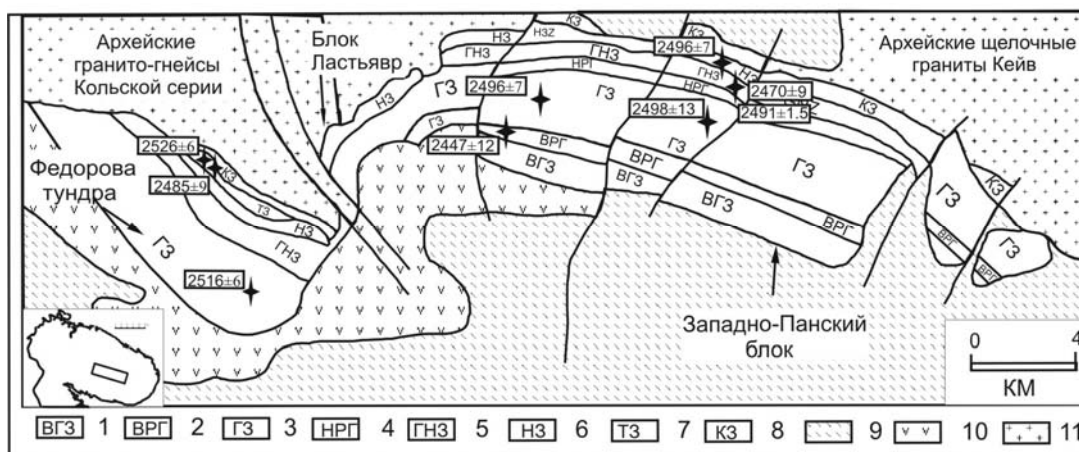


Рис. 1. Геологическая схема строения Федорово-Панской платиноносной расслоенной интрузии [8], геохронологическая изученность массива и точки отбора геохронологических проб.

1 – Верхняя габброноритовая зона; 2 – Верхний расслоенный горизонт; 3 – зона габбро; 4 – нижний расслоенный горизонт; 5 – Главная габброноритовая зона; 6 – зона норитов; 7 – зона такситовых габброноритов; 8 – краевая зона; 9 – ледниковая морена; 10 – вулканические породы зоны Имандра-Варзуга; 11 – архейские граниты и гнейсы.

Изотопно-геохронологические данные (рис. 1) подтверждают геолого-петрологические выводы разведочных работ о многофазности формирования пород Федорово-Панского массива и о наличии не менее двух разновозрастных магматических камер в его западной части. На данный момент установлены следующие возрастные этапы формирования массива: 2526-2516 млн. лет [6] – пироксениты и габбро Федоровской магматической камеры; 2501-2496-2485 млн. лет [1, 6] – габбро-нориты и габбро главной фазы магматической камеры Западно-Панского блока и раннее рассеянное Pt-металлическое оруденение и относительно богатое Cu-Ni сульфидное оруденение в базальных частях массива (особенно Федоровское месторождение); ~ 2470 млн. лет [1] – пегматоидные габбро-анортозиты и, вероятно, связанные с их флюидами богатые Pt-металлические руды Нижнего расслоенного горизонта месторождения Малая Пана; ~ 2450 млн. лет [1] – анортозитовые инъекции и, возможно, локальные линзовидные скопления богатых Pt-Pd рудопроявлений Верхнего расслоенного горизонта.

Федоровское месторождение является западной частью интрузива и имеет площадь примерно 45 км². Его протяженность с СЗ на восток составляет 15 км, а ширина возрастает с запада на восток от нескольких сотен м до 6 км [8, 3, 7]. Месторождение (рис. 2) снизу вверх слагают следующие зоны [7, 8]. Краевая зона мощностью 50-100 м, состоящая из сланцев по основным породам. Выше по разрезу ее сменяет зона оруденелых такситовых габброноритов мощностью 150-300 м. Она содержит большое количество ксенолитов и фрагментов расслоенных ортопироксенитов и норитов и породы следующей фазы – габбронориты, для которых характерно наличие сульфидного оруденения, цементирующие ксенолиты. Данный тип рудовмещающих тел относится к нестратиформному и ранее определенный для этого этапа рудообразования возраст составляет 2485 ± 9 млн. лет [6]. Следующая зона, представленная в Федоровском месторождении – норитовая, содержащая нориты и плагиопироксениты, имеет мощность от 50 до 200 м. На границе норитовой и габброноритовой зон представлено несколько горизонтов малосульфидной PGE-содержащей минерализации, согласной с расслоенностью массива. Этот тип рудовмещающих тел - стратиформный. Мощность интервала с сульфидной минерализацией изменяется от 10 до 100 м.

Таблица 1. Изотопные U-Pb данные для циркона из Федоровского месторождения.

№ п/п	Навеска, мг	Содержа- ние, ppm		Изотопный состав свинца ¹			Изотопные отношения и возраст, млн. лет ²			Rho ³
		Pb	U	²⁰⁶ Pb ²⁰⁴ Pb	²⁰⁶ Pb ²⁰⁷ Pb	²⁰⁶ Pb ²⁰⁸ Pb	²⁰⁷ Pb ²³⁵ U	²⁰⁶ Pb ²³⁸ U	²⁰⁷ Pb ²⁰⁶ Pb	
Габбро (F10-B)										
1	0.45	162.8	349.2	1307	5.9103	4.8275	8.5550	0.38891	2451	0.96
2	0.40	123.7	299.5	1829	6.1642	4.3255	7.3123	0.34151	2405	0.85
3	0.40	158.2	410.1	1402	6.3037	3.2555	6.2321	0.30227	2341	0.90
Габбро с оливином (F10-D)										
1	0.40	449.2	890.6	6856	6.0870	4.1034	9.2976	0.41510	2481	0.91
2	0.40	91.9	185.3	2024	5.9488	3.5605	8.8042	0.39446	2475	0.85
3	0.25	180.2	420.3	4103	6.1741	4.1620	7.7499	0.35376	2443	0.77
4	0.50	84.4	190.7	1632	6.0383	3.5236	7.6444	0.35122	2432	0.78

¹ Все отношения скорректированы на холостое загрязнение 0.1 нг по Pb и 0,04 нг по U и масс-дискриминацию $0.10 \pm 0.04\%$. ² Коррекция на примесь обыкновенного свинца произведена на возраст по модели Стейси и Крамерса [9]. ³ Rho – коэффициент корреляции по осям.

Эта зона разделена на нижнее и верхнее рудные тела [4, 7, 8]. В центральной части блока встречаются габбронориты, составляющие габброноритовую зону мощностью от 200 до 800 м. Самая верхняя Габбровая зона мощностью более 1000 м завершает разрез блока. Последняя содержит редкие маломощные прослои лейкократовых разностей и анортозитов. На изотопное U-Pb датирование циркона (рис. 2) из керна рудовмещающего стратиформного месторождения отобраны из верхнего тела проба габбро F10-B (7.35 кг), из нижнего тела - проба габбро с оливином F10-D (20.5 кг). В силу отбора небольших проб (10-20 кг) пород основного состава из керна скважин выделенные по стандартной методике монофракции циркона имеют вес ~ 2 мг, циркон в них представлен обломками. Три популяции циркона из пробы габбро F10-B на изотопное U-Pb датирование отобраны из электромагнитной и неэлектромагнитной фракции. Фигуративные точки: первая - не электромагнитные коричневые обломки циркона, вторая - электромагнитные розовые обломки циркона, третья - не электромагнитные розовые обломки циркона на U-Pb диаграмме (рис. 3, табл. 1) образуют дискордию с верхним пересечением с конкордией, равным 2518 ± 8.8 млн. лет, $СКВО = 2.1$.

Изотопное U-Pb датирование пробы габбро с оливином F10-D проводилось по четырем популяциям циркона, отобранных из фракций разных размеров: первая - темно-коричневые обломки циркона +0.1 мм, вторая – светлокори-

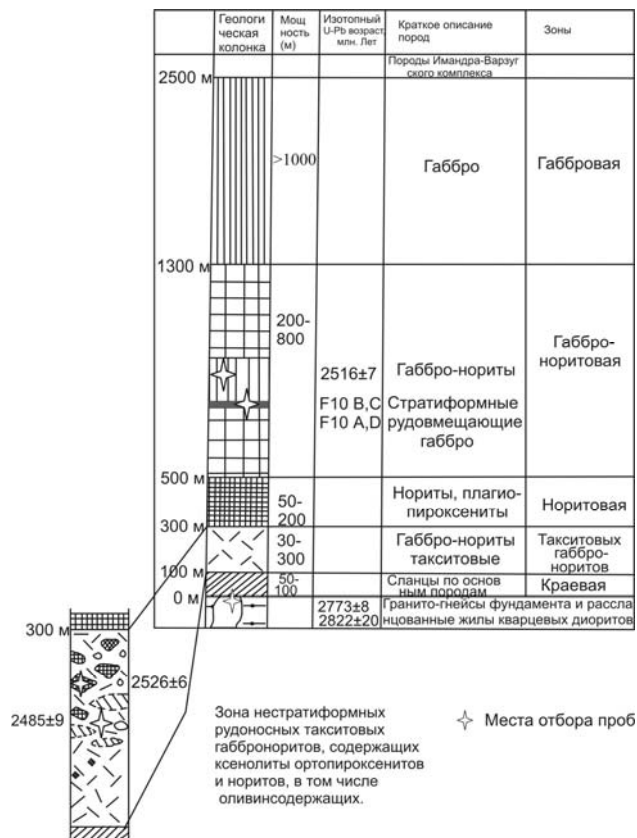


Рис. 2. Схематическая геологическая колонка Федоровского блока [8].

новые обломки циркона -0.1 мм, третья – коричневые обломки циркона -0.1 мм, четвертая – розовые обломки циркона +0.1 мм. На U-Pb диаграмме дискордия по четырем фигуративным точкам, имеет верхнее пересечение с конкордией, равное 2515 ± 12 млн. лет, СКВО = 1.8 (рис. 4, табл. 1).

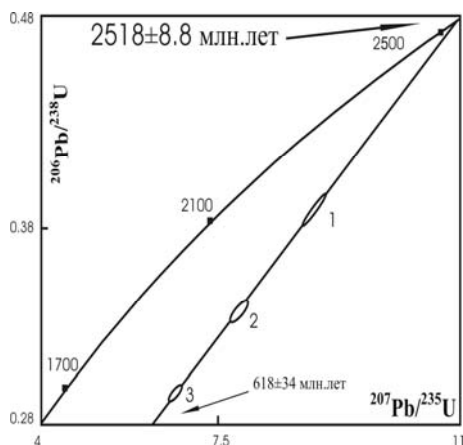


Рис. 3. Изотопная U-Pb диаграмма с конкордией для циркона из рудного габбро (F10-B) Федоровского месторождения.

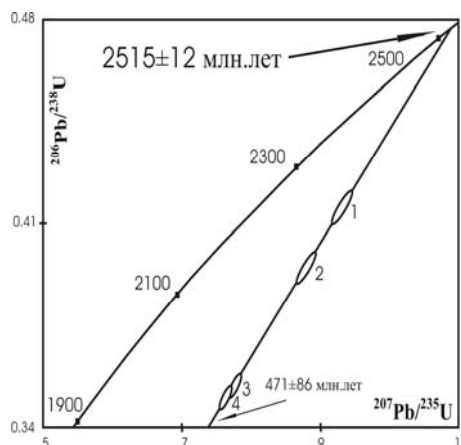


Рис. 4. Изотопная U-Pb диаграмма с конкордией для циркона из рудного габбро с оливином (F10-D) Федоровского месторождения.

В результате проведенного изотопного U-Pb датирования проб из верхнего и нижнего стратиформных рудных тел получены возраста: верхнее рудное тело 2518 ± 8.8 млн. лет, нижнее рудное тело 2515 ± 12 млн. лет. Новые возраста для рудовмещающих тел стратиформного типа соответствуют полученным ранее U-Pb возрастам пород 2526-2516 млн. лет. Установленный ранее возраст нестратиформного рудного тела 2485 ± 9 млн. лет отражает время наложенного процесса. Полученные в работе возраста подтверждают геологические предположения о двух стадиях рудообразования в Федоровском месторождении: стратиформного, одновозрастного с образованием расслоенности массива 2.52 млрд. лет, и более позднего нестратиформного, наложенного на расслоенность 2.49 млрд. лет. Полученные результаты увеличивают банк геохронологических данных для расслоенных массивов северо-востока Балтийского щита.

Авторы благодарны акад. РАН Ф.П. Митрофанову и к.г.-м.н. А.У. Корчагину за консультации по геологическому строению месторождения, Л.И. Коваль за выделение циркона. Работа выполнена при поддержке грантов РФФИ 05-05-08208 и 07-05-00956, научной школы НШ-1413.2006.5 и Государственного контракта с Федеральным агентством по науке и инновациям 02.445.11.7403.

Список литературы

1. Баянова Т.Б. Возраст реперных геологических комплексов Кольского региона и длительность процессов магматизма. С.-Пб.: Наука, 2004. 174 с.
2. Загородный В.Г., Радченко А.Т. Тектоника карелид северо-восточной части Балтийского щита. Л.: Наука, 1988. 110 с.
3. Митрофанов Ф.П., Корчагин А.У., Рундквист Т.В. Федорово-Панская расслоенная мафическая интрузия, Кольский п-ов: геология и платинометалльное оруденение // Крупные и суперкрупные месторождения: закономерности размещения и условия образования. М.: ИГЕМ РАН, 2004. С. 175-186.
4. Митрофанов Ф.П. Новые виды минерального сырья Кольской провинции: открытые и перспективы // Смирновский сборник – 2005. М.: МГУ, 2005. С. 39-54.
5. Митрофанов Ф.П., Баянова Т.Б., Припачкин В.А. Поисковые индикаторы новых промышленных месторождений Pt-Rh-Pd, Co-Cu-Ni и Cu руд // Инновационный потенциал кольской науки. Апатиты: КНЦ РАН, 2005. С. 10-12.
6. Ниткина Е.А. Изотопное U-Pb датирование циркона из пород платиноносного расслоенного Федорово-Панского интрузива, Кольский п-ов // Докл. РАН. 2006. Т. 408. № 1. С. 87-91.
7. Mitrofanov F.P., Korchagin A.U., Dudkin O.B., Rundkvist T.V. Federov-Pana layered mafic intrusion, Kola Peninsula, Russia: approaches, methods, and criteria for prospecting PGES // Exploration for platinum-group elements deposits. Short Course delivered on behalf of the Mineral. Assoc. of Canada in Oulu, Finland, 6-7 Aug. 2005. Short Course Series. V 35. Ch. 15. 2005. P 343-357.
8. Schissel D., Tsvetkov A.A., Mitrofanov F.P., Korchagin A.U. Basal platinum-group element mineralization in the Fedorov-Pansky layered mafic intrusion, Kola Peninsula, Russia // Econ. Geol. 2002. V 97. P 1657-1677.
9. Stacey J.S., Kramers J.O. Approximation of terrestrial lead isotope evolution by a two-stage model // Earth and Planet. Sci. Lett. 1975. V 26. N 2. P 207-221.

ПОДВИЖНОСТЬ ИЗОТОПОВ БЛАГОРОДНЫХ ГАЗОВ В ДРЕВНИХ ПОРОДАХ: ПРИМЕР ХОРОШЕЙ СОХРАННОСТИ ЗАХВАЧЕННОЙ КОМПОНЕНТЫ

Д. Новиков¹, М. Пекала², С. Тараканов³, В. Скиба¹, И. Толстихин¹

¹ Геологический институт КНЦ РАН, Анапты, Россия, a-ell@mail.ru; ² Бернский университет, Берн, Швейцария;

³ Лаборатория свойств стекла, Санкт-Петербург, Россия

При исследовании изотопного состава благородных газов, захваченных древними магматическими породами, обычно предполагают, что они были захвачены во время магматического этапа. Но как показано для кристаллов кварца из Пермских осадков (осадочный бассейн Молаассы, Сев. Швейцария [4, 8]), время уравнивания He в поровых водах и газовой-жидких включениях в кварце было весьма коротким, ~ 10 тыс. лет (при пластовой температуре 70 °C). Даже несмотря на то, что несовершенные кристаллы кварца являются не самыми лучшими природными “пробоотборниками”, разница между указанным временным интервалом и возрастом изучаемых древних пород очень велика (~ 10⁵ раз). Поэтому вопрос о том, когда и как газы были захвачены древними минералами, остается открытым, как и вопросы о дальнейшей эволюции захваченных газов. Для правильной интерпретации изотопных отношений захваченных благородных газов надо прежде всего надо ответить на эти вопросы.

Для оценки условий захвата благородных газов, нами была исследована их подвижность в древних (2.5 млрд. лет) ультраосновных породах Мончеплутона, Кольский п-ов, северо-восточная часть Балтийского щита [7]. Поведение гелия представляется особенно важным, т.к. подвижность остальных летучих компонентов предполагается меньшей. Также существенно, что подвижность благородных газов в типичных минералах мафических пород, таких как оливины, весьма мала и эти минералы считаются хорошими “пробоотборниками” захваченных магматических флюидов и часто используются для их исследования [2, 3, 5, 6].

Для экстракции захваченных и радиогенных (образованных *in situ*) газов из пород, состоящих почти полностью из оливины, использовалась методика ступенчатого отжига. ⁴He, ³He и ⁴⁰Ar выделялись наиболее интенсивно при ~ 700 и 1400 °C (рис. 1), что указывает на два различных места нахождения благородных газов. В рамках простой модели считали, что первое местонахождение (из которого благородные газы высвобождаются при низких температурах) – дефекты размерами в нанометры, содержащие образованные *in situ* атомы ⁴He* и ⁴⁰Ar*. Такие дефекты подвижны при сравнительно низких температурах. Возможно, декрепитация вторичных флюидных включений высвобождает He и Ar при низких температурах. Предполагается, что второе местонахождение (из которого благородные газы высвобождаются при высоких температурах) ассоциирует с первичными флюидными включениями.

Для разработки модели, описывающей миграцию He и Ar, предполагали, что образец состоит из зерен с характерным размером R. Перемещение газа внутри зерна определяется коэффициентом диффузии D. При достижении поверхности зерна атом немедленно покидает образец. Подобная модель использовалась недавно в [1] для изучения миграции редкоземельных элементов. К сожалению, D и R, как правило, неизвестны для несовершенных природных кристаллов. Но они входят в уравнение диффузии как отношение $\tau = R^2 / D$, где τ – время движения атома благородного газа в зерне, которое может быть получено из эксперимента. Для решения диффузионного уравнения предполагается, что все три параметра постоянны при постоянной температуре зерна. Тогда решение диффузионного уравнения дает зависимость времени перемещения атомов газа в пределах зерна от температуры, $\tau_i = f(T_i)$. Она может быть экстраполирована на низкие температуры (рис. 2).

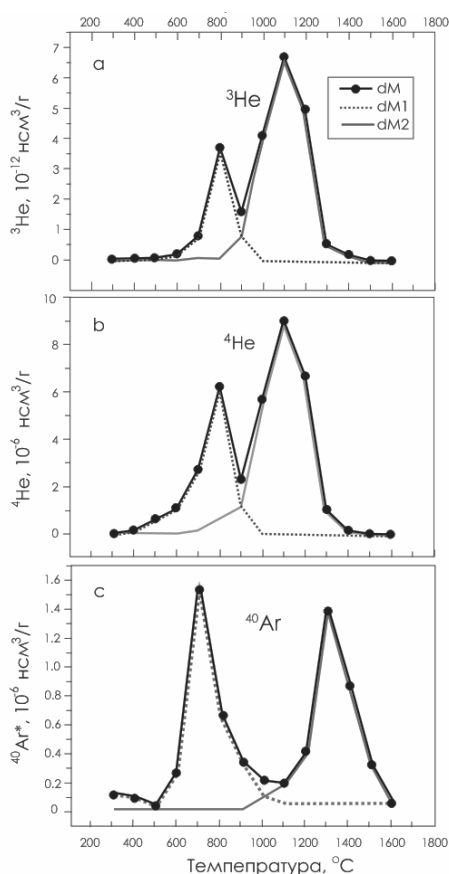


Рис.1. Результаты ступенчатого отжига для ³He (а), ⁴He (б) и ⁴⁰Ar (с).

dM – измеренные количества изотопов выделившихся на каждой температурной ступени;
dM1 – интерполяционная кривая для низкотемпературного пика;
dM2 – интерполяционная кривая для высокотемпературного пика.

Экстраполяция экспоненты к нормальной температуре дает время пребывания атомов гелия (находящихся в первичных включениях зерен) $\sim 10^{30}$ лет.

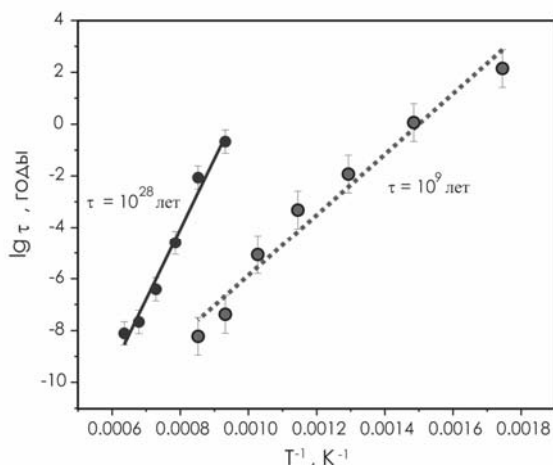


Рис. 2. Расчет времени τ нахождения атома ^4He в образце в зависимости от температуры (Т).

Времена нахождения получены экстраполяцией линий регрессии к 300 К для низкотемпературного (серые кружки) и высокотемпературного (черные кружки) пиков.

Это означает, что захваченные газы при низких температурах неподвижны и поэтому могли быть захвачены только при очень высоких температурах в течение магматической стадии эволюции Мончеплутона. Таким образом, изотопные и элементные отношения газов характеризуют флюиды магматических расплавов. Наблюдаемые соотношения $^4\text{He}/^3\text{He}$ в гелии первичных включений свидетельствуют о существенном вкладе коровых флюидов (содержащих радиогенный гелий). В то же время, исследованные породы характеризуются весьма низкими концентрациями несовместимых элементов, таких как уран и торий, которыми обогащены породы континентальной коры. Поэтому ассимиляция пород коры основными расплавами маловероятна и вклад корового гелия, по-видимому, обусловлен контаминацией этих расплавов коровыми флюидами.

Работа выполнена при поддержке гранта SCOPES 7SUPJ048649.

Список литературы

1. Bedini R.-M., Blichert-Toft J., Boyet M., Albarede F. Isotopic constraints on the cooling of the continental lithosphere // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2004. V 229. P 99-111.
2. Graham D.W., Larsen L.M., Hanan B.B. et al. Helium isotope composition of the early Iceland mantle plume inferred from the tertiary picrites of West Greenland // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1998. V 160(3-4). P 241-255.
3. Hilton D.R., Macpherson C.G., Elliott T.R. Helium isotope ratios in mafic phenocrysts and geothermal fluids from La Palma, the Canary Islands, Spain: Implications for HIMU mantle sources // *Geochim. Cosmochim. Acta.* 2000. V 64(12). P 2119-2132.
4. Lehmann B.E., Waber H.N., Tolstikhin I.N. et al. Helium in solubility equilibrium with quartz and porefluids in rocks - a new approach in hydrology // *Geophys. Res. Lett.* 2003. V 30(3). P 1128-1132.
5. Matsumoto T., Honda M., McDougall I., O'Reilly S.Y. Noble gases in anhydrous lherzolites from the Newer Volcanics, southeastern Australia: A MORB-like reservoir in the subcontinental mantle // *Geochim. Cosmochim. Acta.* 1998. V 62(14). P 2521-2533.
6. Mohapatra R.K., Murty S.V.S. Search for the mantle nitrogen in the ultramafic xenoliths from San Carlos, Arizona // *Chem. Geol.* 2000. V 164(3-4). P 305-320.
7. Tolstikhin I.N., Dokuchaeva V.S., Kamensky I.L., Amelin Y.V. Juvenile helium in ancient rocks II. U-He, K-Ar, Sm-Nd, and Rb-Sr systematics in the Monche Pluton: $3\text{He}/4\text{He}$ ratios frozen in uranium-free ultramafic rocks // *Geochim. Cosmochim. Acta* 1992. V 56(3). P 987-999.
8. Tolstikhin I., Gannibal M., Tarakanov S. et al. Helium transfer from water into quartz crystals: a new approach for porewater dating // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2005. V 238. P 31-41.

ПРОИСХОЖДЕНИЕ И РУДООБРАЗОВАНИЕ ПЕЧЕНГСКОГО И МОНЧЕГОРСКОГО ИНТРУЗИВНЫХ КОМПЛЕКСОВ ПО ДАННЫМ ПЕТРОЛОГИЧЕСКИХ И ИЗОТОПНЫХ (Re-Os, Sm-Nd) ИССЛЕДОВАНИЙ

В.Ф. Смолькин

Государственный геологический музей им. В.И.Вернадского РАН, Москва, vsmolkin@sgm.ru

Рудоносные интрузии Печенгского и Мончегорского рудных полей были и остаются не только полигонами для изучения процессов рудообразования, но и реперными объектами для изучения мантийного плюмового магматизма в докембрии и реконструкции геодинамических процессов, господствовавших в палеопротерозое в пределах наиболее древней, СВ части Балтийского щита. Достигнутая на сегодня высокая геологическая, петрологическая, геохимическая и изотопная изученность печенгского и мончегорского комплексов позволяет с большой степенью достоверности ответить на вопросы происхождения исходных магматических расплавов, последовательности их внедрения, особенностей кристаллизации и дифференциации расплавов, масштабы и характера взаимодействия расплавов с веществом мантии, нижней и верхней коры, условий и времени отделения рудного вещества. На примере данных комплексов можно также восстановить эволюцию процессов в верхней мантии в палеопротерозое. На основе анализа всей совокупности петрологических и изотопно-геохимических данных сделаны следующие выводы.

1. В начале палеопротерозоя или в первый рифтогенный этап [1] произошел подъем двух разновозрастных плюмов, регулирующих генерацию пикробазальтового, толеит-базальтового и габбро-анортозитового типов магм. С первым плюмом, локально развитым только под центральной частью Кольского региона, связано внедрение ранних (2530-2470 млн. лет) расслоенных интрузий, включая мончегорский комплекс и габбро-анортозитов Главного хребта [2]. Второй, более крупный плюм (возможно, их было несколько близких по времени), обусловил формирование более поздних (2460-2430 млн. лет) расслоенных интрузий Финляндии и Карелии, габбро-анортозитов гранулитовых поясов (2462-2452 млн. лет), массивов “друзитового” комплекса Беломорья (2460-2420 млн. лет), а также массовую генерацию и излияние вулканитов толеит-базальтового состава, лежащих в основании Имандра-Варзугской структуры. Дайковые комплексы, комагматические расслоенным интрузиям, но занимающие больший ареал, также образуют две возрастные группы. Более древние комплексы расположены в Кольском регионе (Северо-Печенгский, Мончегорский и Оленегорский р-ны), более молодые – в Сев. и Вост. Карелии, и в р-не Коли-Калтимо Финляндии.

2. В результате прогрева мантийными магмами вещества архейской коры и его плавления образовались обширные вторичные внутрикоровые очаги, что обусловило извержение вулканитов средне-кислого состава. Эти вулканиты, близкие по U-Pb возрасту к интрузивным породам второй группы, отличаются от них по петро-геохимическим данным, свидетельствующих о их коровом происхождении.

3. В целом четко выраженная зависимость между возрастным положением расслоенных интрузий, набором в них породных ассоциаций и масштабом оруденения по петрогеохимическим данным отсутствует, в то же время от ранней к более поздней группе закономерно увеличивается общая железистость магм, что отражается в изменении состава хромитового оруденения.

4. Для магм, связанных с ранним плюмом и исходных для расслоенных интрузий первой группы, по изотопным Sm-Nd и Re-Os данным выявлена значительная роль компоненты континентальной литосферной мантии. Для магм обоих плюмов характерно активное взаимодействие с веществом нижней коры, роль которого повышается от древних к поздним продуктам. Процессы подплавления вмещающих интрузивные камеры пород, их ассимиляция и контаминация, с которыми связано образование верхних зон гранофилов и гранофировых жил, имеют локальный характер.

5. Основная часть расслоенных интрузий формировалась в результате последовательного внедрения двух типов магм – высокомагнезиальной и высокоглиноземистой, и их смешением. С первым типом связано сульфидное и хромитовое оруденение, со вторым – малосульфидное платинометалльное. Высокоглиноземистые магмы, генерация которых происходила за счет плавления гранулит-базитового слоя нижней коры, обусловили также формирование глубинных габбро-анортозитовых массивов, выведенных на верхние уровни коры в результате субгоризонтальных тектонических перемещений.

6. Пространственное совмещение расслоенных интрузий и габбро-анортозитов в центральной части Кольского региона (Мончеплутон и интрузия Главного хребта) произошло в результате активных тектонических перемещений блоков земной коры в период 2.0-1.9 млрд. лет в условиях высокого давления с образованием гранат-амфиболовых бластокатаклизитов во время второго рифтогенного этапа.

7. Со вторым рифтогенным этапом, обусловленным подъемом мантийного плюма, связано формирование двух типов разноглубинных и разнотемпературных магм – толеит-базальтового и ферропикритового. Между ними отсутствуют признаки смешения несмотря на то, что они использовали пространственно сближенные каналы подъема. Ферропикритовые магмы возникли за счет плавления метасоматизированной мантии, о чем свидетельствуют геохимические и изотопные данные.

8. Толеит-базальтовые магмы отличает относительно слабая изменчивость геохимических и изотопных характеристик на протяжении значительного временного интервала. Для ферропикритовых магм установлена перемежаемость вулканической, интрузивной и дайковых фаций с общим возрастом 1990-1980 млн. лет и воз-

растание рудного потенциала от ранних интрузий к поздним. Завершает ферропикритовый магматизм крупный дайковый рой с возрастом 1941 ± 3 млн. лет, внедрение которого произошло в пределах архейского фундамента после закрытия печенгского бассейна. Несколько позднее формировался рудоносный аллареченский комплекс ультрабазитов с возрастом циркона 1918 ± 29 млн. лет, отражающий более глубинную фацию по сравнению с печенгским комплексом.

9. Геологические данные (наличие подводящих каналов для толеит-базальтовых и ферропикритовых магм в гранито-гнейсовом фундаменте Печенгской структуры, вскрытых Кольской сверхглубокой скважиной), широкое развитие куполов-диапиров плагиогранитов-кварцевых диоритов с возрастом 1940 млн. лет, активное термальное воздействие мантийных магм на вещество коры с образованием роговиков и другие данные хорошо согласуются с моделью внутриконтинентального рифтогенеза.

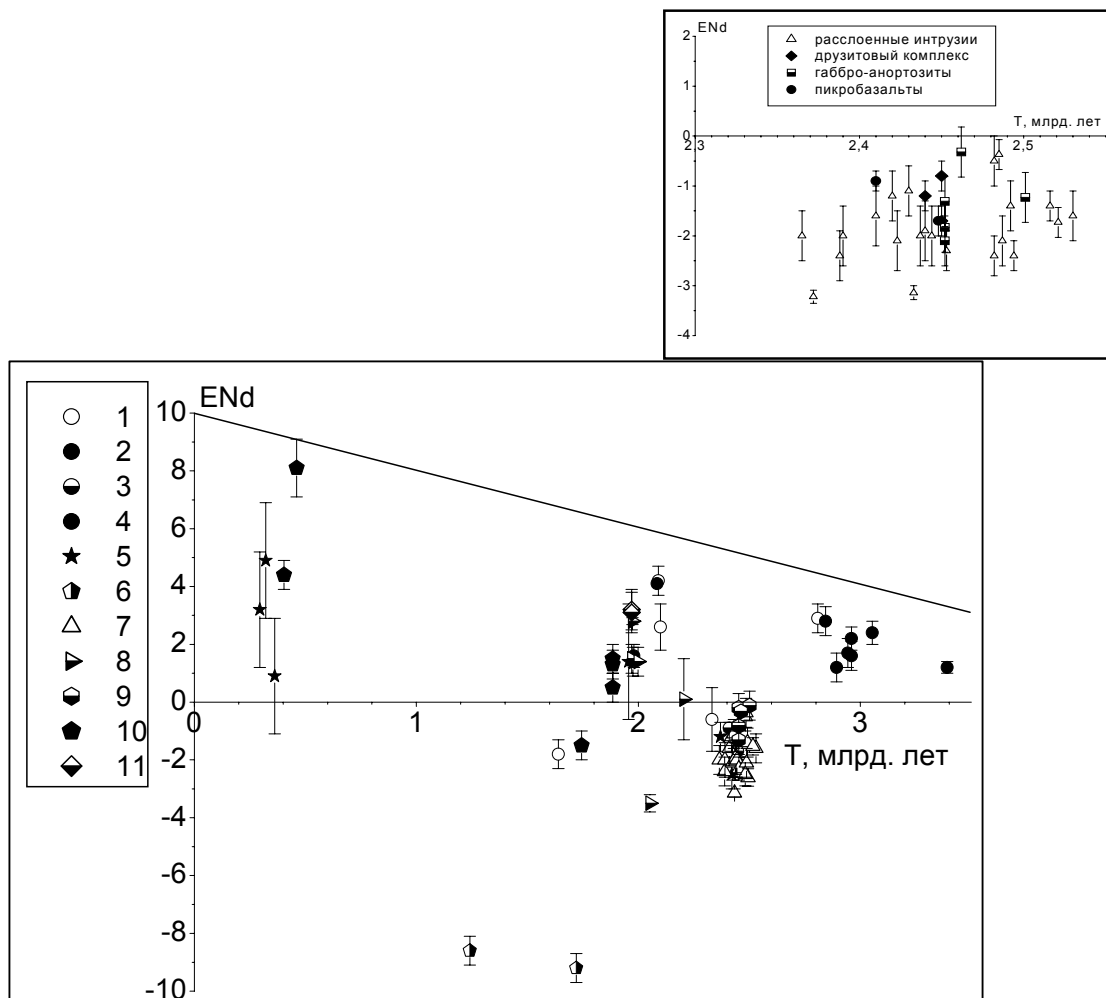


Рис. 1. Эволюция первичного отношения $\epsilon_{Nd}(T)$ в магматических образованиях северо-востока Балтийского щита.

1 – базальты, коматиитовые базальты; 2 – коматииты; 3 – пикробазальты; 4 – ферропикриты; 5 – дайки долеритов; 6 – лампрофиры; 7 – породы расслоенных интрузий; 8 – габбро-перидотиты, включая габбро-верлиты печенгского комплекса; 9 – габбро-анортозиты; 10 – щелочные сиениты, щелочные габбро; 11 – офиолиты. Во вставке (вверху справа) приведены данные по расслоенным интрузиям, габбро-анортозитам, “друзитовому” комплексу Беломорья и пикробазальтовым вулканитам свиты ветреного пояса [2-4].

На рис. 1 расслоенные интрузии и габбро-анортозиты располагаются вне общего тренда мантийной эволюции Балтийского щита (архейские коматииты, палеопротерозойские интрузии габбро-верлитов и габбро-перидотитов, вулканиты и офиолиты, щелочные интрузии палеозоя). Они образуют две разобщенные группы по возрасту (вставка) со значительным перекрытием по отношению ϵ_{Nd} . При этом для каждой интрузии устанавливаются разные пределы колебания и средние значения изотопных отношений ϵ_{Nd} , а также $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ и $^{187}\text{Os}/^{186}\text{Os}$. При общем колебании отношения $\epsilon_{Nd}(T)$ от -0.5 до -3.3 выявляется тенденция его уменьшения от древних к молодым интрузивным образованиям, наиболее четко выраженная для расслоенных интрузий. Меньшее значение

первичного отношения ϵ_{Nd} имеют породы “друзитового” комплекса (около -0,1), но и для них существуют отдельные отрицательные значения (до -1,2, -1,7).

В вертикальных разрезах детально изученных расслоенных интрузий отношение $\epsilon_{Nd}(T)$ в породах и минералах колеблется: в Мончеплутоне от -0,2 до -2,6 [2], Бураковской от -0,9 до 2,1, Кивакке от -0,6 до -1,5 [3], Койтелайнен и Аканваара от -1,1 до -3,3 [4]. Близкие значения $\epsilon_{Nd}(T)$ установлены по разрезу структурной скважины М-1, пересекающей большую часть Мончетундровского массива: от -0,2 до -1,6 [2]. При переходе от ультрабазитовых зон к базитовым наблюдаются, за редким исключением (Кивакка), аномалии в сторону отрицательных, реже положительных значений $\epsilon_{Nd}(T)$. В верхних зонах гранофиоров значения $\epsilon_{Nd}(T)$ уменьшаются до -4 – -6. Сланцы и плагиогнейсы архейских комплексов, вмещающих Мончетундровский массив и интрузию Койтелайнен, характеризуются низкими и крайне низкими значениями отношения $\epsilon_{Nd}(T)$ – от -3,5 до -18,1. Эти данные позволяют предполагать активное взаимодействие между магмами, исходными для расслоенных интрузий и массивов габбро-анортозитов и веществом коры, обогащенным литофильными элементами и флюидами. Судя по геохимическим данным, взаимодействие произошло с породами нижней и верхней коры. О реальности взаимодействия свидетельствуют находки разновозрастных цирконов ксеногенного типа архейского возраста в расслоенных интрузиях и высокомагнезиальных вулканитах свиты ветреного пояса.

Для реконструкции источников мантийных магм и их взаимодействия с веществом верхней мантии и коры более эффективным, судя по изучению расслоенных интрузий Финляндии [5] и вулканитов Ветреного пояса [6], является Re-Os система. С.П. Тессалиной (Laboratoire de Géochimie et Cosmochimie, IPG de Paris) выполнен изотопный Re-Os анализ коллекций интрузивных пород и минералов (хромит, сульфиды) Мончеплутона и Мончетундровского массива. Содержание Os (ppb) колеблется: от 0,1 до 1,7 в габброидах, ортопироксенитах и гарцбургитах, от 4,6 до 5,6 в дунитах Мончеплутона, от 3,2 до 17,2 в сульфидах, в хромитовых рудах оно повышается до 44,7-161,1. Отношение Re/Os минимальное в хромитах 0,036-0,076, промежуточное в породах и максимальное в сульфидах 4,6-14,7. Точки анализов для обоих массивов располагаются на диаграммах Re/Os – Os и $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ – Os на линии континентальная сублитосферная мантия – деплетированная мантия, первая из которых характеризуется глубинными ксенолитами, а вторая – офиолитами Йормуа Центральной Финляндии с U-Pb возрастом циркона 1970 млн. лет [4]. Отношение γ_{Os} в хромитах Мончеплутона (-4,8, -6,4) отличается от аналогичного отношения в Бураковском плутоне (0), интрузиях Аканваара (2,7-6,1) и Койтелайнен (2,3-5,1), вулканитах свиты ветреного пояса (-0,4) (рис. 2).

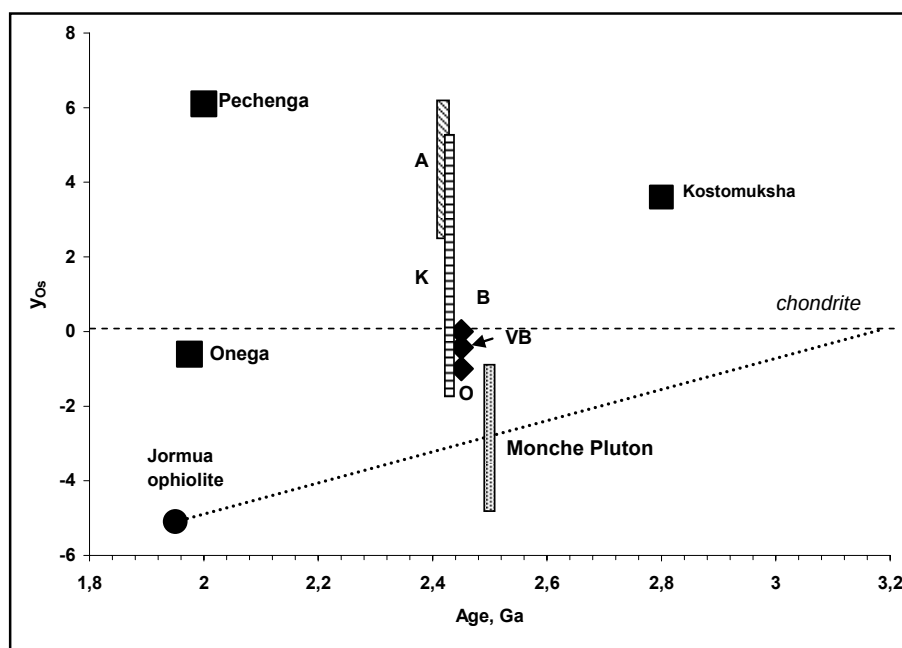


Рис. 2. Вариации отношения γ_{Os} в коматитах Костамукши, ферропикритах матерцкой свиты Печенги, пикритах суйсарской свиты Онежской мульды, офиолитах Йормуа, а также хромите и породах расслоенных интрузий: Мончеплутон (Monche Pluton), Бураковская (B), Аканваара (A), Койтелайнен (K) и вулканитах Ветреного пояса (VB).

По [3, 5, 6], Мончеплутон – по данным С.П. Тессалиной.

Из анализа диаграммы γ_{Os} – T (рис. 2) следует, что разновременные расслоенные интрузии двух групп различаются по значениям отношения γ_{Os} , отражая разный состав источника. Расчеты на основе комбинированного анализа трех систем Re-Os, Sm-Nd и Rb-Sr показывают, что в Мончеплутоне могло быть контаминировано около 15-20 % вещества неоархейской коры (2,9-2,8 млрд. лет). Этому не противоречат результаты изо-

топных исследований благородных газов He, Ar, Ne и Xe, выполненных для пород и руд Мончеплутона и Главного хребта, и пересекающих их даек [2]. Для Бураковского плутона следует предположить дополнительную глубинную контаминацию вещества нижней коры. Контактные процессы в случае расслоенных интрузий имеют более локальный характер. На этой же диаграмме ферропикриты и габбро-верлиты Печенги располагаются в поле высоких, положительных значений отношения γ_{Os} , что отличает их от одновозрастных вулканитов суйсарской свиты Онеги и офиолитов Йормуа и не позволяет применять для Печенгской структуры офиолитовую модель.

Исследования выполнены по Госконтракту АЛ-02-06/32 (ИМГРЭ).

Список литературы

1. Смолькин В.Ф. Кольско-Норвежская провинция. Ранний протерозой // Ранний докембрий Балтийского щита. СПб.: Наука, 2005. С. 59-124.
2. Смолькин В.Ф., Федотов Ж.А., Нерадовский Ю.Н. и др. Расслоенные интрузии Мончегорского рудного района: петрология, изотопия, оруденение. Апатиты: КНЦ РАН, 2004. 367 с.
3. Amelin Yu.V., Semenov V.S. Nd and Sr isotope geochemistry of mafic layered intrusions in the eastern Baltic Shield: implications for the evolution of Paleoproterozoic continental mafic magmas // Contrib. Mineral. Petrol. 1996. V 124. P 255-272.
4. Radiometric age determinations from Finnish Lapland and their bearing on the timing of Precambrian volcano-sedimentary sequences. M. Vaasjoki (ed.) Geol. Surv. Finland. Spec. Paper. 2001. V 33. 279 p.
5. Hanski E., Walker R.J., Huhma H., Suominen I. The Os and Nd isotopic systematics of c. 2.44 Ga Akanvaara and Koitelainen mafic layered intrusions in northern Finland // Precambrian Res. 2001. V 109. P 73-102.
6. Puchtel I.S., Brugmann G.E., Hofman A.W. et al. Os isotope systematics of komatiitic basalts from the Vetreny belt, Baltic Shield: evidence for a chondritic source of the 2.45 Ga plume // Contrib. Mineral. Petrol. 2001. V 140. P 588-599.

PRECAMBRIAN MAFIC MAGMATISM IN THE WESTERN HIMALAYA

T. Ahmad

Department of Geology, Delhi University, Delhi, India, tahmad001@yahoo.co.in

Precambrian volcanics and dykes occur in western Himalaya from Himachal in the west through Garhwal to Kumaun Himalaya in the east and are best exposed at Mandi-Darla, Palampur-Dharamsala, Rampur, Uttarkashi-Rudraprayag-Karanprayag-Chamoli and Bhowali Bhimtal areas (Fig. 1). These volcanics and dykes are restricted to the Lesser Himalayan sequences and are supposedly the oldest (~ 1.84 Ga: Miller et al. 2000) record of mafic magmatism in the Himalaya (Ahmad and Bhat, 1987; Bhat, 1987). The primary mineralogy of plagioclase and pyroxene are often partially replaced by secondary minerals. Plagioclase occur as both phenocrysts and groundmass. Phenocrystic plagioclases are andesine-labradorite but many have margins of albite which is also commonly observed in the groundmass. Augite is the primary pyroxene type but pigeonite and hypersthene are also observed. The clinopyroxenes, like plagioclases, occur both as phenocrysts and groundmass but are often partially replaced by amphiboles and chlorites (Ahmad and Tarnay, 1991). Metavolcanics from the Garhwal region that are more magnesian have minor olivine occurring as phenocrysts, now pseudomorphed by serpentine and some occur as inclusion in pyroxene phenocrysts (Ahmad and Tarnay, 1991). The other minor, accessory and secondary phases commonly observed in all these meta-volcanic rocks include chlorite, epidote, serpentine, calcite, quartz, biotite, Fe-Ti oxides and rare sphene.

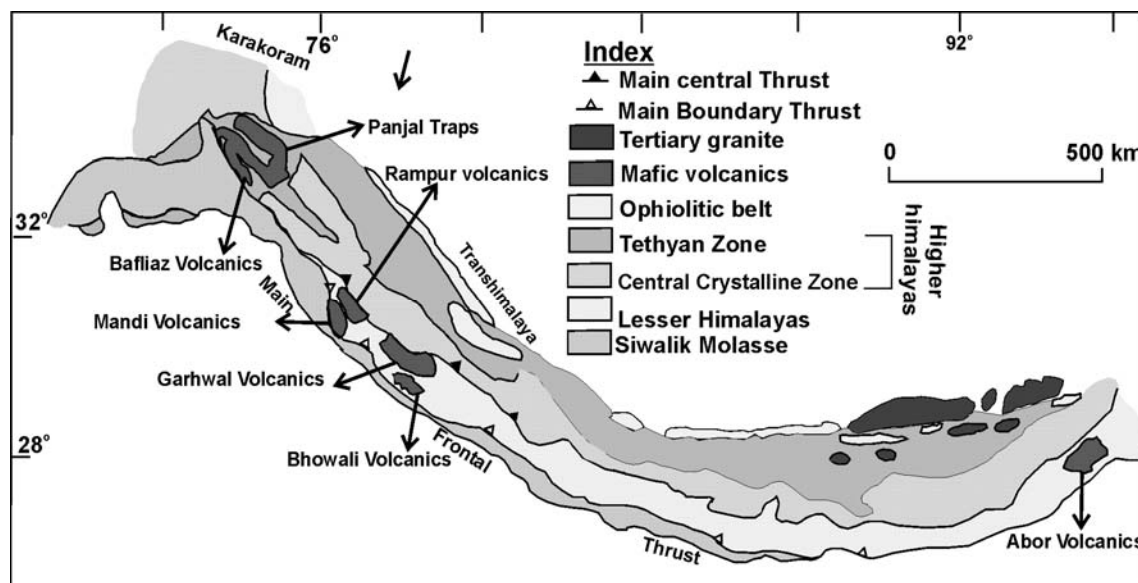


Fig. 1. Distribution of mafic magmatic rocks in the Himalayan Mountain Range.

In addition to the low grade volcano-sedimentary sequences of the Lesser Himalaya from Garhwal and Himachal regions (Fig. 2), discussed above, mafic magmatic rocks are also recorded from higher grade rocks including the Chail, Jutogh and Vaikrita Groups (Ahmad et al. 1999). Chail, Jutogh and Vaikrita Groups are considered as independent thrust sheets (Thakur, 1992). Chail Group thrusts over the low grade lesser Himalayan sequence towards south along the south-vagrant, north dipping Chail thrust. These are thrust over by the Jutogh Group along the north dipping Jutogh / Munsiri thrust (Valdiya, 1980). The Jutogh Group are in turn are over thrust in the north by the Vaikrita Group rocks along the south-vagrant, north dipping Vaikrita thrust (Fig. 2). There is increase in the grade of metamorphism from Lesser Himalaya in the south to Vaikrita Group in the north, depicting inverted metamorphic sequence in the Himalayas (Thakur, 1992). The Chail Group comprises rocks that have undergone green schist to amphibolite facies metamorphism. The lithological assemblage includes phyllites, phillitic quartzites, psammitic schist, orthoquartzites, arkose, chlorite schist, limestones, granite gneiss and amphibolites. Jutogh Group represents higher grade rocks with garnet, staurolite and kyanite bearing schist, quartzites, marble, granitoids, granite gneiss, amphibolites and graphitic schist. The Vaikrita Group has higher grade metamorphic rocks with Kyanite and sillimanite (Mohan et al., 1989; Inger and Harris, 1992; Vannay and Hodges, 1996).

Amphibolites in the Chail, Jutogh and Vaikrita occur as disrupted dykes / sills and more commonly as boudins of varying sizes from 1 to 2 meters in thickness and about 3 to 5 meters in width. These amphibolites are dark green to black often foliated at the margins and more massive towards core. They show development of foliation parallel to the regional trend. They comprise basically amphiboles, plagioclases and some time quartz. There are development of gneissose texture because of compositional banding of dark color (predominantly amphiboles, minor chlorite, biotite)

and lighter color (dominantly feldspars and minor quartz, muscovite). A large gabbroic body was described from the Chail Group near Budhakedar village in Garhwal Himalaya (Ahmad et al., 1999: Fig. 2). The gabbroic body from Budhakedar is very coarse grained (~2-3 cm), weakly foliated to massive with clinopyroxene (augite to ferro-augite) as the dominant mafic phase with minor chlorite and amphiboles. Plagioclase of Labradorite composition (An 65-52) occur as laths and have ophitic to subophitic relationship with clinopyroxenes. Opaques (mostly magnetite) are quite abundant.

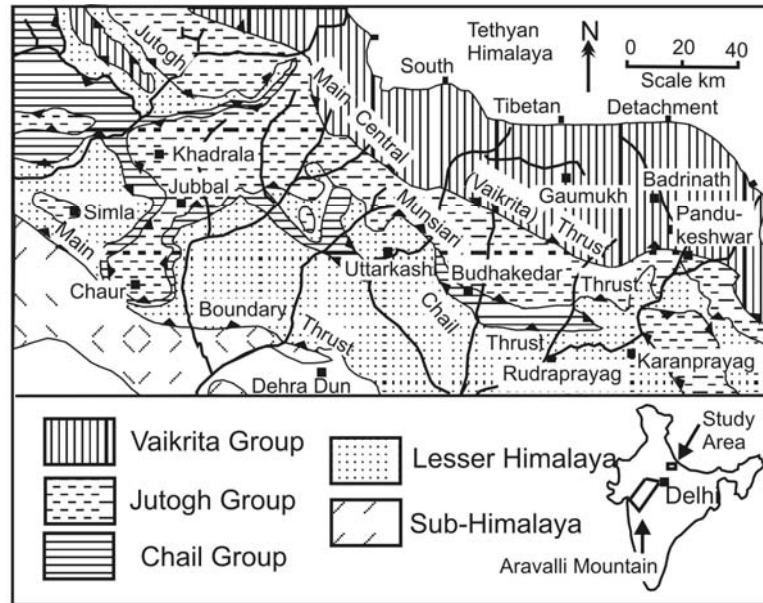


Fig. 2. Geological map of part of the western Himalaya modified from Valdiya (1980). Figure adopted from Ahmad *et al.* (1999).

Precambrian Garhwal volcanics and dykes have geochemical characteristics similar to those from the Mandi-Darla-Rampur volcanic sequence of Himachal Pradesh. The Garhwal volcanics and dykes sequence have undergone low grade green-schist facies metamorphism. They have typical tholeiitic characteristics in terms of increasing total iron with decreasing magnesium and have Nb/Y ratios of < 0.76 (Ahmad and Tarney, 1991). They have enriched LILE-LREE and depleted HFSE characteristics (Fig. 3) seen for all the volcanics described from Himachal through Garhwal to Kumaun listed above. These trace elemental characteristics are typically seen in most of the continental volcanics and Proterozoic dyke swarms (Tarney, 1992).

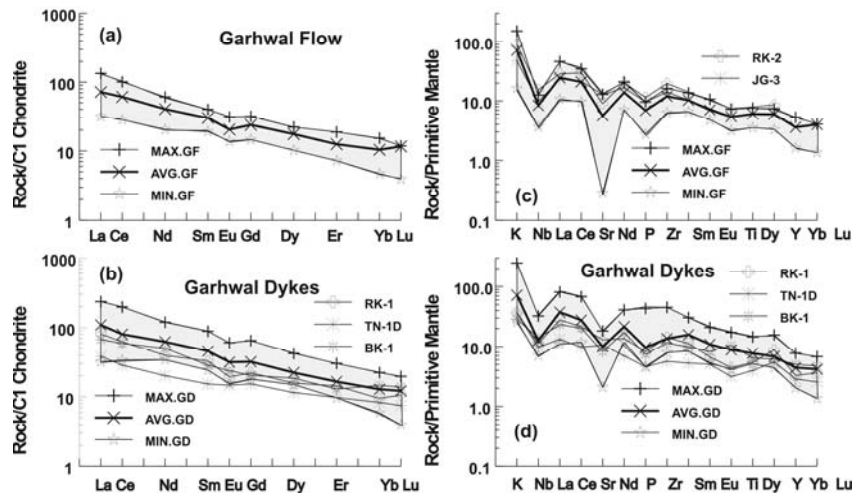


Fig. 3. Chondrite normalized REE patterns (a and b) and Primitive Mantle normalized multi-element patterns (c and d) for the Garhwal flows and dykes (data from Ahmad and Tarney, 1991; Ahmad *et al.* 1999). Normalizing values after Sun and McDonough (1989). Figure adopted from Ahmad *et al.* (1999).

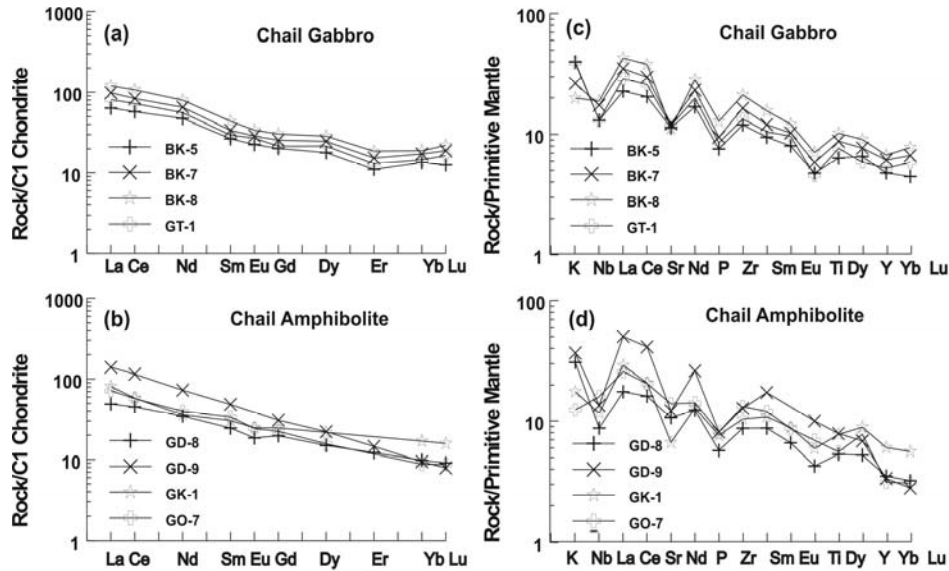


Fig. 4. Chondrite normalized REE patterns (a and b) and Primitive Mantle normalized multi-element patterns (c and d) for the Chail Group gabbro and amphibolites. Normalizing values as in Fig. 3. Figure adopted from Ahmad *et. al.* (1999).

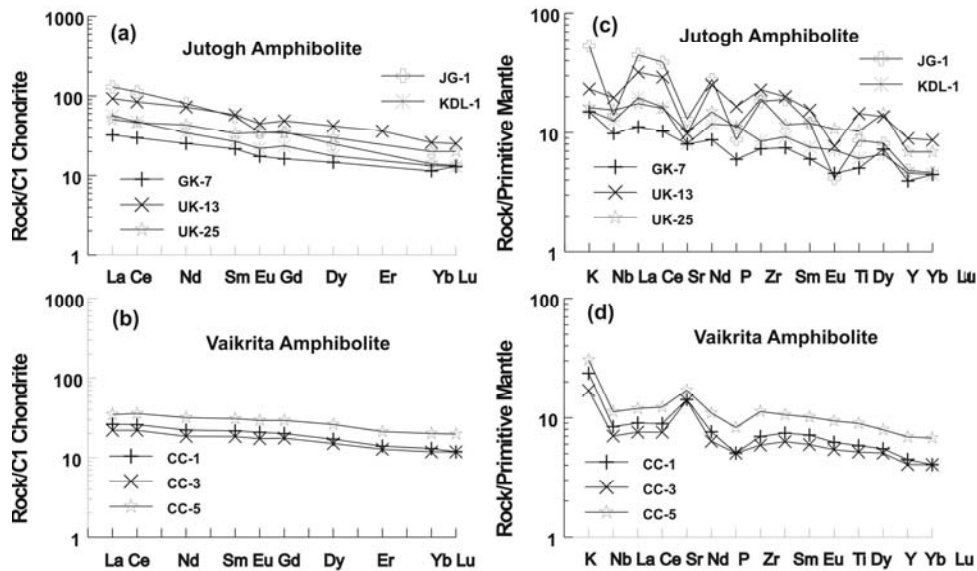


Fig. 5. Chondrite normalized REE patterns (a and b) and Primitive Mantle normalized multi-element patterns (c and d) for the Jutogh and Vaikrita Group amphibolites. Normalizing values as in Fig. 3. Figure adopted from Ahmad *et. al.* (1999).

The amphibolites of Chail, Jutogh and Vaikrita are basalt to basaltic-andesite. They show increasing abundance of iron with increasing silica typically seen in tholeiites. The tholeiitic nature is also depicted by the total alkalis vs SiO_2 (TAS diagram: figure not shown here) and Zr/TiO_2 vs Nb/Y diagram (Winchester and Floyd, 1977: figure not shown here). These samples classify as low-Ti tholeiites based on $\text{Ti/Y} < 410$ and $\text{Zr/Y} < 6$ (Erlank *et al.*, 1988). The REE and multi-element patterns for the Chail Group gabbros and amphibolites are very similar to those of the Garhwal volcanics and dykes with enriched LREE-LILE and depleted HFSE (Fig. 4). The amphibolites of the Jutogh Group are similar to the Lesser Himalayan volcanics and dykes, like the Chail Group but the amphibolites of the Vaikrita Group have very different patterns (Fig. 5). The Vaikrita amphibolites show nearly flat patterns for the REE and the multi-element patterns show dis-

tinct positive anomaly for Sr (Fig. 5b, d), just opposite to what is observed for most of the basic rocks from the Lesser Himalaya, Chail and Jutogh Groups. There is small negative P anomaly but the other HFSE show no depletion.

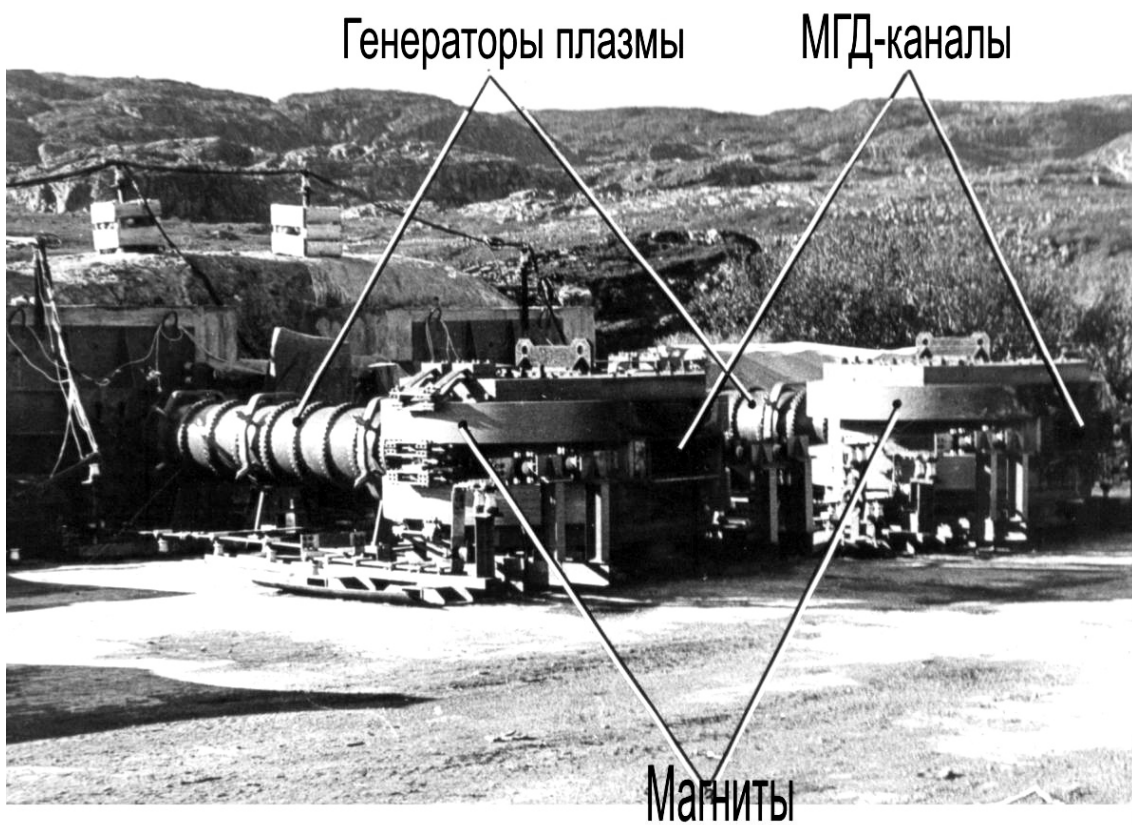
The rocks association and metamorphic assemblages for the Lesser Himalayan, Chail and Jutogh Groups indicate that all these crustal blocks probably represent different levels of crust, the Lesser Himalaya representing the uppermost, Chail the middle and Jutogh the lowermost. Trace element characteristics for the volcanics, dykes, gabbros and amphibolites being very similar, probably indicate their derivation from common / similar sources. This also attests to our inference that these three lithological packages were together earlier as different crustal levels that got thrust subsequently over each other during Himalayan orogeny. The Vaikrita amphibolites with very different chemical characteristics probably indicate that it does not belong to the same crustal package.

In a separate study based on Nd-isotopic profile from the Higher Himalayan Crystallines to the Sub-Himalaya in the Garhwal region (Fig. 2), Ahmad et al (2000) have shown that Nd-isotopic signature for the Lesser Himalaya, Chail and Jutogh Groups are identical with $\epsilon_{Nd}(t=0)$ values from -23 to -28. However, it is very different for the Higher Himalayan Crystallines / Vaikrita Group, their $\epsilon_{Nd}(t=0)$ varies from -14 to -19. The model ages also indicate that the Lesser Himalaya, Chail and Jutogh Group are much older than the Vaikrita Group, so the latter can not be basement for the other Groups, as opposed to the earlier thinking. Thus, different lines of evidence indicate that Lesser Himalaya, Chail and Jutogh Groups are related but Vaikrita represent a discrete terrain. The Vaikrita Group is shown to have similar Nd-isotopic characteristics with those for the Tethyan Sedimentary Sequence to its north (Ahmad et al. 2000). So Vaikrita may represent basement for the Tethyan sediments and may represent a discrete terrain these got docked to the Lesser Himalaya, Chail and Jutogh rocks along the Main Central Thrust probably during the Himalayan orogeny.

References

1. Ahmad T., Bhat M.I. Geochemistry and petrogenesis of the Mandi-Darla volcanics, northwestern Himalayas // *Precambrian Res.* 1987. V 37. P 231-256.
2. Ahmad T., Tarney J. Geochemistry and petrogenesis of Garhwal volcanics: implications for evolution of the north Indian lithosphere // *Precambrian Res.* 1991. V 50. P 69-88.
3. Ahmad T., Mukherjee P.K., Trivedi J.R. Geochemistry of Precambrian mafic magmatic rocks of the western Himalaya, India: petrogenetic and tectonic implications // *Chem. Geol.* 1999. V 160. P 103-119.
4. Ahmad T., Harris N.B.W., Bickle M.J. et al. Isotopic constraints on the structural relationships between the Lesser Himalayan series and the Higher Himalayan series, Garhwal Himalaya // *Geol. Soc. Am. Bull.* 2000. V 112. P 467-477.
5. Bhat M.I. Spasmodic rift reactivation and its role in the pre-orogenic evolution of the Himalayan region // *Tectonophysics.* 1987. V 134. P 103-127.
6. Erlank A.J., Duncan A.R., Marsh J.S. et al. A laterally extensive geochemical discontinuity in the subcontinental Gondwana lithosphere // *Geochem. Evolution of Continental Crust. Conf. Abst. Procs de Caldes, Brazil*, 11-16 July, 1988. P 1-10.
7. Inger S., Harris N.B.W. Tectonothermal evolution of the High Himalayan Crystalline sequence, Langtang Valley, northern Nepal // *J. Metamorph. Geol.* 1992. V 10. P 439-452.
8. Miller C., Klotzli U., Fran W. et al. Proterozoic crustal evolution in the NW Himalaya (India) as recorded by circa 1.80 Ga mafic and 1.84 Ga granitic magmatism // *Precambrian Res.* 2000. V 103. P 191-206.
9. Mohan A., Windley B.F., Searle M.P. Geothermobarometry and development of inverted metamorphism in the Darjeeling-Sikkim region of the eastern Himalaya // *J. of Metamorph. Geol.* 1989. V 7. P 95-110.
10. Sun, S.S., McDonough W.F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for the mantle composition and processes // A.D. Saunders, M.J. Norry (eds). *Magmatism in the ocean basins.* *Geol. Soc. London. Spec. Publ.* 1989. V 42. P 313-345.
11. Tarney J. Geochemistry and significance of mafic dyke swarms in the Proterozoic // K.C. Condie (ed.). *Proterozoic crustal evolution.* Ch. 4. Amsterdam: Elsevier, 1992. P 151-179.
12. Thakur V.C. *Geology of western Himalaya.* Oxford: Pergamon, 1992. 355 p.
13. Valdiya K.S. *Geology of Kumaun Lesser Himalaya.* Dehradun: Wadia Inst. of Himalayan Geology, 1980. 291 p.
14. Vannay J.C., Hodges K.V. Tectonothermal evolution of the Himalayan metamorphic core between the Annapurna and Dhaulagiri, Central Nepal // *J. Metamorph. Geol.* 1996. V 14. P 635-656.
15. Winchester J.A., Floyd P.A. Geochemical distribution of different magma series and their differentiation products using immobile elements // *Chem. Geol.* 1977. V 20. P 325-344.

ГЕОФИЗИКА



СТРОЕНИЕ ЗЕМНОЙ КОРЫ ХИБИНСКОГО И ЛОВОЗЕРСКОГО МАССИВОВ ПО РЕЗУЛЬТАТАМ КОМПЛЕКСНОГО СЕЙСМОГРАВИМЕТРИЧЕСКОГО МОДЕЛИРОВАНИЯ

В.Н. Глазнев, А.М. Жирова

Геологический институт КНЦ РАН, Ananymy, glaznev@geoksc.apatity.ru

Целью настоящей работы является создание трехмерной комплексной геофизической модели строения верхней коры центральной части Кольского п-ова, главным объектом которой является уникальные палеозойские щелочные массивы Хибин и Ловозера с обрамляющими их архейскими и протерозойскими структурами (рис. 1).

Постановка задачи

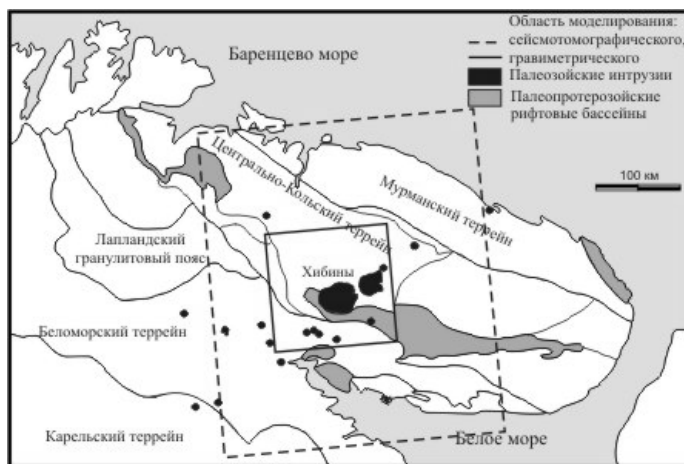
Для создания реалистичной модели такой сложной среды при интерпретации необходимо использовать весь арсенал имеющихся геофизических данных по региону, т.к. в рамках какого-либо одного метода геофизики существует конструктивная недостаточность информации [1] для строгого решения обратных задач геофизики в неоднородных средах. Именно необходимость восполнения недостающей интерпретационной информации в одних геофизических методах за счет других методов приводит к идее комплексной интерпретации в современной постановке [2].

Комплексная интерпретация геофизических данных подразумевает, что для некоторого набора методов осуществляется согласование решений каждого отдельного метода в некотором едином представлении для выбранной совокупности методов [3]. Правила, по которым выполняется такое объединение, формулируются из конкретных задач комплексирования и используемого набора геофизических методов. При этом определяющим является выбор математического описания принципов комплексирования, адекватного физической сущности и геологической ситуации в изучаемом объеме недр. Основой для объединения разнородных методов геофизики служат зависимости, выражающие одни физические феноменологические характеристики изучаемой среды через другие. В процедуру комплексной интерпретации следует также включить формализованное описание имеющейся геологической информации по изучаемому объему среды. Сюда относятся: известное поверхностное геологическое строение региона, геометрические характеристики блоков изучаемой среды, вероятный литологический состав этих блоков, тектонические особенности изучаемого региона.

Таким образом, целевую задачу комплексной интерпретации геофизических данных можно рассматривать как нахождение некоторого согласованного решения для системы уравнений, описывающей принимаемый в рассмотрение комплекс геофизических полей, через искомые физические параметры среды. Такая система уравнений должна содержать только взаимосвязанные феноменологические параметры изучаемой среды. Кроме того, она должна включать граничные и необходимые начальные условия для изучаемой среды, сформулированные на основе априорных физико-геологических данных.

Исходные данные

В данной работе используется большой набор разнородных геолого-геофизических признаков. Сюда относятся: данные по гравитационному полю всего региона исследований; региональные и детальные данные по временам пробега рефрагированных сейсмических волн; петрофизические данные о свойствах поверхностных пород региона; выявленные взаимосвязи между скоростью сейсмических волн и плотностью пород изучаемого региона; исходная прогнозная геологическая модель строения верхней коры, а так же региональная термическая модель земной коры региона исследований. Процедура комплексной интерпретации всех этих материалов реализуется как совместное итерационное решение обратных задач сейсмической томографии и гравиметрии, рассмотренное ранее в [3].



Для создания скоростной модели среды используется многочисленны́е сейсмические материалы, накопленные за весь период изучения региона с начала 60-х годов прошлого века. Исходными сейсмическими данными являются времена первых вступлений слабо рефрагированных волн по материалам региональных исследований ГСЗ (всего более 500 лучей, положение которых показано на рис. 2) и детальных сейсмических работ МОВ по верхней части коры (всего более 700 лучей). Региональные материалы ГСЗ и данные точечных зондирований с промышленными взрывами доставляют информацию о скоростном строении горизонтов верхней и средней коры. Детальность покрытия для локальных сейсмических материалов несравненно выше, чем для региональных, однако сами эти данные сконцентрированы только в отдельных рудных районах Хибин, Ловозера и Мончеплутона. Принципиальное значение эти материалов заключается в том, что они дают достаточно точное представление о сейсмическом строении наиболее неоднородной части разреза территории исследований. Точность использованных сейсмических материалов, по оценкам, составляет 0.05 сек для региональных времен пробега и 0.005 сек для локальных времен пробега.

В качестве входных гравитационных данных использована цифровая гравитационная карта региона с пространственным шагом 1 км. Точность исходных гравиметрических материалов составляет 0.2 мГал. Данные гравитационного поля предварительно обрабатывались для исключения регионального тренда поля, обусловленного аномальными массами, находящимися за пределами выбранной области моделирования, 160 на 160 км в плане и 20 км по глубине. С целью учета регионального фона, была решена прямая задача гравиметрии от трехмерной региональной плотностной модели литосферы Фенноскандии [3], в которой часть занятая нашей областью гравитационного моделирования была заполнена нормальным (зависящим только от глубины) значением плотности. Решение такой задачи выполнялось на сетке в 1×1 км в плане для реального рельефа региона. Локальные гравитационные аномалии, полученные после вычитания регионального тренда поля, показаны на рис. 3.

Принципиально важным в нашем моделировании является использование прогнозной геологической модели основных аномальных геологических объектов верхней коры, к которым относятся: собственно Хибинский и Ловозерский щелочные массивы [4], Имандра-Варзугский палеорифт [5], Мончегорский плутон [6]. Отметим, что все указанные модели строились по геофизическим данным с опорой на геологические материалы и результаты петрофизических исследований пород изучаемых районов. В целом, включение прогнозных геологических моделей в исходные посылки комплексной интерпретации, разумно ограничивает вариации пространственного положения наиболее значимых геологических образований региона, относительно которых уже есть достаточно надежные сведения, хотя бы об их приповерхностном строении.

Существенным ограничением в нашем подходе к комплексному моделированию является задание граничных величин искомых параметров (плотности и скорости пород), на поверхности. Для создания цифровой модели плотности поверхностных пород региона было выполнено обобщение всех имеющихся данных по измерениям физических свойств на образцах пород и выявление связей усредненных физических свойств с различными геологическими комплексами пород региона. Цифровая модель петроплотностной карты была создана на основе Геологической карты Кольского региона (Митрофанов и др., 1996) в системе ГИС ArcView 3.2. Цифровая модель петроплотностной карты дает детальное представление о плот-

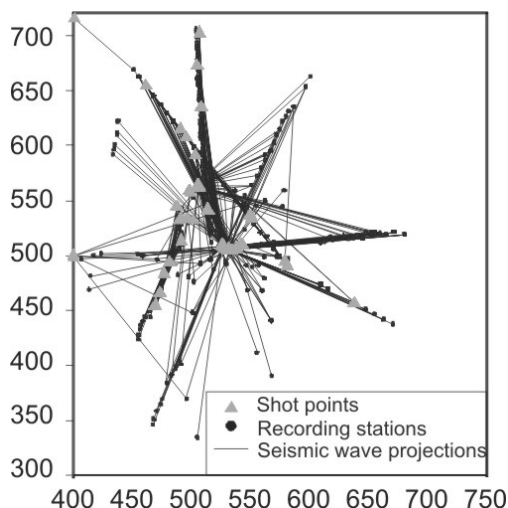


Рис. 2. Проекция траекторий сейсмических лучей на дневную поверхность (данные ГСЗ).

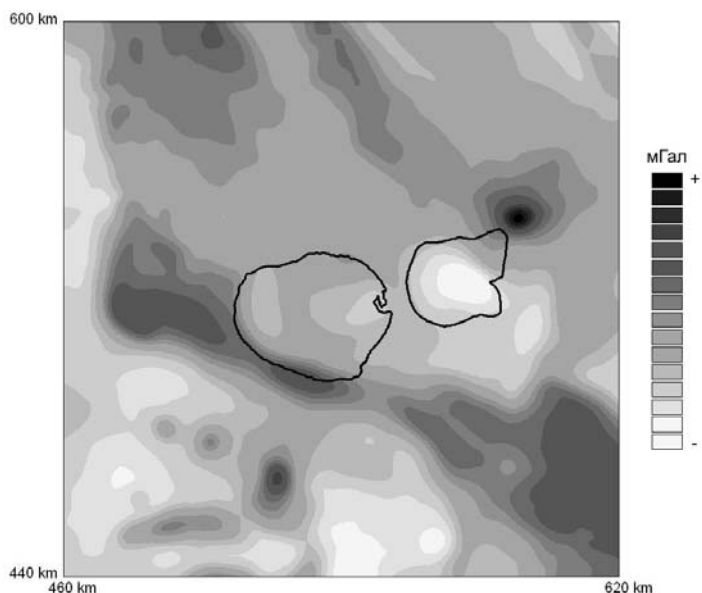


Рис. 3. Локальные аномалии гравитационного поля.

Показаны контуры Хибинского и Ловозерского массивов.

ностных неоднородностях поверхностных пород региона. Отметим, что большинство этих неоднородностей достаточно хорошо проявляется на карте локальных аномалий гравитационного поля.

В процедуре комплексной интерпретации построение согласованной модели среды должно опираться на некоторые правила отбора решений из множества их возможных вариантов. Одним из них является критерийный подход, заключающийся в выборе таких комплексных решений, которые отвечают принятому вероятностному закону связи между искомыми параметрами (физическими свойствами среды) [3]. Поэтому на первом этапе комплексного геофизического моделирования были проведены исследования взаимосвязей между петрофизическими свойствами типичных пород региона. По результатам обобщения петрофизических данных для пород Хибинского, Ловозерского плутонов и прилегающих к ним архейско-протерозойских комплексов пород, получены взаимосвязи между плотностью и скоростью, которые представляют собой логарифмические тренды с высокими коэффициентами корреляции [7]. Эти соотношения использовались при создании сейсмоплотностной модели верхней коры.

Изменение физических свойств пород с глубиной происходит не только в связи с изменением литологии, вещественного состава этих пород. На физические свойства также влияют и изменения РТ условий. Учет этого влияния важен на различных стадиях построения моделей: на стадии выявления связей между физическими свойствами пород для корректного выполнения процедуры перехода от плотности к скорости и обратно; на заключительной стадии – стадии геологической расшифровки моделей, полученных в параметрах физических свойств пород. Результаты оценочных расчетов с использованием нормальных скоростей и плотностей пород изучаемого региона показали, что изобарические и изотермические поправки к скоростям и плотностям пород в нашем случае (верхняя – средняя кора) являются вполне значимыми. Поэтому в обобщенную процедуру комплексной инверсии по данным сейсмометрии и гравиметрии был включен модуль решения прямой термической задачи, использующий соотношения между плотностью пород и их теплогенерацией, необходимой для расчета температуры. Вычислительные аспекты учета влияния температуры и давления на физические свойства пород в их естественном залегании реализованы на основе аппроксимационных формул [3], полученных для пород СВ Балтийского щита.

Построение объемных моделей

Построение трехмерной геофизической модели земной коры региона выполняется с использованием разработанных оригинальных программ инверсии потенциальных полей [8] и коммерческого пакета программ сейсмотомографии FIRSTOMO [9]. Решение всех задач выполнялось в трехмерной постановке на реальном рельефе региона.

Общая процедура обращения представляет последовательность итерационных процедур для гравитационных данных и времен пробега. Расчет объемной сейсмической задачи осуществляется при следующем граничном условии – априорном ограничении на распределение упругих характеристик в верхней части модели. Расчет плотностной модели среды выполнялся с учетом весовой функции перераспределения невязок гравитационного поля, построенной на основе заданного начального приближения геологической среды. Такой подход гарантирует нахождение решения минимально уклоняющегося от начального приближения модели (исходной геологической модели и текущего приближения сейсмотомографической модели). На основе предварительно установленных аналитических связей между физическими свойствами пород нашего региона, осуществляется переход как от скорости к плотности, так и обратная процедура расчета, что является необходимым элементом комплексной геофизической интерпретации данных сейсмометрии и гравиметрии. Трансформация физических свойств пород производится с учетом вычисляемых термодинамических условий в верхней и средней коре региона.

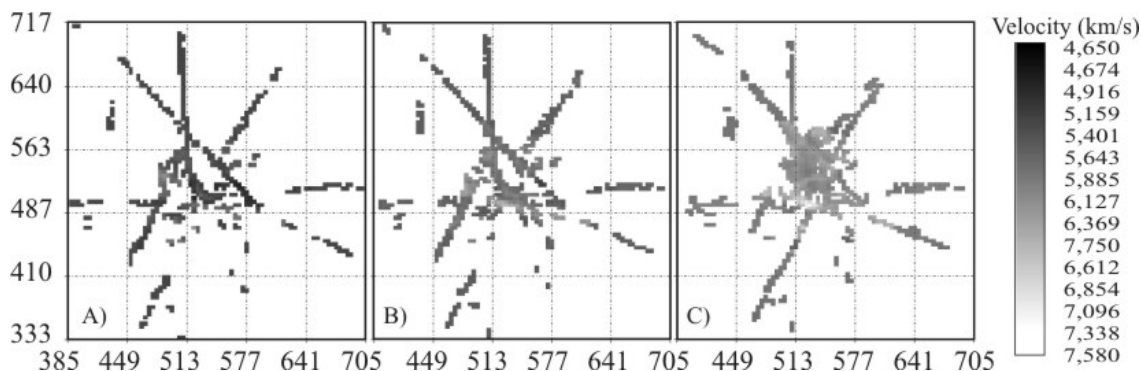


Рис. 4. Объемная сейсмотомографическая модель.

Показаны скоростные аномалии на уровнях: А - 1 км, В - 3 км, С - 6 км.

В результате исследований впервые получена детальная трехмерная комплексная геофизическая модель земной коры центральной части Кольского п-ова [10]. Для визуализации трехмерных моделей строения среды

была использована специально разработанная программа [11]. На рис. 4 представлены скоростные модели строения коры на некоторых уровнях, которые демонстрируют основные черты реального поведения геологических неоднородностей на глубине. Аналогично, рис. 5 демонстрирует трехмерную плотностную модель, представленную в изометрической проекции. В целом, полученные результаты по комплексному геофизическому моделированию демонстрирует пространственное положение главных геологических единиц на различных уровнях глубины. Представленные материалы послужат основой для создания реалистичной геолого-геофизической модели строения верхней и средней коры региона.

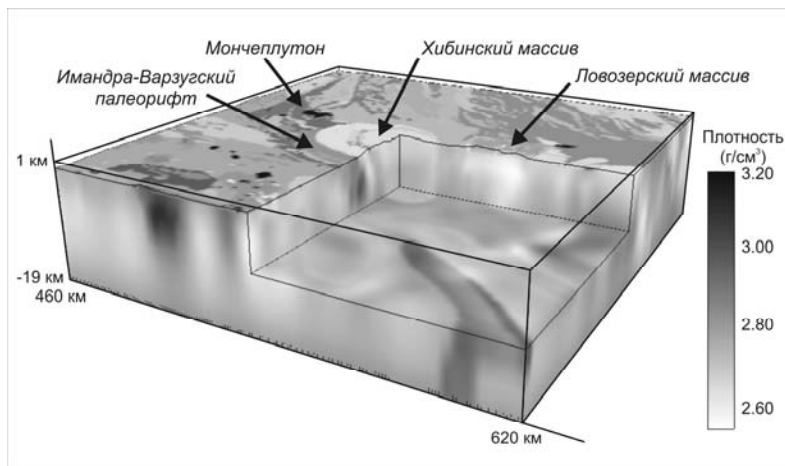


Рис. 5. Трехмерная плотностная модель строения верхней коры.

Авторы выражают признательность А.Б. Раевскому за помощь в выполнении гравиметрического моделирования в рамках общей проблемы комплексной инверсии геофизических данных. Исследования выполнены в рамках Программы фундаментальных исследований ОНЗ РАН “Геодинамика и механизмы деформации литосферы” и гранта РФФИ 07-05-00397.

Список литературы

1. Никитин А.А. Комплексная интерпретация геофизических полей при изучении глубинного строения Земли // Геофизика. 1997. 4. С. 3-12.
2. Страхов В.Н. Основные направления развития теории и методологии интерпретации геофизических данных на рубеже XXI столетия // Геофизика. 1995. № 3. С. 9-18.
3. Глазнев В.Н. Комплексные геофизические модели литосферы Фенноскандии. Апатиты: К & М, 2003. 252 с.
4. Арзамасцев А.А., Арзамасцева Л.В., Глазнев В.Н., Раевский А.Б. Глубинное строение и состав нижних горизонтов Хибинского и Ловозерского комплексов, Кольский п-ов, Россия: петролого-геофизическая модель // Петрология. 1998. Т. 6. № 5. С. 478-496.
5. Mints M.V., Glaznev V.N., Raevsky A.B. The relationship of the Palaeoproterozoic Pechenga-Imandra-Varzuga sedimentary-volcanic and Lapland-Kolvitsa granulite belts, northern Baltic shield // Charnocites and granulite facies rocks. N.G.K. Murthy, V. Ram Mohan (eds.). Madras, India: University of Madras, 1999. P. 293-304.
6. Дудкин К.О., Раевский А.Б., Глазнев В.Н. Трехмерная плотностная модель территории Мончегундского массива // Новые данные по геологии и полезным ископаемым Кольского п-ова. Апатиты: КНЦ РАН, 2005. С. 78-84.
7. Глазнев В.Н., Жирова А.М., Тюремнов В.А. Физические свойства пород Хибинского массива и его обрамления // Матер. XI Межд. научн. конф. “Строение, геодинамика и минерогенетические процессы в литосфере”. Сыктывкар: Геопринт, 2005. С. 62-64.
8. Глазнев В.Н., Раевский А.Б., Балаганский В.В., Маннинен Т. Трехмерная модель верхней коры района Киттила-Соданкюля, Финская Лапландия (север Балтийского щита) // Сб. материалов, посв. 40-летнему юбилею кафедры геофизики ВГУ. Воронеж: ВГУ, 2002. С. 11-20.
9. Дитмар П.Г., Рослов Ю.В. Нелинейная томографическая обработка сейсмических данных // Межд. геофиз. конф. SEG-EАГО. М. 1993. С. 55.
10. Глазнев В.Н., Жирова А.М., Раевский А.Б. Сейсмоденситная модель гигантских щелочных массивов Хибин и Ловозеро, Кольский п-ов // Матер. 34-й сессии Межд. семинара “Вопросы теории и практики геологической интерпретации гравитационных и магнитных полей”. М.: ИФЗ РАН, 2007. С. 78-81.
11. Глазнев В.В., Глазнев Е.В. Компьютерное моделирование трехмерных геолого-геофизических сред // Матер. 34-й сессии Межд. семинара “Вопросы теории и практики геологической интерпретации гравитационных и магнитных полей”. М.: ИФЗ РАН, 2007. С. 77-78.

ПРИРОДА И СТРУКТУРА ЭЛЕКТРОПРОВОДНОСТИ ЗЕМНОЙ КОРЫ В СВЕТЕ ИДЕЙ ПРОФЕССОРА А.С. СЕМЕНОВА

А.А. Жамалетдинов

Геологический институт КНЦ РАН, Апатиты

Творческое наследие Александра Сергеевича Семенова охватывает широкий круг проблем, прежде всего рудной и структурной геофизики. Но особое место в его трудах занимают работы, посвященные вопросам глубинной электропроводности земной коры. Он широко привлекал к этой проблеме данные геотермии и магнитологии, лабораторные исследования при высоких термодинамических параметрах, данные сейсмологии, радиоизотопии и геологии. Он считал, что геофизика как наука о физических свойствах вещества Земли обретает смысл и практическое значение при условии тесной связи с геологией. Предметом исследований геофизики являются физические поля, свойства и процессы в различных геосферах, но окончательным результатом геофизических исследований, и в том числе электромагнитных, должно быть геологическое истолкование данных в тесной связи с составом, строением и историей развития соответствующих регионов, областей и оболочек Земли.

История глубинных электромагнитных исследований земной коры берет начало с 1946 г., когда по инициативе проф. А.П. Краева и при участии проф. А.С. Семенова было выполнено первое в мире сверхглубинное зондирование в Финском заливе и на Карельском перешейке (Краев, Семенов, Тархов, 1947). Главным результатом эксперимента явилось обнаружение резкого снижения кажущегося сопротивления на больших расстояниях – свыше 40 км. При геологическом истолковании данных мнения разделились. А.П. Краев, будучи физиком, предложил связывать снижение сопротивления с влиянием увеличивающейся с глубиной температуры и эта точка зрения получила официальное признание, породив множество подтверждающих ее публикаций (Лазарева, 1964; Гельфанд, 1969; Keller etc., 1966; Вагин и др., 1985; Jones, 1981). Однако сам Александр Сергеевич скептически относился к температурной гипотезе и предлагал связывать природу слоя с присутствием электронно-проводящих пород, характеризующих особые условия геологического строения земной коры (Семенов, 1970; Семенов, 1978; Семенов, Жамалетдинов, 1981). Для доказательства этого тезиса он со своими учениками развернул исследования по двум направлениям. Первое из них связано с исследованием структуры и строения электронно-проводящих образований. Второе направление связано с разработкой “нормальной” модели электропроводности кристаллического фундамента, наблюдаемой в отсутствие влияния коровых проводников.

По вопросу о природе коровых проводников выделяются две основополагающие концепции, дополняющие друг друга, – флюидная и электронно-проводящая. Концепция флюидной природы коровых аномалий в той или иной мере основана на учете влияния на электропроводность пород возрастающей с глубиной температуры; в этом отношении она наследует идеи А.П. Краева. В основе флюидной концепции лежит идея дегидратации горных пород; появления в глубинных слоях земной коры связанных систем поровых пространств, заполненных свободными соляными растворами, выделяющимися из кристаллической решетки пород под воздействием температуры (Любимова, Фельдман, 1975; Ваньян, 1981).

Идею об электронно-проводящей природе коровых аномалий А.С. Семенов впервые опубликовал в работах (Семенов, 1970; Семенов, 1971). С целью проверки выдвинутой гипотезы были исследованы строение, геологическая позиция и структура электропроводности графитистых и сульфидно-графитистых образований Балтийского щита, а также выполнены экспедиционные исследования в Центральной России, на Украинском щите и Воронежском кристаллическом массиве, в Восточном Забайкалье, в Казахстане и на Сахалине. Были выполнены глубинные зондирования с мощными контролируемыми и естественными источниками. Результаты этих исследований позволили выполнить классификацию коровых аномалий на территории СНГ, разделив их на флюидные и электронно-проводящие (Жамалетдинов, 1996), обосновать роль электронно-проводящих образований как объекта глубинных зондирований (Жамалетдинов, Семенов, 1984) и разработать схему эволюции электропроводности земной коры в геоисторическом аспекте (Жамалетдинов, Семенов, 1998). Согласно последней, вслед за (Бельков, 1987), выделяются три стадии эволюции электропроводности литосферы со своими характерными структурами проводимости – нуклеарная, супракрустальная (архей-протерозойская) и фанерозойская. В основу принятой схемы положены три экспериментальных факта. **1.** Преобладающая масса электронно-проводящих образований в форме сульфидно-углеродистых пород разной степени метаморфизма приурочены к первично осадочным и осадочно-вулканогенным толщам пород и имеют биогенное происхождение. **2.** Электронно-проводящие породы практически отсутствуют в породах древнейшего протофундамента, сформированного на «нуклеарном» этапе развития Земли. **3.** Электронно-проводящие образования имеют ограниченную протяженность на глубину (10-15 км) и залегают в виде “покровных” структур на поверхности плохо проводящего основания – древнейшего протофундамента.

Особое внимание А.С. Семенов уделял разработке “нормальной” модели электропроводности литосферы. Он ее представил в виде модели типа “К”, в которой сопротивление пород земной коры градиентно возрастает в

пределах верхних 10 км в связи с уменьшением пористости и содержания влаги и затем экспоненциально спадает под действием возрастающей с глубиной температуры (Семенов, 1978). Результаты более поздних исследований, представленные ниже в виде таблицы, позволили внести ряд уточнений в модель А.С. Семенова, сохранив ее общую структуру. В верхней части кристаллической земной коры (до глубины 10-15 км) обнаруживаются две неоднородные проводящие области, условно выделяемые в качестве слоев - слой электронно-проводящих сульфидно-углеродистых образований ("SC-слой Семенова") и промежуточный проводящий слой дилатантно-диффузионной (флюидной) природы ("слой ДД"). Эти два типа проводящих объектов в земной коре обнаруживаются один в отсутствие другого. Промежуточный неоднородный "слой ДД", развитый в интервале глубин от 3 до 10-15 км, имеет повсеместное (планетарное) распространение в силу своей тектонофизической природы. Он обладает незначительной избыточной проводимостью в первые единицы сименсов и поэтому обнаружить его можно только в районах отсутствия "SC-слоя Семенова", т.е. в районах распространения "нормальной", сиалической коры.

№	Название слоя	Геолого-геофизическое описание слоя.	Глубина кровли и подошвы, км	Удельное сопротивление, Ом·м	Преобладающий тип проводимости	Преобладающий тип разреза	Возраст, млрд. лет
1	Осадочный.	Осадочные чехлы	0 – 20	$1 - 10^2$	Ионная	Слоистый	< 0.6
2	«SC-слой Семенова» («SC-layer»)	Электронно-проводящие сульфидно-углеродистые породы	0 – 15	$0.1 - 10^3$	Полупроводниковая, электронная	Слоисто-блоковый	0.1–3.5
3	Гранито-гнейсовый-А	Зона хрупкого, блокового состояния коры с субвертикальными разломами. (Brittle zone).	0 – 3	$10^4 - 10^6$	Ионная	Блоковый	0.6–3.5
4	Гранито-гнейсовый-Б («слой ДД»)	Зона хрупкого состояния с листрическими разломами и дилатантно-диффузионной природой проводимости коры	3 – 10	$10^3 - 10^4$	Ионная	Наклонно-слоистый.	0.6–3.5
5	Базит ультра-базитовый	Зона полухрупкого состояния (Semibrittle zone).	10 – 40	$10^5 - 10^6$	Ионно-примесная	Горизонтально-слоистый,	3.5–4.5
6	Эклогитовый).	Зона псевдо-Пластичности (Semidactile zone)	40 / 80	$10^4 - 10^5$	Примесная	Градиентный	>4.5
7	Оливиновый	Зона пластичности (Dactile zone)	80 / 200	$10^2 - 10^4$	Примесная	Градиентный	???
8	Астеносфера?	Зона частичного плавления (Zone of partial melting) .	200/300	$10 - 10^2$	Полупроводниковая	???	???

Модель электропроводности континентальной литосферы

Геоэлектрический протофундамент составляет зону полухрупкого состояния литосферы, простирающуюся с глубины 10-15 км до границы Мохо на глубине 35-40 км. Удельное электрическое сопротивление пород земной коры в пределах протофундамента, в интервале глубин 10-40 км, сначала быстро возрастает до $10^5 - 10^6$ Ом·м, отмечая переход от зоны полухрупкого состояния, где кора еще частично проницаема для флюидов, к зоне псевдопластического состояния, где поры и трещины закрываются вследствие преобладающего влияния литостатического давления, и затем экспоненциально снижается под действием возрастающей температуры.

Нижний этаж плохопроводящей литосферы в диапазоне глубин 40-80 км составляет зона псевдопластического состояния с удельным сопротивлением $10^4 - 10^5$ Ом·м, или иначе переходная зона «кора-мантия» предположительно эклогитового состава. Проводимость на этих глубинах имеет сугубо примесный характер и обеспечивается присутствием дефектов кристаллической решетки в условиях высокой температуры. Глубже 80 км залегает зона истинной пластичности (оливиновый слой), где удельное сопротивление литосферы продолжает экспоненциально уменьшаться до 10^2 Ом·м. В основании разреза, в интервале глубин 200-300 км находится гипотетический слой проводящей астеносферы (слой пониженной вязкости).

Список литературы

1. Бельков И.В. (ред.). Эволюция земной коры и эндогенной металлогенической зональности северо-восточной части Балтийского щита // Л.: Наука, 1987. 112 с.
2. Вагин С.А., Варданыц И.А., Ковтун А.А. и др. "Береговой эффект" и сопротивление коры на Кольском п-ове // Геомагнетизм и аэрономия. 1985. Т. 25. № 3. С. 468-473.
3. Ваньян Л.Л. Электропроводность земной коры в связи с ее флюидным режимом // Коровые аномалии электропроводности. Л.: Наука, 1984. С. 27-35.
4. Гельфанд Н.И. К определению нижней границы ферромагнетизма в земной коре // Геол. и геофиз. 1969. № 10.
5. Жамалетдинов А.А., Семенов А.С. Электронно-проводящие породы кристаллического фундамента - объект глубинных электрических зондирований // Коровые аномалии электропроводности. Л.: Наука, 1984. С. 8-21.
6. Жамалетдинов А.А., Шевцов А.Н., Токарев А.Д. "Нормальная" модель электропроводности литосферы Балтийского щита и ее геодинамическая интерпретация // Докл. АН. 2004. Т. 398. № 5. С. 675-679.
7. Краев А.П., Семенов А.С., Тархов А.Г. Сверхглубокое электроразведывание // Разведка недр. 1947. № 3. С. 40-41.
8. Лазарева Н.В. Применение магнитотеллурических методов в Печенгском районе // Вопр. Развед. геофизики. М.: Недра, 1964. С. 105-107.
9. Любимова Е.А., Фельдман И.С. Тепловой поток, температура и электропроводность земной коры и верхней мантии Земли // Кора и верхняя мантия Земли. Вып. 2. М.: МГУ, 1975. С. 144-190.
10. Семенов А.С. Природа электрической проводимости древнего кристаллического фундамента // Вестник ЛГУ. 1970. № 12. С. 19-26.
11. Семенов А.С. Структура и природа электрической проводимости древнего кристаллического фундамента // Уч. зап. ЛГУ. Вопр. геофизики. Вып. 21. Л. 1971. С. 3-26.
12. Семенов А.С. Электрический разрез кристаллических пород древних щитов // Уч. зап. ЛГУ. Вопросы геофизики. Вып. 27. 1978. С. 108-113.
13. Семенов А.С., Жамалетдинов А.А. Глубинные электрические зондирования // Зап. ЛГУ. Сер.геол. и геогр. 1981. № 18. С. 5-11.
14. Файнберг Ф.С., Семенов А.С. Изменение минерального состава и магнитной восприимчивости железосодержащих пород и руд в зависимости от температуры // Уч. зап. ЛГУ. Вопросы геофизики. 1960. Вып. 12.
15. Jones A.G. On a type classification of lower crustal layers under Precambrian regions // J. Geophys. 1981. V 49. P 226-233.
16. Keller G.V., Anderson L.G., Pritchard Y.I. Geological survey investigation of the crust and upper mantle // Geophysics. 1966. № 6. P 1078-1087.

О РАСПРЕДЕЛЕНИИ ПРЕОБЛАДАЮЩИХ ТИПОВ ГОРНЫХ ПОРОД В АРХЕЙСКОЙ ЧАСТИ РАЗРЕЗА СГ-3

В.Л. Ильченко, Ф.Ф. Горбачевич

Геологический институт КНЦ РАН, Анапты, vadim@geoksc.apatity.ru

Докембрийская история развития Земли (если полагать её возраст по меньшей мере 4.57 млрд. лет, а весь фанерозой 0.545 млрд. лет) и её литосферы насчитывает примерно 7/8 от возраста нашей планеты. Существует несколько точек зрения на характер архейской геодинамики [2]. Кроме того, до сих пор не ясно, применим ли принцип актуализма при изучении архейских отложений. Разрез, вскрытый Кольской сверхглубокой скважиной (СГ-3), представлен породами протерозойского (интервал 0-6842 м) и позднеархейского (интервал 6842-12261 м) возраста [4]. Практически все вулканогенно-осадочные толщи протерозоя, пройденные СГ-3, в том или ином виде выходят на поверхность и легко узнаваемы. Архейская часть, вскрытая СГ-3 и представленная метаморфическими породами: гнейсами, сланцами, амфиболитами и метасоматическими образованиями по ним (граниты, пегматиты и мигматиты), идентифицируется в приповерхностных выходах коренных пород из обрамления Печенгской структуры фрагментарно и по косвенным признакам. В связи с этим, в частности, до сих пор не существует единого мнения о дислокации на поверхности аналогов выделенных ранее десяти архейских толщ СГ-3, что затрудняет изучение динамики накопления (роста) литосферы в то время. Кроме того, знание о поверхностных выходах пород, аналогичных вскрытым СГ-3, было бы полезно и с практической точки зрения, например, в том смысле, что химические анализы проб из некоторых интервалов архейской части разреза показали наличие довольно существенных, приближающихся к промышленным, концентраций некоторых металлических полезных ископаемых [4].

История становления и развития участка континентальной коры Печенгского района подразделяется на два крупных цикла: архейский, включающий два этапа: 1) седиментация и вулканизм, 2) складчатость, метаморфизм и ультраметаморфизм; второй цикл – протерозойский, включающий четыре этапа: 1) заложение внутриконтинентального подвижного пояса, 2) андезито-базальтовый вулканизм, 3) пикрито-базальтовый вулканизм, 4) этап складчато-разрывных дислокаций и метаморфизма [3].

Первый этап формирования пород архейского комплекса состоял из накопления мощных осадочных толщ (глинисто-кремнистая формация), перемежающихся с излиянием липаритовых, дацитовых и андезитовых лав с подчиненной ролью базальтов и ультрамафитов в периоды активизации вулканической деятельности. Второй этап – это складчатость, метаморфизм, ультраметаморфизм в условиях гранулитовой фации [3]. Архейский цикл завершился консолидацией супракrustальных образований (кратонизацией) и глубоким размытием [3]. Все эти выводы являются результатом обобщения огромной работы по изучению керна СГ-3 и пород, выходящих на поверхность в Печенгском районе [1, 3, 4]. Как правило, при генерализации теряются (или остаются без внимания) некоторые, незначительные на первый взгляд, детали и сведения, которые остаются только в первоисточниках и оказываются вне поля зрения геологов, для которых собственно и пишутся такие книги.

Данная работа представляет собой попытку оценить режим накопления пород архейской части разреза путем простейшего анализа первичных материалов. Первичные материалы, в нашем случае, представляют собой информацию, содержащуюся в журналах послыйного описания керна, которые велись геологами на СГ-3 непрерывно, пока шло бурение скважины с отбором керна. Журналы содержат подробное описание керна, наименование преобладающих типов горной породы в каждом пройденном интервале, его мощность и количественное соотношение слоев, образованных различными породами и иные примечательные особенности. Генерализация, судя по всему, может способствовать существенному искажению или извращению информации по пути от первичного материала до редакции научного издания. Поскольку не весь первичный материал попадает в производственные отчеты, ещё меньшая его часть публикуется в периодических изданиях и совсем ничтожная, рафинированная, доля попадает в монографии. Если принять во внимание, что авторы первичных материалов в большинстве случаев никакого отношения не имеют к публикациям, то нетрудно себе вообразить, до какой степени неузнаваемости могут быть искажены факты. На самом деле, при описании керна из архейской части разреза СГ-3 без генерализации обойтись невозможно, поскольку разрез этот имеет значительную мощность, очень пёстрый породный состав и претерпел несколько этапов интенсивного складкообразования и метаморфизма. Выделяемые в журналах послыйного описания керна интервалы помимо главного породного компонента (например – биотитовых гнейсов), как правило, включают в себя многочисленные тела (слойки, линзы, жилы) разнообразного происхождения и состава (аплитов, амфиболитов, мигматитов и т.д. и т.п.). Обычно интервалы с такими включениями имеют незначительные мощности (первые см – первые десятки см) и упоминаются в журналах как имеющие место, но без количественной их оценки. Вполне естественно, приведенный анализ обладает некоторой условностью. При этом мы постарались учесть всё, что только поддавалось учёту.

Наиболее распространенными в архейской части разреза СГ-3 являются три группы пород: гнейсы, амфиболиты и сланцы (табл. 1). Мигматиты, пегматиты и граниты занимают относительно небольшую часть разреза и являются вторичными образованиями преимущественно метасоматического происхождения. Группа гнейсов объединяет биотитовые и двуслюдяные гнейсы (ВГМ – с преобладанием высокоглиноземистых минералов, ВКМ – с преобладанием высококальциевых минералов [1-3]), группа сланцев – всевозможные петрографические разновидности пород сланцеватого облика, группа амфиболитов – представлена измененными метабазами – метаморфизованными пластовыми телами, которые маркируют и разделяют гнейсовые толщи, а также интрузивы.

зиями, внедрившимися со структурным несогласием позднее в уже сформированный гнейс-амфиболит-сланцевый архейский комплекс пород. При этом все амфиболиты (12 типов) обладают большим петрофизическим и петрохимическим сходством [4].

Таблица 1. Распределение наиболее распространенных типов пород в толщах архейской части разреза, вскрытого Кольской сверхглубокой скважиной (%), границы толщ по [1].

Толщи	Гнейсы	Амфиболиты	Сланцы	Мигматиты	Граниты	Пегматиты
I	31.21	22.64	37.10	1.04	5.43	2.58
II	36.71	36.08	2.76	19.91	4.53	-
III	56.84	24.68	7.89	-	10.58	-
IV	42.72	28.67	21.94	-	6.66	-
V	61.22	-	38.78	-	-	-
VI	53.57	14.39	18.29	-	13.74	-
VII	54.38	16.29	21.18	-	0.90	7.24
VIII	62.79	13.44	5.23	7.10	7.42	4.01
IX	53.05	30.11	16.84	-	-	-
X	42.57	28.67	15.26	2.03	3.33	8.15
Весь разрез	37.54	26.53	14.89	11.33	6.8	2.91

Сначала анализировалось полное описание разреза с разбраковкой его на слои и толщи, близкие по составу, учитывалась мощность этих элементов разреза. Затем полученные для каждой породной разновидности данные нанесены на графики. На них по вертикали откладывались данные о количестве выделенных слоев (в % от общего числа), по горизонтали фиксировалась мощность слоев, для удобства мощность слоев группировалась в 5-метровые интервалы: от 0 до 5 м, от 5 до 10 м и т.д. (рис. 1, 2).

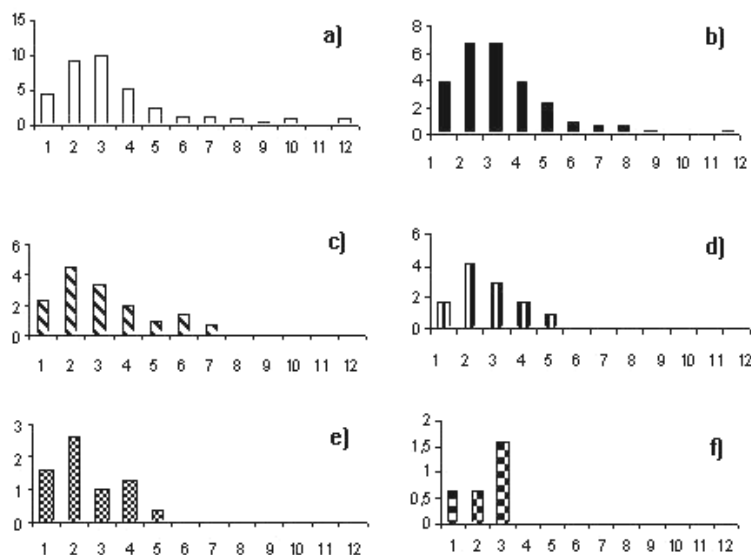


Рис. 1. Распределение по мощности выделенных породных интервалов отдельно для каждой группы пород в архейской части разреза СГ-3.

а) гнейсы, б) амфиболиты, в) сланцы, г) мигматиты, е) граниты, ф) пегматиты. По вертикали – количество породных интервалов (в %), по горизонтали – мощность породных интервалов: 1 – 0-5 м, 2 – 5-10 м, ..., 12 – 55-60 м.

На графиках (рис. 3, 4) обеих частей разреза показано, что преобладающим типом пород являются гнейсы и амфиболиты, затем – сланцы. Количественный характер распределения этой триады схож для обоих графиков. Отсутствуют интервалы мощностью от 50 до 55 метров. Всего для верхней части разреза выделено 217 относительно однородных по петрографии породных интервала, для нижней части – всего 93. При этом можно отметить, что нижняя часть архейской толщи отличается преобладанием интервалов большей мощности, например: для гнейсов – интервалов мощностью 10-15 м – 20, 15-20 м – 13, 20-25 м – 8 %, чем в верхней, где интервалов 5-10 м – 12.5, 10-15 м – 8.5, 0-5 м – 5.5, 15-20 м – 3.5 %. Соответственные распределения для амфиболитов и сланцев имеют примерно такую же тенденцию.

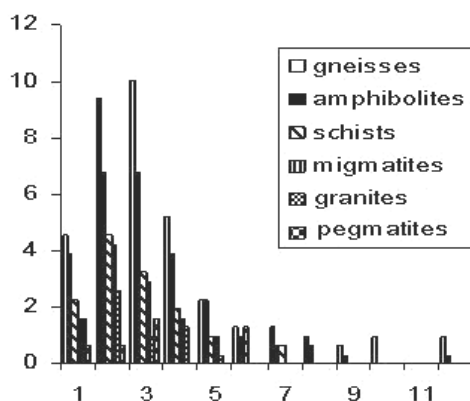


Рис. 2. Обобщенное распределение для всех пород из архейской части разреза СГ-3.
По осям отложены параметры как на рис. 1.

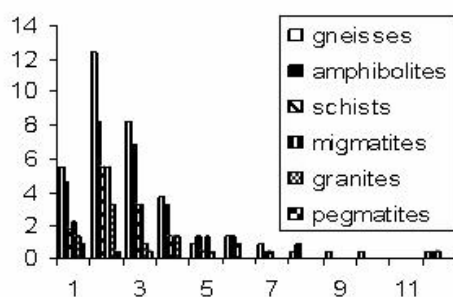


Рис. 3. Распределение преобладающих типов пород в толщах I-IV архейской части разреза СГ-3.
По осям отложены параметры как на рис. 1.

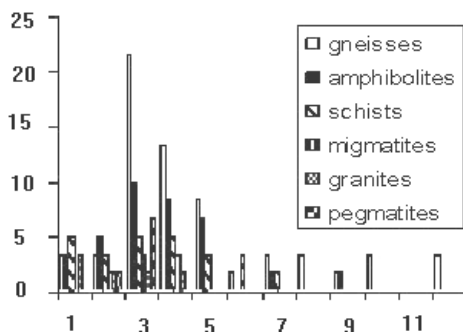


Рис. 4. Распределение преобладающих типов пород в толщах V-X архейской части разреза СГ-3.
По осям отложены параметры как на рис. 1.

Отсюда можно сделать вывод, что на том отрезке времени архейской истории, который соответствует накоплению вскрытой СГ-3 толщи, происходило постепенное “ускорение” чередования геодинамических режимов (укорачивание их циклов), ответственных за накопление тех или иных пород, сопровождающееся уменьшением мощностей толщ и увеличением их количества. Ускорение актов цикличности может быть обусловлено учащением пульсационных колебательных процессов [5], по-видимому, происходящих в недрах нашей планеты как в настоящее время, так и в архее. Уменьшение мощностей толщ циклитов может быть обусловлено также постепенным понижением, в результате денудации, областей сноса осадочного вещества. Чем области сноса ниже, тем менее они подвержены размыву.

Выводы и заключение

Анализируя гистограммы распределения гнейсов, амфиболитов и сланцев можно сделать вывод, что накопление архейской части разреза, вскрытого СГ-3, характеризуется своеобразной цикличностью. Циклиты представлены триадами, состоящими из гнейсов, амфиболитов и сланцев – комплекса, первично образованного из терригенных и вулканогенных материалов. Анализ данных, вынесенных на графики, показывает, что эти циклиты имеют тенденцию к укорачиванию или уменьшению их мощностей со временем, т.е. они были более продолжительными в ранний

период накопления вскрытой СГ-3 архейской толщи и постепенно становились всё короче, чтобы прекратиться к началу протерозоя, после чего начался этап заложения и развития Печенгской структуры (грабенсинклинали [3]), заключающийся в накоплении на погружающемся участке консолидированного архейского фундамента протерозойских вулканогенно-осадочных толщ.

Если применить метод актуализма и учесть, что Кольской сверхглубокой скважиной вскрыта лишь часть архейской толщи, то можно предположить, какой была её предыстория. Вероятно, с момента появления первичной земной коры её участок, ныне известный как “Печенгский район”, оказался в роли бассейна осадконакопления, аллювиальной равнины, поверхность которой лежала ниже окружающего обрамления, представлявшего собой древнейшие “горные сооружения”. Такое положение обеспечивало снос в долину первичных осадков, пульсационно-циклическое накопление осадочного чехла с конседиментационным прогибанием, внедрением сюда же различных интрузий и излиянием на поверхность магматических расплавов. Сначала циклиты были небольшими. Потом, по мере ускорения роста горных сооружений в обрамлении печенгской палеодепрессии, и, соответственно, с усилением денудационных процессов – циклиты становились всё более мощными, а затем – как это следует из приведенных выше графиков – размеры циклитов вновь стали уменьшаться, поскольку, скорее всего, прекратилось воздымание обрамления и приносимый в долину объем денудационного материала пошел на убыль. Процесс прогибания, соответственно, стал замедляться и вскоре прекратился совсем. Наступило кратковременное равновесие, после чего (в конце архея – начале протерозоя) пришло время для складчатости, метаморфизма, ультраметаморфизма, кратонизации, размыва и заложения здесь внутриконтинентального подвижного пояса с накоплением, помимо прочего, вулканогенно-осадочных печенгских толщ.

Главенствующая роль процессов осадконакопления в формировании архейского фундамента Печенгской структуры представляется несомненной, не взирая на наличие существенного количества встреченных и описанных в [1, 3, 4] в разрезе пород (амфиболитов, гранитов и гнейсов) магматического генезиса.

Работа выполнена при поддержке РФФИ, грант 07-05-00100-а.

Список литературы

1. Архейский комплекс в разрезе СГ-3. Апатиты: КНЦ РАН, 1991. 188 с.
2. Грачев А.Ф. Первый миллиард лет развития Земли (3.8-2.8 млрд. лет): анализ осадочных и магматических формаций и геодинамика //Физика Земли. 2005. № 11. С. 8-34.
3. Кольская сверхглубокая. Исследование глубинного строения континентальной коры с помощью бурения Кольской сверхглубокой скважины. М: Недра, 1984. 490 с.
4. Кольская сверхглубокая. Научные результаты и опыт исследований. М.: МФ “Технонефтегаз”, 1998. 260 с.
5. Фролов В.Т. Литология. Кн. 3. М.: МГУ, 1995. 352 с.

ВОЗМОЖНОСТИ СЕЙСМИЧЕСКИХ МЕТОДОВ ПРИ ДЕТАЛЬНОМ ИЗУЧЕНИИ СТРОЕНИЯ ЗЕМНОЙ КОРЫ РАЙОНА ПОЛУОСТРОВОВ СРЕДНИЙ-РЫБАЧИЙ (СУША-МОРЕ)

Э.В. Исанина ¹, Н.А. Крупнова ¹, В.И. Пожиленко ², В.М. Ступак ³, Н.В. Шаров ⁴

¹ ФГУПП "Урангео" СЗФ "Невскгеология", С.-Петербург; ² Геологический институт КНЦ РАН, Апатиты

³ ПСМО "Спецгеофизика", С.-Петербург; ⁴ Институт геологии КарНЦ РАН, Петрозаводск

Введение

К настоящему времени на СЗ Кольского п-ова выполнен большой объем геолого-геофизических исследований. Основные результаты представлены, в частности, в [4-7]. Сейсмические работы, проведенные за последние три десятилетия на территории региона, были весьма разнообразны по масштабам изучения строения земной коры и методам. Некоторые результаты до сих пор неоднозначны и весьма противоречивы [4]. Следует подчеркнуть принципиальное значение рассматриваемой территории для познания глубинного строения переходной зоны суша-море. Здесь на сравнительно ограниченной площади соприкасаются структуры раннего докембрия северной части Балтийского щита и рифея-фанерозоя шельфовой плиты Баренцева моря. Обнаруженные на шельфе месторождения нефти и газа, а также разрабатываемые медно-никелевые месторождения в Кольско-Норвежском блоке делают очевидной необходимость тщательного доизучения глубинного строения участка суши полуостровов Средний-Рыбачий и прилегающей части Баренцевоморского шельфа.

Некоторые результаты сейсморазведочных работ

В 1988-1997 гг. СЗФ "Невскгеология" выполнены исследования МОВЗ-МРС (метод обменных волн от землетрясений – метод разведочной сейсмологии) на территории Печенгского р-на Мурманской обл. Проведены профильно-площадные исследования м-бов от 1:50000 до 1:500000. При работах этим методом помимо регистрации сейсмических волн от землетрясений регистрируются сигналы искусственных сейсмических источников возбуждения (взрывы в скважинах, шахтах и карьерах, сигналы пневмоизлучателя из акватории). В 1995 г. одновременно с проведением работ МРС на профиле III (Приречный – Лиинахамари) выполнялась регистрация сигналов пневмоизлучателей из акватории Баренцева моря (профиль АР-1).

При совместном анализе многолетних сейсмических исследований района бурения Кольской сверхглубокой скважины СГ-3, геологических и сейсмических данных по южному участку морского геотраверса АР-1 авторами была построена объемная сейсмотомографическая модель северо-западного склона Балтийского щита и двумерная модель переходной зоны суша-море [2, 8]. По профилю III построен комплексный разрез, включающий глубинный разрез МОВЗ и сейсмотомографический (СТ) разрез. Выделена зона понижения скорости продольных и поперечных волн на глубинах 6 – 14 км. Обнаружена тенденция продолжения зоны инверсии скоростей в южной части Баренцевоморской шельфовой плиты.

При рассмотрении материалов МОВЗ и сейсмотомографии можно отметить, что волноводная зона разделяет разрез на два горизонтальных блока: от поверхности до глубины около 6 км и от 15 км и глубже, а зоны тектонических нарушений различной глубины заложения определили дифференциацию разреза по латерали. Область повышенной скорости, выделенная на глубинах 18-22 км, расположена на участке земной коры, где к глубинному Луоттинскому разлому прилагается менее мощная северная ветвь. Возможно, поднятие границы Мохоровичича на 3-4 км южнее Луоттинского разлома, связано со сложными процессами рифтогенеза, в результате чего и появился из верхов мантии в этой внутрикоровой структуре высокоскоростной геологический объект. Хотя, наиболее вероятно, что современное положение "границы Мохо" есть суть современного физического состояния вещества коры. Необходимо помнить, что со времени формирования Печенгско-Варзугского палеорифта прошло около 2 млрд. лет, и на последнем этапе его жизни свекофенские проницаемые зоны прожили условно краткий эпизод. Их пространственное положение ограничено и нет никаких подтверждений тому, что они могли быть на достаточном удалении, т.е. в пределах современной границы щит-плита и быть перспективными на открытие более крупного стратиформного полиметаллического оруденения, как это считают В.И. Казанский, К.В. Лобанов [2]. Наиболее вероятно, переходная зона суша-море Баренцевоморского шельфа согласно схеме нефтегеологического районирования Баренцево-Карского региона может быть перспективной на поиски нефтегазоносных структур.

По результатам региональных работ МОВЗ-МРС, полученным СЗФ "Невскгеология" в 1993 г. по профилю Печенга-Рыбачий выделены две глубинные (сквозькоровые) зоны тектонических нарушений, отождествляемые с Воронье-Колмозерской (В-К) и Тролльфиорд-Рыбачий-Кильдин (Т-Р-К) системами разломов, между которыми заключен узкий фрагмент земной коры Мурманского блока. Высокая обменоспособность в верхней части разреза (до глубины 10 км) указывает на высокое напряженное состояние этого участка земной коры. К сожалению, для района п-овов Средний-Рыбачий нет системы сейсмических наблюдений, позволяющих провести сейсмотомографический анализ и построить модель переходной зоны от Балтийского щита к шельфу Баренцева моря в динамических и скоростных параметрах.

Выполненные работы ФГУГНПП Спецгеофизика методом ОГТ на п-овах Средний и Рыбачий позволили получить представление о весьма сложной структуре верхней части земной коры. Структура сейсмического

разреза МОГТ достаточно четкая до глубины примерно 2.5 км. Здесь отмечается целая серия динамически выраженных (сильных) отражающих границ. Их реальное существование не могло вызывать никаких сомнений. Эти границы должны были быть зафиксированы в материалах бурения, хотя их положение по глубине могло отличаться от буровых данных на несколько процентов, в силу погрешности определения скоростей сейсмических волн. Сам структурный характер сейсмического разреза позволял уверенно говорить о наличии мощного расслоенного осадочного чехла верхнего протерозоя, по крайней мере, до глубины около 2.5 км. Ниже в разрезе картина МОГТ становится существенно нерегулярной (неслоистой). Но, тем не менее, предполагалось продолжение рифейских осадочных образований. Подтверждением мог служить глубинный структурный разрез МДС, где достаточно отчетливо рисовалась мощная клиноформа, образованная на склоне Балтийского щита. Подошва клиноформы предполагалась на глубине 8 км, где, возможно, могла находиться поверхность кристаллического фундамента AR-PR₁.

Были построены сейсмогеологические разрезы до глубин 14-6 км, один из которых был опубликован в монографии [4, стр. 94] и приведен на рисунке 1. Геологическая интерпретация МОГТ вряд ли могла быть однозначной в связи с неоднозначностью трактовки стратиграфической последовательности свит и серий терригенных пород рифея, выделенных на п-овах Средний и Рыбачий, между собой, а также с образованиями сопредельных рифейских структур. Наиболее четко выделена граница *L*. Глубина отложений до этой границы вблизи перешейка между Средним и Рыбачьим около 1.8 км. В месте положения пробуренной на Среднем скважины П-1 [3] граница *L* расположена на глубине около 1.2 км, т.е. практически точно соответствует границе между рифейскими породами и фундаментом (1100 м), вскрытой скважиной П-1.

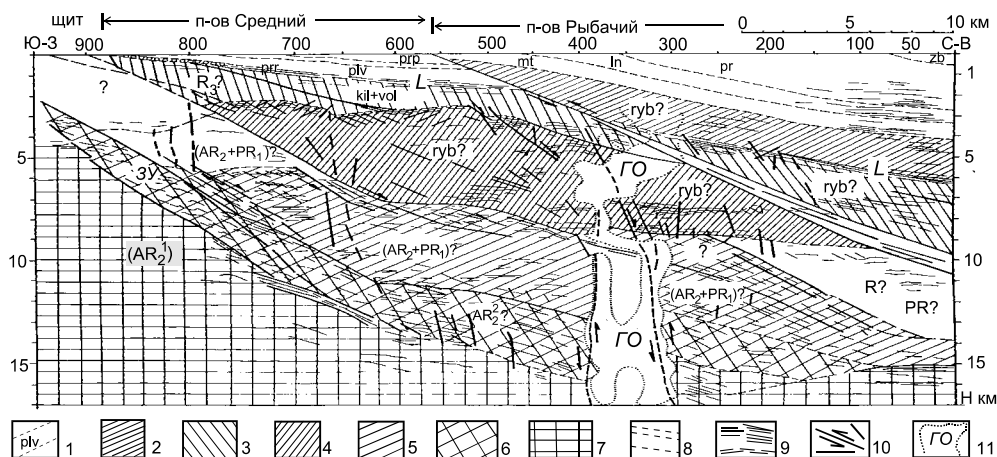


Рис. 1. Сейсмогеологический разрез по профилю I-I р. Титовка – п-ов Средний – п-ов Рыбачий. Составил В.И. Пожиленко [3].

1 – подписи на рисунке: свиты, составляющие верхнюю часть разреза (mt – мотовская, ln – лонская, pr – перевальная, zb – зубовская, tsp – цыпнаволоцкая, sk – скорбеевская, prp – перьярвинская, plv – палвинская, prp – поропелонская); *L* – граница, четко выраженная отражающими площадками. 2–7 – фрагменты коры, сложенные образованиями, стратиграфическая принадлежность которых предположительна: 2 – возможные отложения рыбачинской серии; 3 – возможные отложения рыбачинской серии в северо-восточной части разреза и кильдинской и волоковской серий в юго-западной части разреза; 4 – возможные отложения рыбачинской серии; 5 – возможные отложения нижнего протерозоя, либо нижнего протерозоя и верхнего архея; 6 – возможные верхнеархейские образования с многочисленными зонами ультрабластомилонитизации (ЗУ); 7 – верхне- и позднеархейские образования. 8 – предполагаемые геологические границы свит. 9 – отражающие площадки. 10 – разрывные нарушения. 11 – гомогенные области разреза, в пределах которых отсутствуют отражающие площадки.

Предположения о наличии на п-ове Средний ниже границы *L* отложений рифея (*R*₃?, *ryb*? серии), показанных на рис. 1, не оправдались. С глубины 1100 и до 4500 м скважиной вскрыты метаморфические породы (гнейсы, мигматиты, амфиболиты и др.), вероятно, раннего докембрия, с дайками кайнотипных долеритов [3]. Такое существенное несоответствие объясняется, скорее всего, ошибкой в определении скоростных параметров и, как следствие, - ошибочной геологической интерпретацией разреза. Конечно, в столь сложнопостроенной среде, каковой является участок земной коры п-овов Средний – Рыбачий, осуществлять закладку параметрической глубокой скважины по профилю, выполненному единственным геофизическим методом ОГТ было весьма опрометчиво.

При сопоставлении северной части разреза МОВЗ по профилю Печенга – Рыбачий, где хорошо прослежена в обменных волнах граница с глубиной 2.2-2.7 км, с разрезом по профилю суша-море [2] можно предположить, что на юге по-ва Рыбачий мощность рифейских отложений (кровля кристаллического фундамента) находится на глубине 2.2-2.7 км. Но если граница *L* а разрезе по п-ову Рыбачий имеет такой же физический и геологический смысл, как на п-ове Среднем, то мощность рифейских отложений может достигать 5-6 км, при ус-

ловии, что толща (ryb?) мощностью около 1.5 км над границей *L* сложена породами рыбачинской серии. Для корреляции геолого-структурных построений необходимо выполнить детальные сейсмические работы МРС на п-овах Средний и Рыбачий с целью построения объемной сейсмотомографической модели региона. Участок предлагаемых детальных работ выделен на рис. 2.

Существует неплохая возможность уверенной регистрации при работах МРС записей от далеких землетрясений и пневмоизлучателей из акватории. Длина годографа может достигать 200-250 км, что позволит построить разрезы на глубину всей земной коры до верхов мантии. Расположение карьеров Мурманской области с источниками мощных взрывов исключительно благоприятно для получения встречных годографов по отношению к морским источникам (северное направление). На суше будут уверенно регистрироваться как продольные, так и поперечные волны, что позволит пронаблюдать дифференциацию таких физических параметров как V_p , V_s и коэффициент Пуассона. Расположение точек регистрации и источников должно обеспечить информацией о глубинном строении площади около 5000 км². Кроме наблюдений на земной поверхности, необходимо выполнять наблюдения внутри геологической среды в скважинах на п-ове Среднем и в СГ-3.

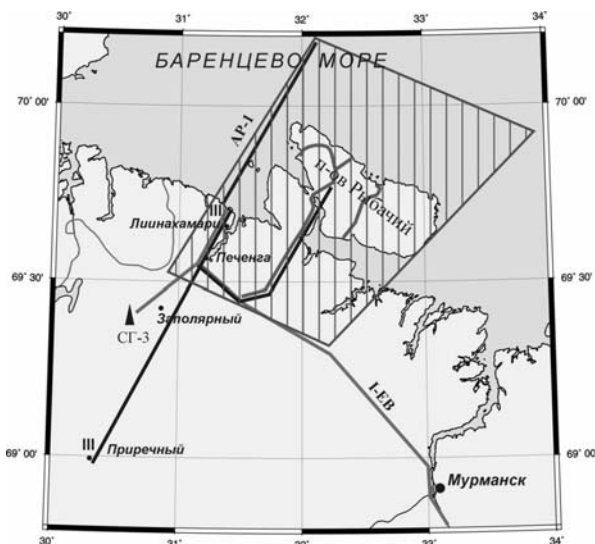


Рис. 2. Предлагаемый для комплексных исследований участок (контур заштрихован). Линиями обозначено положение профилей.

Особенности глубинного строения, полученные при совместном анализе и интерпретации уже имеющихся и вновь полученных данных позволят ответить на вопрос о взаимодействии главных тектонических элементов Балтийского щита: Кольско-Норвежского и Мурманского блоков и примыкающих к ним с севера структур неметаморфизованных рифейских отложений, разделенных линеементам Тролльфиорд-Рыбачий-Кильдин. Новые сведения о глубинном строении позволят уточнить перспективы обнаружения на площади работ крупных месторождений углеводородного сырья.

При высоком минерагеническом потенциале переходной зоны суша-море затраты на более обоснованный прогноз обнаружения крупных месторождений путем проведения детальных сейсмических работ МРС и наблюдений в скважине будут оправданы в ближайшие годы. Район п-овов Среднего и Рыбачьего является наиболее доступным для изучения с поверхности на суше участком зоны сочленения кристаллических пород раннего докембрия с рифейскими шельфовыми терригенными образованиями.

Авторы предлагают расположить систему трехкомпонентных наблюдений на суше и в акватории одновременно, что позволит получить непрерывную информацию о строении Земной коры (ЗК) в зоне перехода суша-море. С учетом материалов ГСЗ – МРС, полученных на участке СГ-3 – Баренцево море на профилях IEB-IAP-III МРС-МОВЗ (суша-море) новые данные позволят дополнить базовую матрицу сейсмотомографических данных в р-не Печенгско-Аллареченской площади, распространив построение объемной сейсмотомографической модели строения ЗК в область неизученной части Кольского п-ова глубинными методами – область сочленения Баренцевоморской шельфовой плиты с геологическими структурами п-овов Среднего и Рыбачьего.

Обоснование комплексного подхода к изучению опорных структур и рудных районов

Единой технологии непрерывного изучения геологического разреза литосферы с заданной точностью и достоверностью каким-либо одним сейсмическим методом в настоящее время не существует не только в России, но и за рубежом. Попытки “углубить” наиболее элитарные методики типа МОГТ в силу технических, а главное экономических причин не представляются реальными в широком масштабе, по крайней мере, в ближайшие годы. В сложившейся обстановке необходимо все-таки определить некий оптимум между технологическими, экономическими и геологическими показателями, позволяющий преодолеть ограничения экстремальных подходов. Наиболее целесообразным представляется совмещение технологий ОГТ-МРС-ГСЗ. Следует подчеркнуть, что физическая основа ГСЗ, МРС и ОГТ одна и та же, поэтому рассуждения о принципиальных различиях методов – неуместны. Каждый из этих методов имеет как свои преимущества, так и недостатки, основанные на природе, физических характеристиках используемых типов волн.

ОГТ наиболее распространенный метод сейсмических исследований, основанный на определении отражающих характеристик среды и использующий, соответственно, отраженные волны. Самый распространенный сейсмический метод, безусловно доказавший свою состоятельность, особенно эффективен при восстановлении структур с явно выраженными квази-горизонтальными границами, в первую очередь в осадочном чехле. ОГТ позволяет получить высокоразрешенный как по горизонтали, так и по вертикали разрез до кровли фундамента. В средах, не содержащих контрастных отражающих горизонтов и имеющих крутые углы наклонов границ или тектонических нарушений возможности метода значительно снижаются. Например, при исследовании кристаллического фунда-

мента Балтийского щита ОГТ в лучшем случае позволяет выделить только кровлю и подошву фундамента, местами - границу Мохо и, возможно, границу между верхней и нижней корой.

ГСЗ оперирует, главным образом, с преломленными и закритическими отраженными волнами и одним из его главных плюсов является возможность восстановления не только протяженных, ярко выраженных преломляющих границ, но и неоднородностей с плавными изменениями скоростных параметров. Другое важное преимущество ГСЗ – глубинность исследований, значительно превышающая возможности ОГТ. Суммарно ГСЗ позволяет получить достаточно дифференцированный разрез земной коры и верхней мантии. В тоже время необходимо отметить, что разрешенность метода, особенно для верхней части разреза (осадочного слоя), резко уступает работам ОГТ.

МРС базируется на использовании волн от разноудаленных сейсмических источников (землетрясений, взрывов) с целью построения разреза среды под точками приема от землетрясений и все типы волн (отраженные, преломленные, обменные, продольные и поперечные) от взрывов. МРС в основном регистрирует преломленные продольные и обменные волны и позволяет восстановить характеристики обменоспособности среды – свойства среды конвертировать продольные волны в поперечные. Данный параметр практически не изучается в ОГТ, ГСЗ и представляет собой дополнительную информацию для геологических и геодинамических построений. МРС также характеризуется максимальной глубинностью исследований среди всех трех методов и, соответственно, разрешенностью, зависящей от типа источников.

Как видно из обзора, перечисленные методы не противоречат, а удачно дополняют друг друга. Идея их совместной интерпретации состоит в том, что недостатки одного метода могут быть частично устранены за счет преимуществ другого, что в конечном итоге позволит получить более достоверную геологическую модель исследуемого региона. Реализация данного подхода должна состоять в итерационном построении непротиворечивой модели по данным всех методов в направлении от менее разрешенных построений к более разрешенным или от менее глубинных к более глубинным. Трехкомпонентная регистрация смещения почвы на профилях (ГСЗ-МРС-ОГТ) позволяет проводить комплексную интерпретацию преломленно-рефрагированных, отраженных продольных, поперечных и обменных волн и на основе согласованных скоростных законов выполнять построение глубинных разрезов, уточненных с помощью решения прямой задачи. Новый этап интерпретации материалов связан также с переходом к трехмерному изучению среды методом сейсмической томографии.

Глубинное строение земной коры сопредельных участков суша-море конечно, должно изучаться комплексом сейсмических методов в профилно-площадной модификации, использующих широкий спектр источников (взрывы, пневмоизлучатели, землетрясения) и трехкомпонентную запись: ГСЗ, МРС, МОВ-ОГТ с построением объемных глубинных и сейсмотомографических моделей строения земной коры.

Таким образом, глубинные и сейсмотомографические разрезы по линии СГ-3 – скважина Пограничная – Баренцево море и срезы, построенные в результате предлагаемых детальных работ позволят определить расслоенность структур и тектоническую обстановку, оценить влияние зон Воронье – Колмозерской и Тролльфиорд – Рыбачий на глубинное строение региона и морфологию внутрикоровых границ. Полученные результаты позволят минимизировать затраты на выбор перспективных площадей для организации поисковых работ на п-овах Средний - Рыбачий и прилегающем шельфе Баренцева моря. Предсказания и прогноз – дело неблагодарное, но периодически их приходится делать. Чем обширнее и качественнее материалы, обосновывающие прогноз, тем надежнее сам прогноз.

Работа выполнена при поддержке РФФИ, гранты 05-08-01340 и 05-05-65081.

Список литературы

1. Исакина Э.В., Верба М.Л., Иванова Н.М. и др. Глубинное строение и сейсмогеологические границы Печенгского района на Балтийском щите и смежной части шельфовой плиты Баренцева моря // Геол. руд. месторождений. 2002. Т. 42. № 5. С. 476-487.
2. Казанский В.И., Лобанов К.В. и др. От разреза Кольской сверхглубокой скважины к глубинной модели района бурения: корреляция структурно-петрологических, петрофизических и сейсмических данных // Росс. геофиз. Журнал. 2006. № 41-42. С. 7-15.
3. Куликов Н.В., Коновалов В.А., Медведев С.А., Чигвинцев В.Д. Новые данные о геологическом строении севера Кольского п-ова // Разв. и охрана недр. 2007. № 4. С. 22-25.
4. Пожиленко В.И., Гавриленко Б.В., Жиров Д.В., Жабин С.В. Геология рудных районов Мурманской обл. Апатиты: КНЦ РАН. 2002. 359 с.
5. Сейсмологическая модель литосферы Сев. Европы: Лапландско-Печенгский район. Апатиты: КНЦ РАН, 1997. 226 с.
6. Сейсмологическая модель литосферы Сев. Европы: Баренц регион. Апатиты: КНЦ РАН, 1998. Ч. I - 237 с. Ч. II - 205 с.
7. Строение литосферы российской части Баренц-региона. / Отв. ред. Н.В. Шаров, Ф.П. Митрофанов, М.Л. Верба, К. Гиллен. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2005. 318 с.
8. Шаров Н.В., Исакина Э.В., Крупнова Н.А. Глубинное строение района бурения Кольской сверхглубокой скважины // Уральский геофиз. вестник. 2005. № 8. С. 68-78.

АНИЗОТРОПИЯ УПРУГИХ СВОЙСТВ ГОРНЫХ ПОРОД В РАЗРЕЗЕ ФИНСКОЙ СКВАЖИНЫ ODB ДО ГЛУБИНЫ 1 КМ

М.В. Ковалевский, О.М. Тришина

Геологический институт КНЦ РАН, Анатумы, koval@geoksc.apatity.ru

Исследовательская скважина ODB, заложенная в ЮВ части Балтийского щита около отработанного полиметалльного месторождения Оутокумпу (Финляндия, г. Оутокумпу,) достигла предельной глубины 2516 м. Наряду с более ранними исследованиями, выполненными в разрезе Кольской и др. сверхглубоких скважин, изучение физических, в т.ч. упругих, параметров массива, вскрытого скважиной, позволит более полно представить упруго-анизотропные свойства кристаллических пород ЮВ части Балтийского щита. Изучение свойств пород показало, что все они являются упругоанизотропными и относятся к поперечно-изотропному и орторомбическому типам симметрии. Наблюдается незначительные изменения величин скорости распространения продольных и поперечных волн с увеличением глубины. Выявлен ряд эффектов, возникающих при распространении волн через анизотропные среды.

Введение

В ЮВ части Балтийского щита (Финляндия) пробурена скважина ODB, предназначенная для исследования строения массива, в котором расположено отработанное полиметалльное месторождение Оутокумпу. У поверхности находится толща (до 20 м) четвертичных осадков (ил, песок, гравий). Ниже скважиной вскрыты докембрийские магматические породы и породы, представленные слюдястыми и черными сланцами [7]. В диапазоне от 20 до 400 м преимущественно залегают слюдястые сланцы. В диапазоне от 400 до 1000 м расположены слюдястые сланцы с прослойками черных сланцев. Целью исследования явилось определение упругих и неупругих характеристик образцов пород, отобранных в пределах глубины до 1000 м, включающих: явление упругой анизотропии; эффекты, влияющие на распространение ультразвуковых волн в средах; скорости распространения упругих продольных и поперечных волн, коэффициенты и показатели анизотропии и др. Для этой цели проведены исследования упругих и неупругих свойств 14 образцов пород из разреза ODB. Определения выполнены на основе последних усовершенствований акустополяризационного метода и приборов для определения упругих свойств [2-4]. Полученные данные являются продолжением цикла изучения образцов пород глубоких и сверхглубоких скважин (Кольская СГ-3, Уральская СГ-4, немецкая КТВ) [5, 6].

Методика

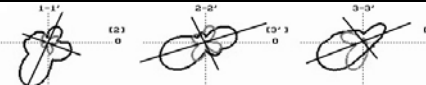
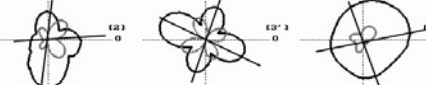
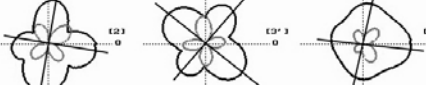
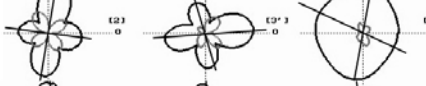
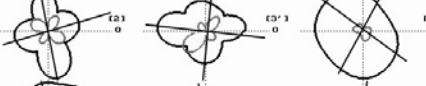
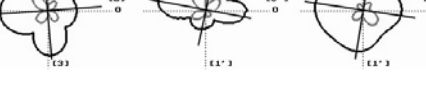
Отобранные для исследований образцы представляют следующие породы: силлиманит-биотитовый сланец (обр. ODB-94_00), биотитовый сланец с графитом (ODB-202_20, ODB-247_45, ODB-391_70, ODB-506_10, ODB-1000_50), гранат биотитовый сланец с графитом (ODB-153_20, ODB-319_25, ODB-599_00, ODB-703_25, ODB-801_40, ODB-900_25), гранат-биотит хлоритовый сланец с графитом (ODB-351_90), биотит-силлиманитовый сланец с графитом (ODB-450_55). Образцы изготавливались в форме куба. Нормали к трем взаимно-перпендикулярным граням образца обозначены как направления 1, 2 и 3. Причем направление 3 выбрали совпадающим с осью скважины, а направления граней 1 и 2 являются произвольными.

Для диагностики анизотропии, определения числа и направленности элементов упругой симметрии применен акустополяризационный метод [2]. Принципиальная схема наблюдений по этому методу, не отличается от схемы, применяемой при поляризационных измерениях в оптике [1] и выполняется при помощи акустополяризоскопа [2]. Отличительной особенностью новой конструкции прибора является наличие автоматизированного привода поворотной платформы, и передача данных измерений непосредственно в ПЭВМ в реальном режиме времени [4]. Наиболее подробно методика проведения измерения описывается в работах [2,5]. Результаты представлены в табл. 1 и на рис. 1, 2.

Обсуждение результатов

Анализ полученных результатов показал, что на характер акустополяриграмм влияют шесть встречающихся в различных сочетаниях и степени факторов: упругая анизотропия, эффект линейной акустической анизотропии поглощения (ЛААП), явление углового несогласия элементов упругой симметрии и направленности элементов ЛААП [3], эффект деполяризации сдвиговых волн (ДСВ), микротрещиноватость и неоднородности. Практически все изученные образцы пород упругоанизотропны, т.к. на акустополяриграммах, полученных в положении векторы скрещены (ВС) наблюдаются фигуры, отличные от круговых (табл.). Практически во всех случаях проекции элементов упругой симметрии выделяются достаточно отчетливо [2]. При этом на всех акустополяриграммах возможно провести прямые линии, соединяющие минимумы изменения амплитуды сигнала, измеренного в положение ВС и тем самым определить пространственное положение проекций элементов упругой симметрии [2].

Таблица 1. Результаты измерений.

N	H	ρ	D	Матрица V_{ij} м/с	V_{pc}	V_{sc}	A_p	B_s	Акустополярнограммы образцов
ODB-94_00	94,00	2,80	0,22	5064 3250 2511	4378	2777	28,7	36,4	
			0,64	3192 4697 2463					
			0,65	2591 2657 3375					
ODB-153_20	153,20	2,62	0,19	5455 3623 2963	5357	3167	18,5	28,1	
			0,10	3609 6004 2967					
			0,15	2884 2958 4612					
ODB-202_20	202,20	2,72	0,22	5952 3719 3245	5944	3423	10,3	16,5	
			0,13	3735 6374 3420					
			0,09	3257 3161 5506					
ODB-247_45	247,45	2,70	0,05	5957 3684 3298	5907	3435	11,3	15	
			0,07	3662 6350 3320					
			0,05	3368 3280 5413					
ODB-319_25	319,25	2,62	0,04	6261 3776 3411	5815	3468	12,9	11,9	
			0,12	3595 5954 3389					
			0,07	3350 3287 5230					
ODB-351_90	351,90	2,75	0,07	6286 3815 3994	5666	3650	18,2	7,5	
			0,11	3629 5846 3694					
			0,50	3481 3289 4865					
ODB-391_70	391,70	2,70	0,08	5448 3470 3110	5501	3336	13,6	17	
			0,05	3693 6056 3246					
			0,08	3217 3277 5000					
ODB-450_55	450,55	2,78	0,45	5474 3645 3692	5321	3239	29,3	32,1	
			0,09	3700 6340 2681					
			0,26	2821 2895 4150					
ODB-506_10	506,10	2,64	0,20	6340 3766 3082	5934	3341	10,8	26,6	
			0,15	3722 6018 3120					
			0,06	3191 3168 5445					
ODB-599_00	599,00	2,72	0,05	5725 3604 3394	5787	3472	8,5	7,4	
			0,01	3584 6164 3442					
			0,05	3383 3424 5473					
ODB-703_25	703,25	2,73	0,14	6178 3803 3102	5553	3299	16,5	25,6	
			0,17	3580 5593 3069					
			0,13	3085 3154 4887					
ODB-801_40	801,40	2,76	0,08	5861 3483 3652	5453	3313	10,1	32,4	
			0,13	3578 5408 3163					
			0,28	3444 2557 5088					
ODB-900_25	900,25	2,72	0,22	5049 3511 2390	4373	2852	52,2	53,4	
			0,09	3478 5542 2443					
			0,46	2825 2463 2530					
ODB-1000_50	1000,50	2,72	0,10	6150 3714 3125	5325	3323	25,6	23,2	
			0,22	3667 5556 3141					
			0,07	3111 3177 4268					

Примечания: N – номер образца; H – глубина извлечения образца, м; ρ – плотность образцов, Γ_{cm}^{-3} ; D – эффект линейной акустической анизотропии поглощения; V_{pc} – средняя скорость продольных волн в образце; V_{sc} – средняя скорость поперечных волн в образце; A_p – обобщенный коэффициент анизотропии по продольным волнам; B_s – обобщенный показатель анизотропии по поперечным волнам.

Обзор матриц показывает, что каждая из скоростных характеристик пород содержит определенную (детерминированную) и некоторую случайную (флуктуационную) составляющие (табл. 1, рис. 1). При анализе скоростных характеристик каждого образца наблюдается определенная разница в конкретных значениях V_p и V_s , представленных в матрицах. Из всех образцов, наибольшая и наименьшая величины скорости V_p зарегистрированы в образце ODB-202_20 ($V_p = 5940$ м/с) и в образце обр. ODB-900_25 ($V_p = 4370$ м/с). Максимальная скорость продольных и поперечных колебаний в образцах ODB_94_00, ODB-319_25, ODB-351_90, ODB-506_10, ODB-703_25, ODB-801_40, ODB-1000_50 наблюдается в направлении грани 1-1'. Соотношения скоростей для

продольных волн ($V_{11} > V_{22} > V_{33}$, $V_{22} > V_{11} > V_{33}$) может свидетельствовать об орторомбическом типе упругой симметрии образцов. Однако анализ акустополляриграмм и пар скоростей распространения сдвиговых волн (V_{13} , V_{31} ; V_{23} , V_{32}) образцов (табл., обр. ODB-153_20, ODB-319_25, ODB-506_10, ODB-703_25, ODB-1000_50) указывает на принадлежность образцов к поперечно-изотропному типу с осью симметрии среды, проходящей в направлении 3-3'. Другие образцы, согласно приведенным неравенствам и характеру акустополляриграмм относятся к орторомбическому типу симметрии [2]. Орторомбический тип симметрии характеризуется, по меньшей мере, наличием двух взаимно ортогональных плоскостей симметрии. В этом случае плоскость более сильной анизотропии образована более высокоскоростными слоями, а плоскость более слабой анизотропии - более низкоскоростными слоями [2]. В кристаллических породах такую структуру можно представить моделью в виде двух взаимно-перпендикулярных систем плоскопараллельных слоев, каждый из которых может быть образован системами плоскостных или цепочечных минералов, например, таких как слюды, амфибол и др. Для более точного анализа системы симметрии образцов необходимо изготовить из каждого кубический образец, грани которого будут параллельны выявленным элементам симметрии образца и провести последующие акустополляризационные определения. Во всем диапазоне глубины до 1000 м отмечается незначительное отклонение величин скорости распространения продольных и поперечных волн от их усредненного значения в пределах 29 и 26 %, соответственно.

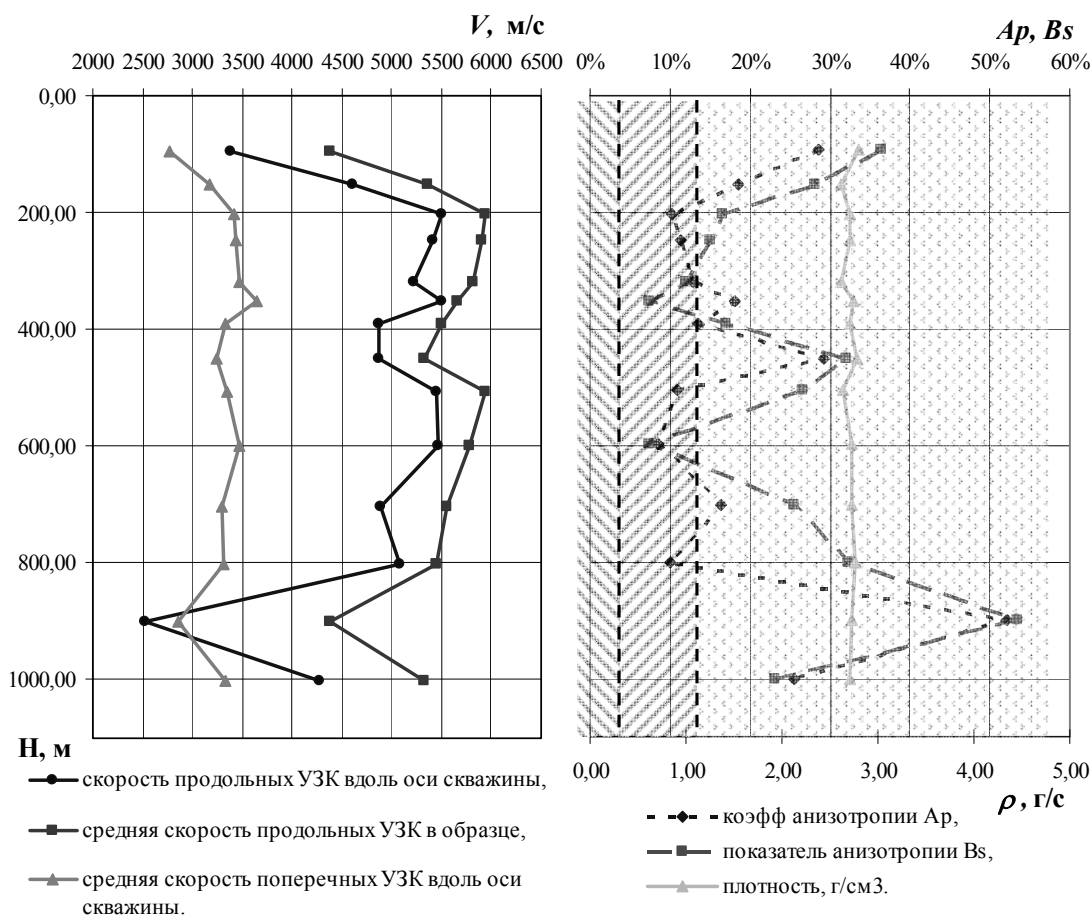


Рис. 1. Скорости распространения продольных и поперечных волн в диапазоне глубин до 1000 м в скважине ODB.

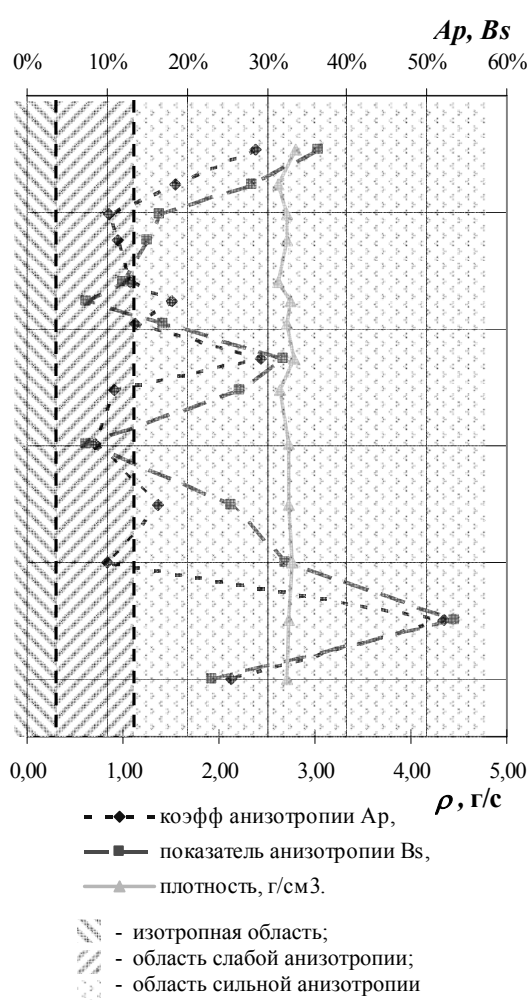


Рис. 2. Зависимость коэффициентов анизотропии по продольным УЗК A_p , показателя B_s , плотности ρ от глубины H залегания образцов скважины ODB.

На всех образцах наблюдается, проявляющий себя в различной степени, эффект линейной акустической анизотропии поглощения (ЛААП) [3]. Характерным признаком его наличия является уплощенная форма акустополляриграммы ВП образца. Максимальное проявление ЛААП наблюдается у образца фибролит биотитового сланца (обр. ODB-94_00, гр. 2-2', $D = 0.64$; гр. 3-3', $D = 0.65$). Средняя степень проявления ЛААП (диапазон $0.1 < D < 0.5$ [2]) наблюдается в образцах (обр. ODB-153_20, ODB-202_20, ODB-450_55, ODB-506_10, ODB-703_25, ODB-801_40, ODB-900_25). В других образцах степень проявления ЛААП относительно мала. ($D < 0.1$ [2]). В обр. ODB_351_90 на разных гранях наблюдаются все возможные степени проявления ЛААП: грань 1-1' - без проявления ($D = 0.07$); грань 2-2' - со средней степенью проявления ($D = 0.11$); 3-3' - с высокой степенью проявления ($D = 0.50$). Возникновение

явления ЛААП при распространении волн через анизотропные среды связано с наличием в породе ориентированных в одном направлении минералов (биотит, мусковит). При этом наблюдается правильное чередование одних элементов, вытянутых в определенном направлении, с другими. С другой стороны ЛААП может возникать в связи с проявлением дезинтеграции, с возникновением систем микротрещин в процессе извлечения образца из скважины и разгрузки его от литостатических напряжений.

На акустополариграммах образцов (обр. ODB-202_20, гр. 1-1'; ODB-450_55, ODB-900_25, гр. 3-3') наблюдается отклонение направления наибольшего пропускания ЛААП от положения проекций элементов упругой симметрии. Такое явление, как правило, регистрируется при угловом несогласии направленности элементов, ответственных за проявление эффекта ЛААП с элементами упругой симметрии. Чаще всего такое рассогласование встречается, когда преимущественное направление микротрещин не совпадает с преимущественной ориентацией кристаллоупругих осей минеральных зерен [2].

Характер изменения амплитуды поперечных колебаний на акустополариграммах ВС (обр. ODB-351_90, гр. 2-2'; ODB-391_70, гр. 2-2', 3-3'; ODB-391_70, ODB-801_40, гр. 2-2') позволяет сделать вывод о наличии явления ДСВ [2]. Это явление диагностируется в том случае, когда зарегистрированные минимумы амплитуд на акустополариграмме ВС либо велики, либо не выделяются. ДСВ возникает при распространении сдвиговых волн через среды, состоящие из слоев или зерен, слагающих, например горную породу, в которых наблюдается разориентации элементов упругой симметрии. Сопровождается изменением степени поляризации цугов сдвиговых волн. Степень проявления этого эффекта позволяет оценить угол разориентировки элементов упругой симметрии в зернах (слоях) моно и полиминеральных горных пород.

В эксперименте не наблюдается существенных изменений плотности образцов с глубиной (рис.2). Следовательно, микротрещиноватость в пределах глубин до 1000 м обусловлена не дезинтеграцией образца при освобождении его от литостатической нагрузки, а естественным состоянием.

По данным рис.2 можно отметить четкую корреляцию между коэффициентом анизотропии A_p и показателем B_s . Полученные значения коэффициента анизотропии A_p и показателя B_s показывают, что все изученные образцы скважины ODB являются упругоанизотропными. Максимальные величины показателей анизотропии A_p и B_s определены у образца гранат-биотитового сланца с графитом (обр. ODB-900_25, $A_p = 52,2\%$, $B_s = 53,4\%$). Образцы с $0,05 < A_p < 0,15$ можно считать проявляющими слабую анизотропию, рис. 2 [2]. Образцы с $A_p > 0,15$ относятся к сильноанизотропным. Если эта анизотропия, в основном, обусловлена только микротрещиноватостью, возникшей при освобождении образца от литостатических напряжений, то ее величина изменится при нагружении образца до нагрузок, адекватным напряжениям пород *in situ*. Реальные величины анизотропии, отвечающие РТ-условиям массива, можно будет получить путем нагружения образцов на установках высокого давления.

Выводы

Изучение свойств образцов пород из диапазона глубин до 1000 м по разрезу финской скважины (ODB) показало, что все они являются упругоанизотропными и относятся к поперечно-изотропному и орторомбическому типам симметрии. По глубине наблюдается незначительное изменение величин скорости распространения продольных и поперечных волн. В образцах зарегистрировано проявление эффекта линейной акустической анизотропии поглощения, характер проявления которого связан с наличием систем микротрещин естественного характера. В некоторых образцах зарегистрирован эффект деполяризации сдвиговых волн, что свидетельствует о присутствии углового несогласия параметров направленности элементов ЛААП с элементами упругой симметрии. Характер изменения коэффициентов анизотропии для продольных A_p и соответствующего показателя для поперечных B_s колебаний по глубине проявляется одинаковым образом. Работа выполнена при финансовой поддержке гранта РФФИ 07-05-00100-а.

Список литературы

1. Волкова Е.А. Поляризационные измерения. М.: Изд-во стандартов, 1974. 156 с.
2. Горбацевич Ф.Ф. Акустополарископия горных пород. Апатиты: КНЦ РАН, 1995. 204 с.
3. Горбацевич Ф.Ф. Акустополарископия породообразующих минералов и кристаллических пород. Апатиты: КНЦ РАН, 2002. 140 с.
4. Ковалевский М.В. К вопросу о совершенствовании методики исследований упругих характеристик геоматериалов методом акустополарископии // Информ. матер. 12-й научн. конф. "Структура, вещество, история литосферы Тимано-Североуральского сегмента". Сыктывкар: Геопринт, 2003. С. 123-125.
5. Ковалевский М.В. Горбацевич Ф.Ф., Хармс У., Дальхайм Х.-А. Акустополаризационные измерения упруго-анизотропных свойств метаморфизованных пород по разрезу немецкой сверхглубокой скважины КТВ в диапазоне глубин 4100-4700 м // Физическая акустика. Распространение и дифракция волн. Геоакустика. Тр. XV сессии Росс. акустич. об-ва. Т. 1. М.: Геос, 2004. С. 323-328.
6. Результаты изучения глубинного вещества и физических процессов в разрезе Кольской сверхглубокой скважины до глубины 12261 м. Ред. Митрофанов Ф.П., Горбацевич Ф.Ф. Апатиты: МУП "Полиграф", 2000.
7. Kukkonen I.T. The Outokumpu deep drilling project – background, aims and current status of drilling. Int. Workshop. Espoo, Finland, Oct. 25-26, 2004. Espoo: Geol. Surv. Finland. Rep. Q10.2/2004/1. P 9-11.

ИССЛЕДОВАНИЕ ПЕТРОФИЗИЧЕСКИХ ОСОБЕННОСТЕЙ КИАНИТОВЫХ ПОРОД КЕЙВСКОЙ СТРУКТУРЫ ПРИ НОРМАЛЬНЫХ И ВЫСОКИХ ТЕРМОДИНАМИЧЕСКИХ ПАРАМЕТРАХ

В.А. Тюремнов

Геологический институт КНЦ РАН, Анапты

Необычайное петрографическое и текстурно-морфологическое разнообразие кристаллических сланцев свиты Кейв обязано различию исходных осадочных пород и неодинаковому характеру их полиморфизма и многообразию геодинамических факторов. Кианитовые месторождения Кольского п-ова по масштабам не сравнимы ни с одним из других известных в мире месторождений высокоглиноземистого сырья и по геологическим запасам превосходят все другие месторождения вместе взятые [1]. Первичным материалом, за счет которого возникли кианитовые сланцы, послужили обогащенные Al_2O_3 и органический веществом глинистые осадки каолинового типа архейского возраста. Кианитовые породы по химическому составу обнаруживают большое сходство с континентальными глинами влажного и жаркого климата и имеют черты заметного сходства с глинами всех типов и пескам Русской платформы. Поэтому на диаграмме А.Н. Заварницкого и А. Симонена фигуративные точки состава кианитовых пород расположены в поле глинистых, песчано-глинистых и песчаных пород. Преобразование первоначального осадочного материала происходило в глубинных условиях, определивших возникновение пород кианитовой субфации амфиболитовой фации регионального метаморфизма, для которых характерны давление порядка 11-13 кбар и температуры 500-600 °С. Глины – многокомпонентные породы, содержащие более 50% частиц размером 0.001 мм, в состав которых входят не менее 30 % глинистых минералов, сообщающих глинам весьма разнообразный состав, разные физико-механические свойства и неодинаковую способность к уплотнению. Наиболее хорошо уплотняются кембрийские тонкозернистые глины, затем каолин, маршалит и, наконец, бентонит.

Учитывая, что кианитовые сланцы слабопористые, плотные породы (пористость не превышает первых %), а начальная пористость свежих глинистых осадков составляет не менее 50 %, нетрудно придти к выводу, что это уплотнение в условиях спокойной седиментационной обстановки под действием только геостатического давления могло происходить на глубинах не менее 10 км. Однако, образование кианитовых сланцев происходило в обстановке первого доороженного регионального метаморфизма. Это нашло отражение в исключительном разнообразии главных морфогенетических типов кианита, связанных с различным временем его кристаллизации по отношению к дифференциальным движениям. Генезис кианита подтверждает большую роль стресса как геологического фактора минералообразования, способствующего перекристаллизации пород путем их метаморфической, преимущественно метасоматической, дифференциации при условиях свободной циркуляции инфильтрационных и поровых растворов. Эти процессы определяют широкие пределы изменения физических свойств (рис. 1), отражающих текстурно-структурные особенности пород и полимодальные распределения параметров.

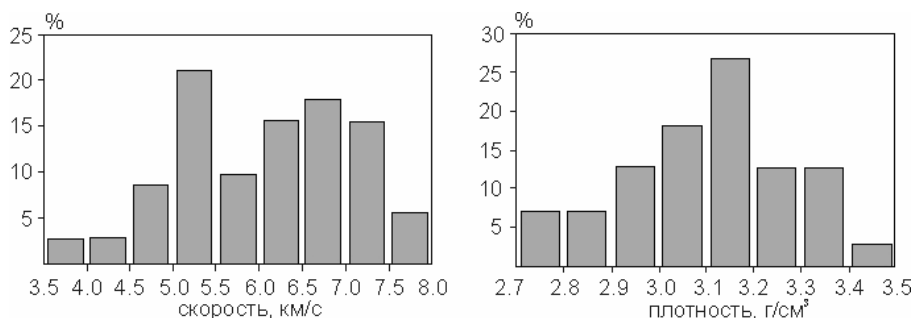


Рис. 1. Физические свойства кианитовых сланцев Кейв.

В состав кианитовых руд входят следующие минерала: главные - кианит, кварц, и второстепенные: мусковит, плагиоклаз, ставролит, графитоид, дикид, пирротин, пирит. Генетическая связь кианитовых пород с песчано-глинистыми осадками находит свое отражение в характере взаимосвязи физических свойств этих пород и в связи с вещественным составом. Плотность и упругие свойства кианитовых сланцев зависят от содержания кианита, удельный вес которого изменяется от 3.64 г/см³ до 3.50 г/см³ в зависимости от примесей кварца и углеродистого вещества. Пористость пород определяется составом и структурой мусковит-кварцевого цемента кианитовых сланцев (рис. 2). Как правило, кианит кристаллизовался в обстановке более или менее отчетливо выраженного пластического течения вещества, обусловленного наличием на стадии регионального метаморфизма ориентирующих движений или напряжений. В тех участках, где не оно было слабым, сохранились кианитовые параморфозы, и кианит кристаллизовался в неориентированных агрегатах. В участках более сильного пластического течения возникали разнообразные ориентированные агрегаты тонкопризматического кианита. Такое сложно напряженное состояние пород приводило к нарушению сплошности, дроблению, образованию

вторичной слоистости, перекристаллизации и другим процессам, определяющим положение кианита в матрице породы. Эти же факторы определяют анизотропию упругих свойств горных пород (рис. 3).

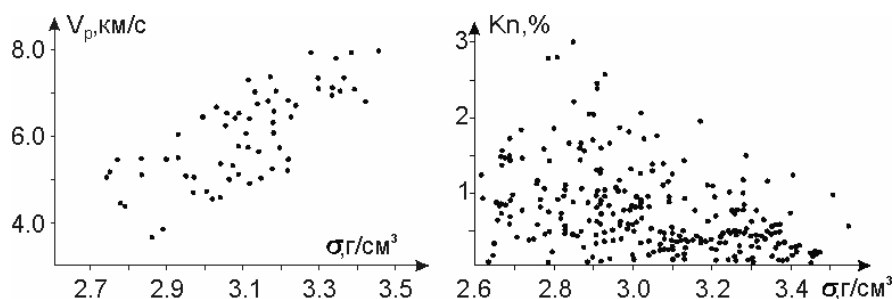


Рис. 2. Взаимосвязь физических свойств кианитовых сланцев.

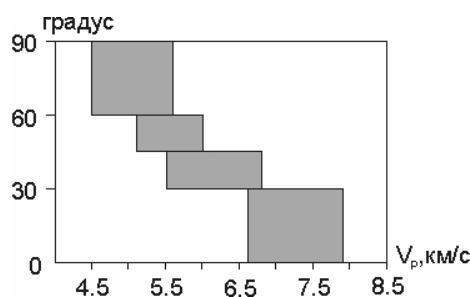


Рис. 3. Анизотропия скоростей упругих волн в кианитовых сланцах.

Существенное влияние на изменение физических свойств кианитовых пород оказывают их пространственное положение и интенсивность гипергенных процессов, благодаря которым в разрезе скважин месторождения Тяпш-Манюк выделяется три зоны (табл. 1).

Таблица 1. Изменение петрофизических характеристик по разрезу месторождения кианитовых сланцев.

Зоны	Мощность, м	Количество определений	Кианит, %	Мусковит %	σ , г/см ³	K, %	Vp, км/с	$\sigma_{сж}$, Н/м ²	f
I	15–20	32	57.2	37.2	3.0	1.59	5.55	630	$\leq 6 \leq$
II	20–50	138	50.6	40.4	3.01	0.89	5.86	1000	10
III	>50	344	44.3	44.3	3.0	0.64	6.30	1200	12

Примечание: K% - пористость, $\sigma_{сж}$ – сопротивление сжатию, f - крепость пород по М.М. Протодяконову.

Верхняя зона представлена выветренными, сильно разрушенными породами. Под влиянием атмосферных процессов обычно гладкая поверхность кианитовых конкреций покрыта густой сеткой микротрещин, заполненных гидроокислами железа. В породах этой зоны отмечаются многочисленные пустоты, оставшиеся от выщелачивания сульфидов. В средней зоне породы выветрены меньше, хотя здесь тоже развита мелкая трещиноватость, но она не затрагивает конкреции магнетита. Гипергенные процессы в основном затрагивают мусковито-кварцевый цемент. Породы глубинной зоны монолитны, трещины в них почти отсутствуют и физические параметры заметно возрастают, хотя общее содержание кианита несколько меньше по сравнению с выщележащими толщами. Конкреционные агрегаты кианита, будучи чрезвычайно плотными и вязкими в силу их спутано-волокнистого строения, обнаруживают значительную устойчивость к внешним механическим и химическим воздействиям.

Закономерное увеличение скорости упругих волн с глубиной залегания, т.е. с давлением отмечается и при моделировании тектонофизических условий (рис. 4). При этом отмечается, что при начальных нагрузках, рост скорости упругих волн для всех пород обусловлен закрытием пор и трещин в цементе кианитовых пород, а при дальнейшей нагрузке увеличение скоростей определяется деформационными процессами в отдельных минеральных зернах и в улучшении межзерновых контактов (рис. 5). По данным А.И. Левикина (ИФЗ РАН), скорость упругих волн в кианитовой конкреции, состоящей из 98 % кианита и имеющей плотность 3.56 г/см^3 , возрастает от 8.9 км/с (при атмосферном давлении) до 12.0 км/с (при давлении 10 кбар), что согласуется с результатами наших экспериментов (обр. 47/82.4, рис. 4). Так же как и для осадочных пород, давление существенно влияет на электропроводность кианитовых сланцев. Для углеродсодержащих сланцев характерно относительно низкое, резко уменьшающееся с давлением (рис. 6), для других пород электрическое сопротивление практически остается постоянным после давления 3-4 кбар.

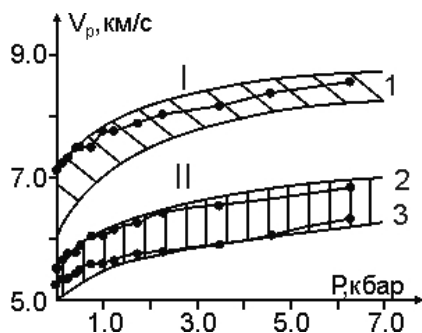


Рис. 4. Пределы изменения скоростей упругих волн кианитовых (I) и квар-мусковитовых (II) сланцев с давлением.

- 1 – образец 47/82.4 ($\sigma = 3.40 \text{ г/см}^3$, $K\% = 0.20$),
- 2 – образец 49/21.9 ($\sigma = 2.76 \text{ г/см}^3$, $K\% = 1.1$),
- 3 – образец 50/41.2 ($\sigma = 2.74 \text{ г/см}^3$, $K\% = 0.8$)

Вообще для углеродсодержащих кианитовых сланцев характерно достаточно низкое электрическое сопротивление, которое не меняется после давления в 2 килобара. Повторная нагрузка приводит некоторому относительному увеличению электрического сопротивления не только пород, содержащих графитоиды, но и пород с высоким сопротивлением типа силлиманит-ставролитовых сланцев и безуглеродистых кианитовых сланцев. Это, возможно, обусловлено развитием микротрещиноватости. Причем, отмечается существенное различие в изменении электрического сопротивления породы в режиме нагрузка-разгрузка до 8 килобара. Это может быть объяснено необратимыми изменениями структуры породы и эффектами разгрузки природных напряжений в ней.

В зависимости от содержания углеродистого вещества изменяется электропроводность кианитовых пород. Безуглеродистые кианитовые породы характеризуются низкой электропроводностью ($\lg \rho = 13 \pm 6 \text{ ом}^{-1}\text{см}^{-1}$), при температурах $1000-1200^\circ\text{C}$ электропроводность повышается до $4 \text{ ом}^{-1}\text{см}^{-1}$. Для углеродистых кианитов характерны несколько температурных интервалов, связанных с экзотермическими реакциями, при которых электропроводность пород уменьшается. При температурах $300-350^\circ\text{C}$, вероятно, происходит выделение рыхлосвязанной воды (рис. 7, табл. 2).

Аномальный ход электропроводности кианитовых сланцев при температурах $550-650^\circ\text{C}$, по-видимому, определяется декрипитационным механизмом, который связан с газовой-жидкими включениями в кварце, как одним из главных породообразующих минералов. Интервал $750-850^\circ\text{C}$ обусловлен удалением из породы дисперсного углеродистого вещества, размеры кристаллов которого колеблются от нескольких микрон до $0.01-0.02 \text{ мм}$. Кроме дисперсного графитоида присутствует графит аморфной модификации [1]. Ранее было установлено, что часть углерода в кианите выгорает при температуре $800-900^\circ\text{C}$, а часть его выгорает при более высоких температурах.

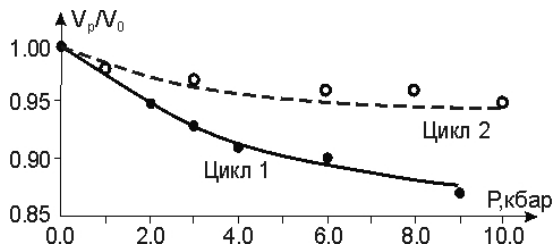


Рис. 5. Изменение объема образца кианита под давлением при циклах нагружки.

V_0 – начальный объем, V_p – объем при различных давлениях.

В области температур $950-1200^\circ\text{C}$ для кианитовых сланцев отмечается резкое увеличение электропроводности, сопровождаемое увеличением энергии активации (до 6 эв.). Этот эндотермический скачок характеризует

полиморфный переход кианита в муллит, сопровождаемый увеличением подвижности носителей зарядов (электронов), посредством которых осуществляется электропроводность (рис. 7, табл. 2).

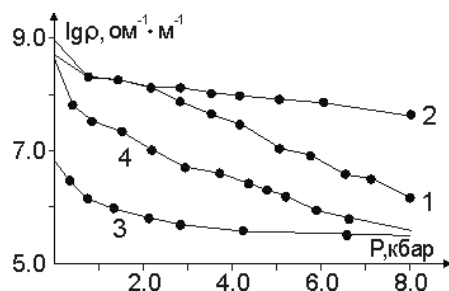


Рис. 6. Изменение электропроводности кианитовых сланцев с давлением.

1, 2 — номера циклов нагружки, 3, 4 — процесс нагружки-разгрузки.

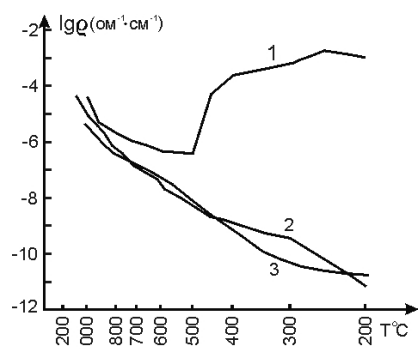


Рис. 7. Изменение электропроводности кианитовых (1) и кварц-мусковитовых (2, 3) сланцев с температурой.

Таблица 2. Энергия активации и электропроводность кианитовых конкреций месторождения Кейв.

Номер образца	Глубина скважины, м	Интервал температур, °C	Энергия активации, эв	$Lg \rho$ ($Ом^{-1} \cdot см^{-1}$)
44	19.0	400 – 600	0.78	-3.5
		600 – 850	0.74	-3.3
		850 – 1050	2.30	4.7
49	21.9	200 – 300	0.21	-9.5
		300 – 600	1.12	-1.1
		600 – 850	0.74	-3.0
		850 – 1000	2.30	4.6
44	22.8	200 – 300	0.30	-8.5
		300 – 850	0.98	-2.6
		850 – 1000	2.30	4.6
50	41.2	200 – 450	0.54	-5.2
		450 – 850	0.96	-3.5
		850 – 1050	2.30	4.6
47	82.4	200 – 500	аномалия	аномалия
		500 – 850	0.78	-2.3
		850 – 1050	2.30	6.0
51	142.8	200 – 300	0.46	-6.6
		300 – 500	1.06	-1.5
		500 – 850	0.86	-2.5
		850 – 1000	1.38	0.6

В природных условиях прогревание и перекристаллизация кианитовых сланцев под влиянием контакто-во-метасоматических процессов приводит к образованию новой модификации кианита-силлиманита. Несмотря на один и тот же химический состав, отмечаются некоторые различия в электрических параметрах этих модификаций. В частности, электропроводность силлиманита в интервале 150-750 °C выше, чем у кианита, но энергия активации в области собственной проводимости несколько ниже (1.7-1.9 эв) по сравнению со средней

энергией активации кианита равной 2.5 эв. Это можно объяснить тем, что в силлиманите при близости химического состава с кианитом несколько больше примеси Fe_2O_3 , которая повышает электропроводность и понижает энергию активации в области собственной и примесной проводимости. Следует также иметь в виду, что кианит представляет собой минеральную модификацию более высоких термодинамических условий образования, чем силлиманит.

Таким образом, проведенные исследования петрофизических характеристик кианитовых пород Кейвской структуры позволяют оценить эволюцию первичных каолинит-и монтмориллонитовых глинистых осадков под влиянием температур и давлений, соответствующих амфиболитовой фации регионального метаморфизма. Моделирование высоких термодинамических условий возможного залегания и формирования кианитовых пород имеет большое значение для познания природы геологических границ по данным сейсмических, гравиметрических и электроразведочных работ. Проведенные исследования позволяют уточнить модель строения литосферы в северо-западной части Балтийского щита с учетом петрофизических особенностей пород, наблюдаемых на эрозионном срезе и закономерностях их поведения в условиях высоких температур и давлений.

Основой экспериментальных наблюдений по теме публикации послужили петролого-минералогические материалы д. г. м. н. И.В. Белькова и его консультации по интерпретации данных, которые докладывались на совещаниях разного уровня [2, 3]. Работа выполнена в рамках программы фундаментальных исследований РАН “Геодинамика и механизмы формирования литосферы”.

Список литературы

1. Бельков И.В., Тюремнов В.А. Эволюция физических свойств кианитовых руд при высоких термодинамических параметрах // Тезисы V Межд. конф. по физике и технике высоких давлений. М.: Наука, 1975. 225 с.
2. Бельков И.В., Тюремнов В.А. Петроструктурное изменение в кианитовых породах под влиянием высоких температур и давлений. // Физические свойства горных пород при высоких термодинамических параметрах. Баку: Изд-во “Элм”, 1978. С. 270-271.
3. Бельков И.В. Кианитовые сланцы Кейв. М.-Л.: АН СССР, 1963. 321 с.

МЕТОДИКА И РЕЗУЛЬТАТЫ ЧАСТОТНЫХ ЗОНДИРОВАНИЙ В ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЧАСТИ КОЛЬСКОГО ПОЛУОСТРОВА

А.Н. Шевцов¹, А.А. Жамалетдинов^{1,2}, Т.Г. Короткова¹, В.В. Колобов³

¹ Геологический институт КНЦ РАН, Апатиты; ² Санкт-Петербургский филиал Института земного магнетизма, ионосферы и распространения радиоволн РАН, Санкт-Петербург; ³ Центр физико-технических проблем энергетики Севера КНЦ РАН, Апатиты

Введение

Эксперименты по частотному зондированию, выполненные ранее в Ковдорском районе Кольского п-ова (Шевцов, 2001) и на территории Центрально-Финляндского гранитоидного комплекса (Жамалетдинов и др., 2002) позволили установить существование в верхней части земной коры, в диапазоне глубин 2-8 км неоднородной по электрическим свойствам проводящей области, формально определяемой в качестве промежуточного проводящего слоя. Природу выявленного слоя было предложено объяснять существованием на глубине субгоризонтальных трещин, заполненных флюидами. Было предположено также, что флюиды (атмосферные воды) проникают на глубину с дневной поверхности вдоль субвертикальных разломов, выполаживающихся на глубине. Существование нового слоя было теоретически обосновано в рамках дилатантно-диффузионной модели В.Н. Николаевского (1996) поэтому он получил обозначение “слой ДД” (Жамалетдинов и др., 2005). Эксперимент по частотному зондированию, являющийся предметом настоящей статьи, предпринят с целью проверки нового явления в условиях неоднородного геологического строения верхней части разреза и с применением более современной генераторно-измерительной аппаратуры и методов обработки данных.

Описание района работ

Зондирования выполнены в центральной части Кольского п-ова по схеме многолучевых наблюдений в диапазоне разностей от 37 до 80 км. Обзорная схема района работ с расположением питающих и приемных линий приведена на рис. 1. Питающая установка представляла собой две взаимно ортогональные заземленные линии длиной 2.2 и 1.6 км, расположенные в пределах гранито-гнейсового блока, занимающего СЗ часть Мончегорского р-на. Точки зондирования располагались в разных по геологическому строению районах, но при этом на достаточном удалении от крупных электронно-проводящих структур типа Печенгской или Имандра-Варзугской,

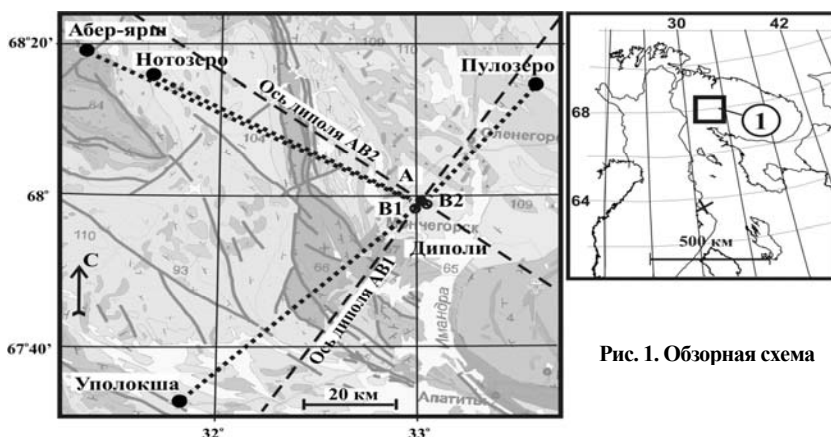


Рис. 1. Обзорная схема

которые могли бы оказать сильное боковое искажающее влияние. Точка Пулозеро расположена в пределах гранодиоритов-тоналитов Ц.-Кольского блока. Аналогичного состава породы развиты в районе точки Нотозеро, расположенной в пределах Нотозерского антиклинального блока. Точка Абер-ярв находится в северном обрамлении Сальных тундр, в пределах пород основания, относимых к Кольско-Беломорскому нестратифици-

рованному комплексу. В пределах пород того же комплекса расположена точка Уполокша, относимая к Енскому сегменту Беломорского террейна. Отметим, что точка Уполокша является опорным пунктом, на котором ранее нами проводились глубинные зондирования методами частотного и аудиомангнитотеллурического зондирования (Жамалетдинов и др., 2004), а также зондирования с промышленными ЛЭП по гранту РФФИ 06-05-64429. В целом все точки зондирования располагались в пределах древних пород среднего архея (Митрофанов, 1996).

Техника эксперимента

В настоящей работе использована, семикомпонентная цифровая станция частотного зондирования третьего поколения СЧЗ-2006, разработанная в Геологическом институте совместно с Полярным геофизическим институтом КНЦ РАН. Регистрация гармонических сигналов в ней осуществляется в широкой полосе частот в виде временных рядов. Измерительный тракт включает аналоговый усилитель с системой многокаскадных шумоподавляющих фильтров, 14-разрядный аналого-цифровой преобразователь Е-140 с частотой дискретизации до 10 кГц и полевой компьютер для хранения и обработки данных.

Коренной модернизации подверглась также генераторная станция ЭРС-67 на тиристорной схеме. Фактически от нее остались только генераторы постоянного тока ПН-100, вращаемые двигателем автомашины ЗИЛ-131. Модернизация генгруппы выполнена силами Центра физико-технических проблем энергетики Севера КНЦ РАН. В состав нового генератора, получившего название “Энергия-1”, входят четыре основных блока - пассивный выпрямитель для работы от промышленной сети, регулятор напряжения, инвертор напряжения на IGBT транзисторах и система управления, регулирования, защиты и автоматики (СУРЗА). Существенным элементом новизны в генераторе явилось применение силового автотрансформатора, повышающего напряжение на излучающей антенне до 1000 В в высокочастотном спектре (60 Гц и выше). Это позволило увеличить вчетверо отбираемую мощность генератора, что особенно важно в условиях высокого сопротивления заземлений питающих линий. Синхронизация тока в источнике и сигналов на удаленных точках наблюдения осуществляется с помощью системы спутниковой навигации (GPS) двумя приемниками Garmin-etrex с точностью до 10^{-3} с.

Методика эксперимента

Основным элементом принятой методики частотного зондирования является применение двух взаимно ортогональных питающих линий. Это позволяет “просвечивать” пространство зондирования при двух поляризациях первичного поля и тем самым реализовать тензорный подход к интерпретации данных. Применение тензорного подхода, в свою очередь, позволяет оценить и учесть влияние горизонтальной неоднородности разреза на результаты наблюдений. Само решение обратной задачи при этом происходит по бимодальной схеме путем последовательного подбора модели разреза при одной и другой поляризациях. Существование решения, удовлетворяющего обоим поляризациям первичного поля, считается критерием одномерности среды в пространстве зондирования. В случае использования контролируемых источников полезную информацию об устройстве среды несут, наряду с входным импедансом, электрические и магнитные компоненты поля. Поэтому анализ электромагнитного поля проводится по трем параметрам – по электрическому полю, по магнитному полю и по входному импедансу. Значения кажущегося сопротивления вычисляются по следующим соотношениям:

- по электрическому полю:

$$\rho_{\omega}^{\text{Etot}}(f) = K \frac{E(f)}{I(f)}, \quad E(f) = \sqrt{E_x(f)^2 + E_y(f)^2}, \quad K = \frac{K_x K_y}{\sqrt{K_x^2 + K_y^2}},$$

$$K_x = \frac{2 \cdot \pi \cdot r^3}{L_{AB} \cdot |3 \cdot \cos^2 \theta - 2|}, \quad K_y = \frac{2 \cdot \pi \cdot r^3}{L_{AB} \cdot |3 \cdot \sin \theta \cdot \cos \theta|}$$

- по горизонтальному магнитному полю:

$$\rho_{\omega}^{\text{Htot}}(f) = \omega \cdot \mu_0 \cdot \left(K \cdot \frac{H(f)}{I(f)} \right)^2, \quad H(f) = \sqrt{H_x(f)^2 + H_y(f)^2}$$

- по импедансным отношениям: $\rho_T^{\text{Ztot}}(f) = \frac{1}{\omega \cdot \mu_0} \left(\frac{E_x(f)}{H_y(f)} \cdot \frac{E_y(f)}{H_x(f)} \right)$

Анализ результатов

Результаты обработки данных частотного зондирования проиллюстрированы на рис. 2 на примере точки Пулозеро. Важным результатом явилось хорошее совпадение импедансных кривых частотного зондирования ρ_T^{Ztot} для двух взаимно ортогональных поляризаций источника на всех точках наблюдения. Это свидетельствует о высокой степени однородности поля в точках регистрации, несмотря на их расположение в разных секторах источника и в разных геологических обстановках. Наряду с этим кривые $\rho_{\omega}^{\text{Etot}}$ и $\rho_{\omega}^{\text{Htot}}$, полученные по результатам покомпонентной обработки, в большинстве случаев имеют разный вид для разных направлений питающих диполей, что может быть вызвано разными условиями среды на пути распространения поля, наличием региональной анизотропии или другими причинами.

Общей чертой, объединяющей все кривые кажущегося сопротивления для разных способов нормировки поля, является наличие понижения значений кажущегося сопротивления в среднем диапазоне частот 100-300 Гц. В разных точках зондирования это понижение проявляется по-разному, на разных уровнях кажущегося сопротивления. Наиболее очевидное объяснение его природы связано с предположением о наличии в разрезе на глубинах в первые единицы километров промежуточного проводящего слоя с сопротивлением в тысячи омметров. Вопрос о строении гео-

электрического разреза наиболее надежно решается путем бимодальной инверсии результатов зондирования по всем компонентам поля. В качестве начального приближения использовалась одномерная модель по результатам трансформации Молочнова-Ле Вьета кривых кажущегося сопротивления по электрическому полю. Минимизация функционала невязки осуществлялась методом сопряженных градиентов. Решение обратной задачи осуществляется по трем кривым кажущегося сопротивления для каждой поляризации поля источника – т.е. всего по шести параметрам. Результаты решения обратной задачи даны на рис. 3. На рис. 4 даны результаты измерений и решение прямой задачи для точки Пулозеро.

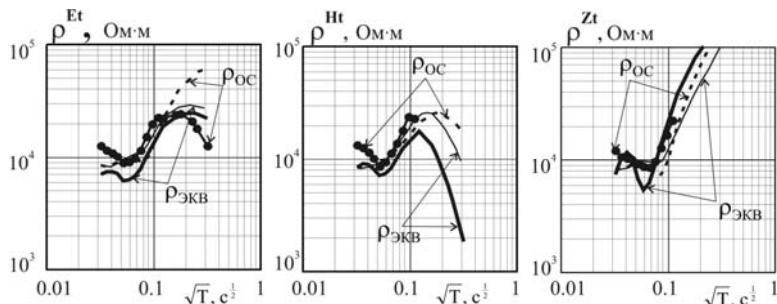


Рис. 2. Результаты обработки данных частотного зондирования в точке Пулозеро.

Светлые кружки – кривые для осевой установки $\gamma = 38^\circ$, $\theta = 9^\circ$, темные кружки – для экваториальной установки $\gamma = 37^\circ$, $\theta = 89^\circ$

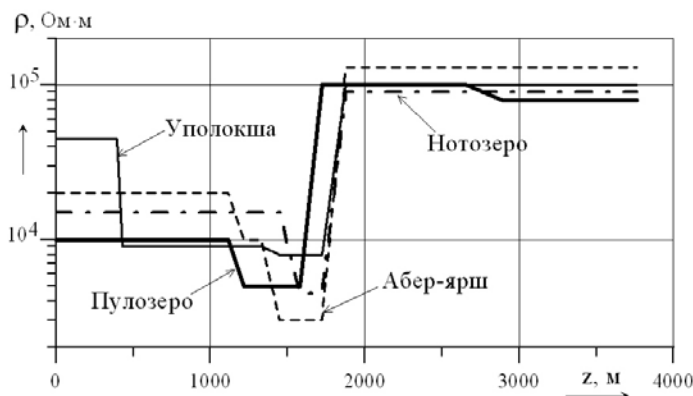


Рис. 3. Геоэлектрические разрезы по результатам решения обратной задачи частотного зондирования в центральной части Кольского полуострова.

Положение пунктов зондирования показано на рис. 1.

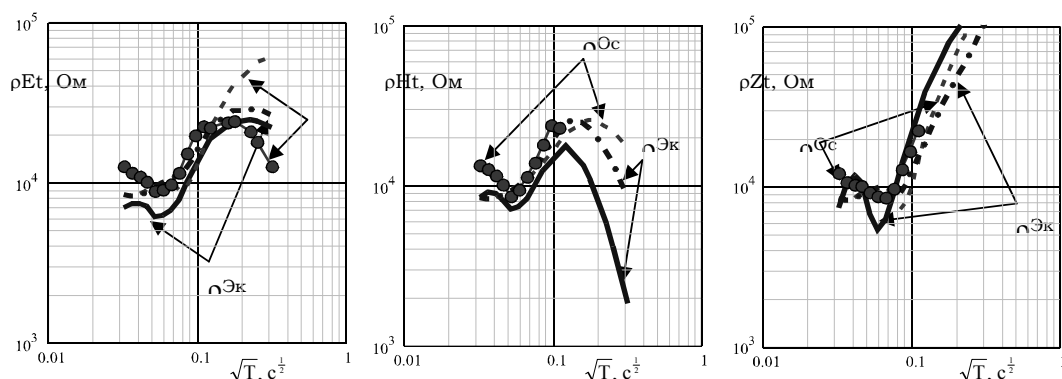


Рис. 4. Кривые кажущегося сопротивления по измеренным горизонтальным компонентам электрического ρ_{Et} и магнитного ρ_{Ht} поля, и по входному импедансу ρ_{Zt} для осевой ρ_{oc} и экваториальной ρ_{ekv} установок в сопоставлении с решением прямой задачи для модели представленной на рис. 3 в точке Пулозеро.

Для осевой установки: сплошная тонкая с кружками – измеренное, пунктир – теоретическое. Для экваториальной установки: сплошная жирная – измеренное, штрихпунктир – теоретическое.

Выводы

1. Общей характеристикой разреза центральной части Кольского п-ова является высокое сопротивление верхней толщи земной коры мощностью не менее 15-20 км с поперечным сопротивлением порядка $10^9 - 10^{10}$ Ом·м².

2. На фоне общего высокого сопротивления верхней толщи земной коры в ней повсеместно наблюдается незначительное понижение сопротивления в интервале глубин 1-2 км. Эта область получила условное обозначение как промежуточный проводящий “слой-ДД”.

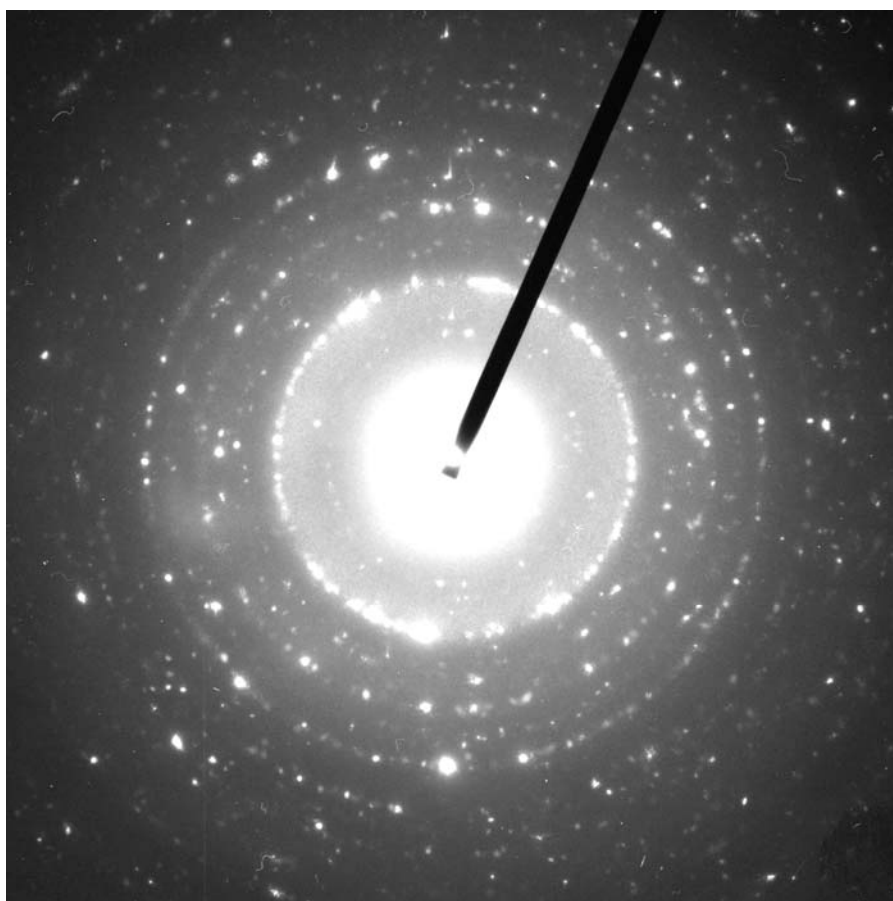
3. Природа “слоя-ДД” связывается с атмосферными водами, проникающими на глубину вдоль зон трещиноватости и зон разломов, выполаживающихся с глубиной. Детальное изучение параметров “слоя ДД” может дать дополнительную информацию о термодинамическом состоянии соответствующих блоков земной коры и их флюидном режиме.

4. Горизонтальная электрическая неоднородность сиалической коры обусловлена, главным образом, слабоконтрастными субвертикальными зонами разломов и практически не влияет на результаты частотных зондирований в волновой (индукционной) зоне.

5. Хорошее совпадение кривых кажущегося сопротивления при разной поляризации поля и по разным компонентам на больших удалениях (60-80 км) между источником и приемником, свидетельствует о высоком уровне метрологического обеспечения работ и совершенстве методов обработки сигналов на фоне интенсивных помех.

Работа выполнена при поддержке грантов РФФИ 06-05-64429, 07-08-00181 в рамках проекта ОНЗ РАН “Геодинамика и механизмы деформирования литосферы”. Авторы выражают глубокую признательность В.И. Пожиленко за помощь при геологической привязке пунктов зондирований.

ТЕХНОЛОГИЧЕСКАЯ МИНЕРАЛОГИЯ



ВЛИЯНИЕ ТЕРМООБРАБОТКИ НА РЕНТГЕНОЛЮМИНЕСЦЕНТНЫЕ СВОЙСТВА ФТОРОЦИРКОНАТНЫХ МИНЕРАЛЬНЫХ ОБРАЗОВАНИЙ

М.М. Годнева¹, Н.Н. Борозновская², Д.Л. Мотов¹, В.М. Клишкин³, Н.Л. Михайлова¹

¹ Институт химии и технологии редких элементов и минерального сырья КНЦ РАН, Анапты, motov@chemy.kolasc.net.ru; Томский государственный университет, Томск, bnn@asd.iao.ru; ³ Институт оптики атмосферы СО РАН, Томск, klimkin@asd.iao.ru

Рентгенолюминесценция (РЛ) является одним из информативных методов исследования кристаллического строения вещества, в частности, наличия в структуре дефектов. Ранее нами изучены широкополосные спектры РЛ для ряда синтезированных фторо- и фторосульфатоцирконатов, при этом отмечен сложный характер этих спектров [1, 3]. Выделен массив минеральных образований с интенсивной люминесценцией (преимущественно в УФ диапазоне), что позволило рекомендовать их в качестве люминофоров – преобразователей рентгеновского излучения. Центры свечения, ответственные за интенсивность РЛ, приписаны собственным дефектам – возбужденным состояниям F^* и O^* .

Методом ТА с привлечением РФА ранее изучали термическое разложение фтороцирконатов (ФЦ) и фторосульфатоцирконатов (ФСЦ) с записью для них кривых ДТА [4]. Для одних минеральных видов M_2ZrF_6 (M- K, Rb, Cs), γ - $KZrF_5$, $Rb_2Zr_3OF_{12}$, Cs_2ZrF_6 , $Cs_5Zr_4F_{21} \cdot 3H_2O$, $Cs_2Zr_3F_{14} \cdot 1.5H_2O$; $Rb_3Zr_2F_9SO_4 \cdot 2H_2O$, $Cs_8Zr_4F_2(SO_4)_{11} \cdot 16H_2O$ представлены схемы термического разложения, для других – высказаны предположения по отнесению термоэффектов, которые в ряде случаев требуют уточнения ($Rb_5Zr_4F_{21} \cdot 3H_2O$, $MZrF_5 \cdot H_2O$, $M_2ZrF_4SO_4$) [4-6]. Нами установлено, что термообработка влияет на интенсивность РЛ в сторону увеличения [2].

Целью данной работы является изучение термической устойчивости фтороцирконатных минеральных видов с уточнением влияния термообработки на их рентгенолюминесцентные свойства. Минеральные виды синтезировали при комнатной температуре из сернокислых растворов циркония при введении фторидов щелочных металлов. Использовали составы смесей, установленные ранее для синтеза каждого из минеральных видов [4]. Термограммы записывали в неосушенном воздухе с помощью прибора НТР-62М с Pt-Pt/Rh-термопарами. Величина навески 0.11-0.27 г. Скорость нагрева 8-10 град/мин. После ряда эффектов на термограмме нагрев образца прекращали и записывали рентгенограмму полученного продукта, охлажденного до комнатной температуры, на приборах ДРФ-2 или ДРОН-2 для характеристик методом РФА продуктов термообработки. У синтезированных минеральных видов возбуждали РЛ рентгеновскими квантами, излучаемыми трубкой постоянного тока БСВ-2 при напряжении 25 кВ и токе 10 мА с молибденовым антикатодом. Регистрировали интенсивность и спектральный состав излучения образцов в оптическом диапазоне – видимом и ультрафиолетовом (УФ). В качестве эталона использовали спектр РЛ стандартного люминофора ZnS.

Основная часть безводных фторидов имеет полосу излучения в УФ диапазоне (290-380 нм). Среди них отмечен ряд минеральных видов (K_2ZrF_6 , Rb_2ZrF_6 , $Rb_2Zr_3OF_{12}$, Cs_2ZrF_6), которые по интенсивности РЛ в УФ диапазоне сопоставимы с таким стандартным люминофором как $BaSO_4$ Pb. При нагреве безводных гексафтороцирконатов до 450 °С разложения не наблюдается, но в случае полиморфных превращений имеет место снижение интенсивности РЛ (табл. 1).

В исследуемых кислородсодержащих соединениях обнаружена РЛ в широком спектральном диапазоне (290-600 нм). Ранее было установлено, что наличие кислорода в решетке совместно с фтором расширяет спектральный диапазон излучения. Но, в целом, интенсивность РЛ гидратированных фтористых минеральных видов (не подвергнутых термической обработке) значительно ниже, чем безводных ФЦ. Для гидратированных фтористых минеральных видов $M_5Zr_4F_{21} \cdot 3H_2O$, $MZrF_5 \cdot H_2O$, $Rb_3Zr_2F_9SO_4 \cdot 2H_2O$ с координированной цирконием водой и фтором, входящим в систему водородных связей, без разрушения этих связей нельзя получить минеральный вид, сопоставимый по интенсивности РЛ с безводным. Дегидратация при термообработке до 300 °С приводит к разрушению фтор-водородных связей и, соответственно, к возрастанию концентраций F^* . Кислород при этом идет на создание возбужденных состояний, располагаясь на дислокациях и межфазовых границах, или же заполняет вакансии по F ($V_F + O_F$), что приводит к усилению РЛ в диапазоне 390-450 нм.

Термообработка в определенных условиях может приводить к образованию люминесцирующих фаз. Так, например, $Rb_5Zr_4F_{21} \cdot 3H_2O$ до термообработки практически не люминесцирует. Его разложение проходит через стадии интенсивно люминесцирующих фаз Rb_2ZrF_6 и $Rb_2Zr_3OF_{12}$. Образование такого же типа минеральных видов имеет место для γ - $KZrF_5$ и $RbZrF_5 \cdot H_2O$, что вызывает повышение интенсивности свечения (табл. 1, 2, рис. 1). Из фтороцирконатов наиболее высокой интенсивностью свечения обладает $Rb_2Zr_3OF_{12}$, но его получение из растворов затруднительно, т.к. происходит медленная (в течение 3-4 мес.) кристаллизация осадка. В данной работе показано, что этот минеральный вид образуется при нагревании (430 °С) гидратов $RbZrF_5 \cdot H_2O$ и $Rb_5Zr_4F_{21} \cdot 3H_2O$.

Термическое разложение минеральных видов с цезием проходит иначе, чем с рубидием, образование оксофторида цезия при этом не отмечено. В промежуточных продуктах нагревания $Cs_5Zr_4F_{21} \cdot 3H_2O$ и $Cs_2Zr_3F_{14} \cdot 1.5H_2O$ найден люминесцирующий Cs_2ZrF_6 , что приводит к значительному усилению свечения. При изучении системы CsF - ZrF_4 ранее при < 330 °С в атмосфере гелия был получен фтороцирконат β - $CsZrF_5$ [7, 8], а в интервале устойчивости 330-518 °С – α - $CsZrF_5$ [7]. Нами показано, что при разложении на воздухе $CsZrF_5 \cdot H_2O$ безводные пентафтороцирконаты образуются при более низкой температуре, чем в атмосфере гелия, α -модификация (табл. 4) найдена при 120 °С, а β - – при 280 °С, т.е. порядок их образования обратный. РЛ соединений α - и β - $CsZrF_5$ низкая.

Таблица 1. Продукты термического разложения* безводных фтороцирконатов и их РЛ.

Исходное соединение	T, °C	Фазовый состав продуктов разложения	Диапазон максимального излучения λ , нм	Интенсивность максимального излучения, отн. ед.
K_2ZrF_6	20	-	300 – 310	0.550
	280	-	300 – 320	0.200
	590	$K_3ZrF_7 + ZrO_2$	Свечения нет	
Rb_2ZrF_6	20	-	350 – 370	0.450
	100	Rb_2ZrF_6	340 – 350	0.425
	300	Rb_2ZrF_6	340 – 350	0.420
	510	$Rb_2ZrF_6^{*3}$	350 – 380	0.200
$Rb_2Zr_3OF_{12}$	20	-	355 – 380	0.680
	280* ²	-	340 – 350	1.100
Cs_2ZrF_6	20	-	350 – 375	0.430
	280* ²	-	350 – 360	0.375

Здесь и в табл. 2: *¹ Неизотермическое прокаливании со скоростью подъема температуры 8 – 10 град/мин, *² со скоростью 70 град/мин, *³ Обратимое полиморфное превращение при 474-481 °C, *⁴ недоразложившееся вещество.

Таблица 2. Продукты термического разложения водных фтороцирконатов и их РЛ.

Исходное соединение	T, °C	Фазовый состав продуктов разложения	Диапазон максимального излучения, λ , нм	Интенсивность максимального излучения, отн. ед.
$Rb_5Zr_4F_{21} \cdot 3H_2O$	20	–	320 – 440	0.005
	220	$RbZrF_5 + RbF$	340 – 390	0.025
	280* ²	–	330 – 340	0.240
	300	$RbZrF_5 + Rb_2ZrF_6 + ZrF_4$	–	–
$RbZrF_5 \cdot H_2O$	430	$Rb_2Zr_3OF_{12} + Rb_2ZrF_6$	330 – 350	0.520
	20	–	360 – 390	0.220
	120	$\beta\text{-}RbZrF_5$	360 – 390	0.065
	280* ²	–	370	0.175
$\alpha\text{-}CsZrF_5 \cdot H_2O$	430	$Rb_2ZrF_6 + Rb_2Zr_3OF_{12}$	360 – 390	0.550
	20	–	400 – 420	0.045
	120	$\alpha\text{-}CsZrF_5$		
	250	$\beta\text{-}CsZrF_5$		
	280* ²		380 – 390	0.030

Таким образом, термообработка с разрушением F-H связей в структуре гидратированных фтороцирконатных минеральных видов приводит к значительному усилению РЛ за счет увеличения концентраций центров РЛ F* (300-360 нм) и $V_F + O_F$ (400-440 нм). Этому в большой мере способствует пирогидролит с образованием фторо- и оксофтороцирконатов.

Установлено, что большинство фторосульфатоцирконатов (ФСЦ) имеет широкополосные спектры РЛ, охватывающие УФ и видимую области с максимальным излучением в диапазоне 390-440 нм. У прокаленных образцов максимальное излучение обычно наблюдается в более коротковолновом диапазоне (табл. 3).

В целом спектральный состав представляет собой результат наложения нескольких полос излучения от различных центров РЛ. Как и в случае с фтороцирконатами, интенсивность РЛ ФСЦ после нагрева значительно усиливается, если в результате термического разложения происходит образование люминесцирующих фаз.

Показателен пример с $Rb_3Zr_2F_9SO_4 \cdot 2H_2O$, после термообработки которого (280 °C) фиксируется разложение с участием люминесцирующей фазы $RbZrF_5$ и усилением интенсивности РЛ. Дальнейший нагрев приводит к образованию застывшего плава, и, как следствие, к резкому падению интенсивности РЛ (табл. 2).

Для фтористых минеральных видов циркония наблюдается несколько типов процессов, сопровождающих нагревание:

- Потеря воды (α - и β - $CsZrF_5 \cdot H_2O$) практически без пирогидролита до 200 °C.
- Пирогидролит, заключающийся в замене фторид-иона на анионы OH^- и O^- . Замена на первой стадии в значительной степени происходит по механизму изоморфного замещения без нарушения однофазности системы. Эта стадия проявляется на кривых ТГ по непрерывной потере массы при сохранении структуры минерального вида. Для гексафтороцирконатов она начинается выше 200 °C и продолжается до высокой температуры.

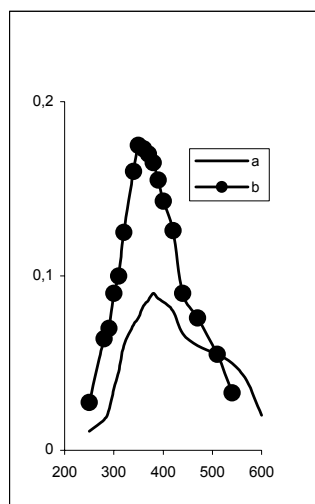


Рис. 1. Влияние термообработки до 300 °C на РЛ RbZrF₅·H₂O.

а – для исходного минерального вида, б – после термообработки.

- После достижения критической концентрации кислорода образуется вторая фаза (оксид и/или оксофторид), как это наблюдается, например, для Rb₂Zr₃OF₁₂ (680 °C).

- Возможно диспропорционирование с образованием, наряду с оксофазой, фтороцирконата с большим отношением F/Zr, чем у исходных минеральных видов (Rb₅Zr₄F₂₁·3H₂O и RbZrF₅·H₂O).

- Разложение исходного минерального вида на другие по структуре фтористые образования, не содержащие кислород (судя по убыли массы, потеря фтора происходит).

Обезвоживание приводит к разрушению фтор-водородных связей, следствием чего является возрастание концентраций F*. Первая стадия пирогиридолиза в основном приводит к уменьшению интенсивности свечения (Rb₂ZrF₆). На интенсивность РЛ оказывает влияние состав и природа промежуточных фаз, образующихся при нагревании минеральных видов. Примером могут служить гидраты M₅Zr₄F₂₁·3H₂O, для которых разложение с образованием пентафтороцирконата практически не влияет на РЛ, а дальнейшее образование гексафтороцирконата и оксофторида с хорошей РЛ приводит к повышению интенсивности свечения.

Таким образом, методом ТА с привлечением РФА изучено термическое разложение фтороцирконатов M₅Zr₄F₂₁·3H₂O, MZrF₅·H₂O, Rb₂Zr₃OF₁₂; фторосульфатоцирконатов M₂ZrF₄SO₄. Впервые установлено наличие в составе продуктов разложения фтороцирконатов Rb₅Zr₄F₂₁·3H₂O и RbZrF₅·H₂O оксофтороцирконата Rb₂Zr₃OF₁₂.

Таблица 3. Продукты термического разложения фторосульфатоцирконатов и их РЛ.

Исходное соединение	Т, °C*	Фазовый состав продуктов разложения	Диапазон максимального излучения λ, нм	Интенсивность максимального излучения, отн. ед.	
				8-10 град/мин	70-80 град/мин
Rb ₃ Zr ₃ F ₉ SO ₄ ·2H ₂ O	20	—	380 – 390	0.170	—
	220-280	Rb ₂ ZrF ₄ SO ₄ + RbZrF ₅	350 – 360	—	0.455
	300	—	350 – 380	—	0.087
	420	Rb ₂ Zr ₃ OF ₁₂ + Rb ₂ ZrF ₄ SO ₄ + застывший плав	-	—	—
Cs ₂ ZrF ₄ SO ₄	20	—	370 – 390	0.320	—
	100	Cs ₂ ZrF ₄ SO ₄	380 – 390	-	0.180
	200	Cs ₂ ZrF ₄ SO ₄	365 – 390	0.165	—
	240	Cs ₂ ZrF ₄ SO ₄	365 – 390	—	0.480
Cs ₈ Zr ₄ F ₂ (SO ₄) ₁₁ ·16H ₂ O	20	—	300 – 450	0.010-0.020	—
	295	Cs ₈ Zr ₄ F ₂ (SO ₄) ₁₁ (Продукт практически аморфен)	420 – 440	0.370	0.035

Показано, что минеральный вид Cs₂ZrF₄SO₄ термически устойчив до 380 °C, а затем подвергается плавлению, близкому к конгруэнтному. Отмечено, что α- и β-CsZrF₅, полученные при разложении на воздухе α- и β-CsZrF₅·H₂O, образуются при значительно более низкой температуре, чем в атмосфере гелия. Изучение РЛ исходных минеральных видов и продуктов их термического разложения показало зависимость интенсивности РЛ от состава образующихся фаз и концентрации в них возбужденных состояний F* и O*.

Список литературы

1. Борозновская Н.Н., Годнева М.М., Мотов Д.Л., Клишкин В.М. Синтез и люминесцентные свойства фторосульфатных соединений циркония (гафния) // Неорг. материалы. 2007. Т. 43. № 4. С. 490-494.
2. Борозновская Н.Н., Годнева М.М., Клишкин В.М., Мотов Д.Л. Влияние термообработки на рентгенолюминесценцию фтористых минеральных видов циркония // Тез. IV Межд. минерал. семинара "Теория, история, философия и практика минералогии". Сыктывкар, 17-20 мая 2006 г. Сыктывкар: Геопринт, 2006. С. 228.
3. Годнева М.М., Мотов Д.Л., Борозновская Н.Н., Клишкин В.М. Синтез фтористых соединений циркония (гафния) и их рентгенолюминесцентные свойства // Журн. неорг. химии. 2007. Т. 52. № 5. С. 725-730.
4. Годнева М.М., Мотов Д.Л. Химия подгруппы титана: сульфаты, фториды, фторосульфаты из водных сред. М.: Наука, 2006. 302 с.
5. Давидович Р.Л., Логвинова В.Б., Теплухина Л.В. Новые фтороцирконаты и фторогафнаты рубидия и цезия // Коорд. химия. 1992. Т. 18. № 1. С. 48-55.
6. Тананаев И.В., Гузеева Л.С., Петров К.И. О термической устойчивости фтороцирконатов и фторогафниатов щелочных металлов // Изв. СО АН СССР. Сер. хим. наук. 1968. Вып. 1. № 2. С. 103-106.
7. Robbins G.D., Thoma R.E., Insley H. Phase Equilibria in the System CsF-ZrF₄. // J. Inorg. Nucl. Chem. 1965. V 27. P 559-568.
8. The Powder Diffraction File. Int. Centre for Diffraction Data. Card 11-0082.

КИНЕТИКА МЕХАНОХИМИЧЕСКОГО ВЗАИМОДЕЙСТВИЯ НЕКОТОРЫХ Са-СОДЕРЖАЩИХ МИНЕРАЛОВ С УГЛЕКИСЛЫМ ГАЗОМ

А.М. Калинин

Институт химии и технологии редких элементов и минерального сырья КНЦ РАН, Анатомы, kalinkin@chemy.kolasc.net.ru

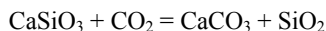
Многочисленные эксперименты свидетельствуют о том, что под влиянием повторяющихся механических воздействий на твердое вещество (сорбент) сорбция молекул газа существенно возрастает, причем это увеличение нельзя объяснить развитием поверхности твердого тела в результате его деформации и разрушения, сопутствующих измельчению. Механическая активация (МА) также может инициировать протекание реакций на поверхности твердого тела с участием молекул окружающей газовой среды, в том числе неожиданных, которые не наблюдаются в обычных условиях. Указанные процессы получили название трибо- (от греч. τριβή - трение) [5] или механосорбционных [1, 6].

Практическое значение исследования механосорбционных явлений связано с адсорбционным понижением прочности твердых тел (эффект Ребиндера) и, как следствие, с возможностью уменьшения энергетических затрат при диспергировании, а также с управлением процессами агрегации в порошках, которые заметно влияют на удельную поверхность при тонком измельчении. Не исключена возможность применения механосорбции для селективного извлечения газов из их смесей.

Механосорбция, как и другие межахимические явления, является результатом сложной комбинации крайне неравновесных процессов, сопровождающих механическое воздействие на твердое тело, включая химические, деформационно-структурные, диффузионные, термические, электромагнитные, эмиссионные и другие. Касаясь природы механосорбции, следует отметить два основных фактора – появление свежей (ювенильной) поверхности с активными центрами, возникающими в результате разрыва химических связей при раскалывании частиц, и образование дефектов кристаллической структуры как двух путей релаксации механических напряжений [1, 5, 6]. Возникающие и мигрирующие в результате пластических деформаций точечные и линейные дефекты кристаллической решетки могут служить своеобразными каналами повышенной диффузии физически и хемосорбированных молекул газа в наружные слои частиц. В этой связи различают трибoadсорбцию и трибоабсорбцию [5].

Следует разграничить механосорбционные процессы и реакции межахимического синтеза в системе газ – твердое тело, протекающие, например, при измельчении ряда металлов в атмосферах хлора, азота, кислорода, водорода, СО [5]. Во втором случае поглощение газов сопровождается количественным превращением исходных веществ в соответствующие индивидуальные соединения (хлориды, нитриды, оксиды, гидриды, карбонилы), идентифицируемые, в частности, методом рентгенофазового анализа. Механосорбция является здесь необходимой промежуточной стадией образования продукта межахимической реакции.

Традиционно механосорбция рассматривается как поглощение относительно небольшого количества газа (< 1%) поверхностью или тонким наружным слоем частиц сорбента. Если в ходе МА количество поглощенного газа сопоставимо с количеством твердого вещества, то это обычно служит явным указанием на протекание межахимического синтеза. Ранее нами обнаружено [3, 8], что диопсид $\text{CaMgSi}_2\text{O}_6$, волластонит CaSiO_3 и другие Са и Мг содержащие силикаты не укладываются в эту классификацию, по крайней мере по отношению к CO_2 . В отсутствие механических воздействий при условиях окружающей среды скорость взаимодействия с углекислым газом для указанных минералов (слагающих весьма устойчивые горные породы) практически равна нулю. Наряду с этим, МА силикатов сопровождается селективным поглощением ими больших количеств CO_2 с образованием карбонатных ионов. В результате продолжительного истирания на воздухе или обработки в центробежно-планетарной мельнице в атмосфере диоксида углерода содержание CO_2 в образцах превышает 20 %, что сопоставимо с содержанием кальция и магния в исходном силикате. В этом случае можно было бы предположить протекание реакции межахимической трансформации силикатов в соответствующие карбонаты - кальцит CaCO_3 , доломит $\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$ и другие. Например, для волластонита эта реакция имеет вид:



Однако глубокая механически индуцированная карбонизация кальций и магний содержащих силикатов происходит на фоне общей аморфизации образцов и не сопровождается появлением в рентгенограммах рефлексов карбонатов и других кристаллических фаз. Полученные данные указывают на массированное проникновение молекул газа в объем частиц и их «растворение» в структурно разупорядоченной силикатной матрице в виде CO_3^{2-} групп. В данной работе на примере синтетического перовскита CaTiO_3 проанализированы кинетические закономерности механосорбции.

Синтез CaTiO_3 проводили на основе межахимического метода. CaCO_3 “х.ч.” и диоксид титана рутильной модификации “х.ч.” подвергали совместной обработке в центробежно-планетарной мельнице АГО-2 [1] при центробежном факторе 60 g в течение 5 мин. В барабан помещали 200 г стальных шаров диаметром 5 мм и 20 г смеси. Обработанный в мельнице материал прессовали в таблетки и прокаливали при 1200 °С в течение 4 ч. Полученное вещество, согласно данным РФА и химического анализа являлось однофазным продуктом, представляющим собой кристаллический титанат кальция CaTiO_3 . МА перовскита проводили в аналогичных условиях при отношении массы шаров к массе минерала равном 20:1. Начальная масса образца составляла 10 г. Перед экспериментом по МА в среде атмосфере диоксида углерода барабан с шарами и образцом в течение 2 мин про-

дували слабой струей углекислого газа из баллона, вытесняя воздух, плотность которого в 1.5 раза меньше плотности CO_2 . С целью осушки газ предварительно пропускали через колонку с прокаленным хлористым кальцием. Операцию заполнения барабана CO_2 повторяли после каждого отбора пробы (~ 1 г) и после каждых 2 мин МА.

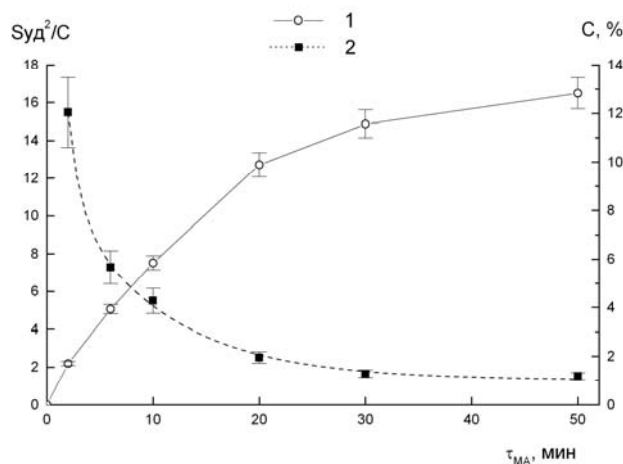


Рис. 1. Зависимость степени карбонизации перовскита C (мас. % CO_2) (1) и величины $S_{\text{уд}}^2/C$ (2) от продолжительности МА в атмосфере углекислого газа.

Зависимость степени карбонизации перовскита C (мас. % CO_2 в образце) от продолжительности МА в атмосфере углекислого газа представлена на рис. 1, из которого видно, что наиболее интенсивно механосорбция протекает в первые минуты активации, затем процесс замедляется. Строгое рассмотрение кинетики механосорбции является трудной задачей вследствие многообразия физико-химических процессов, сопровождающих механическое воздействие на систему твердое тело – газ, и их неравновесного характера [1, 5, 6]. Для системы перовскит – CO_2 характерно как механически индуцированное проникновение молекул углекислого газа в объем структурно разупорядоченных частиц титаната кальция, так и химическое взаимодействие с кислородными анионами с образованием CO_3^{2-} групп. В этих условиях целесообразно выделить основных факторов, влияющих на механосорбцию, и применение упрощенной модели.

В работе [4] при исследовании механосорбции водорода на поверхности кварца, измельчаемого в вибромельнице, было выявлено два режима поглощения газа. На начальном этапе диспергирования механическая энергия преимущественно расходуется на образование свежей поверхности, на активных центрах которой хемосорбируются молекулы H_2 (режим раскалывания). Скорость поглощения водорода в режиме раскалывания прямо пропорциональна скорости образования активных центров и, следовательно, скорости роста поверхности. По мере увеличения общей поверхности частиц S возрастает доля активных центров, возникающих за счет трения поверхности частиц (режим трения). В режиме трения скорость поглощения газа зависит от величины поверхности, а не от производной S по времени, как в режиме раскалывания. Таким образом, суммарная скорость поглощения газа W выражается соотношением [4]:

$$W = W_{\text{раск}} + W_{\text{тр}} = a(dS/dt) + f_{\text{тр}}(S), \quad (1)$$

где $W_{\text{раск}}$ и $W_{\text{тр}}$ – скорости процессов поглощения, инициируемых раскалыванием и трением соответственно; a – коэффициент, в общем случае пропорциональный концентрации активных центров на свежесформированной поверхности. Вклад трения в суммарную скорость $W_{\text{тр}} = f_{\text{тр}}(S)$ кроме величины удельной поверхности зависит от многих факторов, включая тип и энергонапряженность измельчения, природу реагирующих веществ, причем вид функции $f_{\text{тр}}(S)$ в настоящее время неизвестен.

Соотношение (1) предложено для описания процесса поверхностной хемосорбции водорода [4], но оно может быть применено и в случае проникновения молекул газа в объем частиц сорбента. Зависимость изменения удельной поверхности перовскита от времени МА в углекислом газе (не приведена) позволяет выделить два участка: быстрый рост S в течение первых 2 мин обработки и затем переход в квазистационарное состояние, аналогичное равновесию Хюттига при измельчении [5]. Отличие от равновесия Хюттига, при котором в результате одновременного протекания процессов диспергирования и агрегации удельная поверхность почти не меняется, заключается в том, что при относительном постоянстве S в нашем случае продолжает заметно изменяться химический состав образца вследствие поглощения CO_2 (рис. 1). В начальный период активации механосорбция углекислого газа протекает в режимах раскалывания и частично трения, а при времени МА более 2 мин практически полностью за счет трения. Механически индуцированное поглощение диоксида углерода перовскитом включает две стадии: 1) поверхностную сорбцию CO_2 с образованием карбонатных групп и 2) последующую

диффузию CO_3^{2-} ионов в титанатную матрицу. В ИК спектрах МА-образцов (не приведены) в области 2370-2350 см^{-1} отсутствуют полосы, соответствующие физически сорбированному CO_2 или диоксиду углерода, растворенному в расплавах в молекулярной форме [7]. Это говорит о том, что в условиях интенсивных механических воздействий на перовскит, приводящих к быстрому накоплению структурных дефектов, разрыву и деформации связей не только на поверхности, но и в объеме, вторая стадия протекает гораздо быстрее первой. Другими словами, процесс поглощения углекислого газа в режиме трения является диффузионно контролируемым.

Рассмотрим механосорбцию CO_2 при продолжительности МА более 2 мин. В этот период сорбция и диффузия газа в объем зерен предположительно происходит практически только за счет трения. Первым слагаемым в уравнении (1) в этом случае можно пренебречь, и скорость поглощения углекислого газа записывается в виде

$$W = W_{\text{тр}} = f_{\text{тр}}(S) \quad (2)$$

Определим скорость механосорбции как $W = dM/d\tau$, где M – общая масса углекислого газа, поглощенного перовскитом за время τ . Применяя диффузионный закон Фика в приближении полубесконечного твердого тела [2, с. 463] можно показать, что для скорости механосорбции справедливо выражение:

$$\begin{aligned} W &= dM/d\tau = f_{\text{тр}}(S) = k(S^2/M) \\ k &\sim C_0 D_{\text{MC}} \end{aligned} \quad (3)$$

где k – коэффициент поглощения, C_0 – концентрация поглощенного газа в наружном слое частиц, D_{MC} – коэффициент диффузии при механосорбции. При условии $S = \text{const}$ из уравнения (3) следует, что

$$M/S \sim \sqrt{\tau} \quad (4)$$

Интересно отметить, что аналогичная зависимость была обнаружена при изучении механоабсорбции инертных газов никелем [5, с. 287]. Преобразуем выражение (3) с учетом изменения S в ходе эксперимента. Величины M и S могут представлены в виде:

$$M = 0.01C \cdot q / (1 - 0.01C) \quad (5)$$

$$S = S_{\text{уд}} \cdot q / (1 - 0.01C) \quad (6)$$

где q – масса сорбента (CaTiO_3) в граммах; C – степень карбонизации, т.е. содержание диоксида углерода в МА-образце перовскита (масс. %); $S_{\text{уд}}$ – удельная поверхность ($\text{м}^2/\text{г}$). После подстановки (5) и (6) в (3) и несложных преобразований получаем соотношение

$$-\ln(1 - 0.01C) = 10^2 k \frac{S_{\text{уд}}^2}{C} d\tau \quad (7)$$

Интегрирование уравнения (7) в интервале продолжительности МА от $\tau = 2$ мин до $\tau = t$ (режим трения) приводит к выражению:

$$F(t) - F(2) = 10^2 k \int_2^t \left(\frac{S_{\text{уд}}^2}{C} \right) d\tau = 10^2 k \Theta(t), \quad (8)$$

где:

$$F(t) = -\ln(1 - 0.01C(t)) \quad (9)$$

Для проверки адекватности уравнения (8) экспериментальные значения $S_{\text{уд}}^2/C$ были аппроксимированы функцией:

$$S_{\text{уд}}^2/C = b_0 + b_1 \exp(-b_2 \tau) + b_3 \exp(-b_4 \tau) \quad (10)$$

На рис. 1 изображены экспериментальные величины $S_{\text{уд}}^2/C$ и интерполяционная кривая (пунктир), полученная на основе уравнения (10). С использованием (10) интеграл $\Theta(t)$ в правой части (8) рассчитывается в виде:

$$\Theta(t) = \int_2^t \left(\frac{S_{\text{уд}}^2}{C} \right) d\tau = b_0(t - 2) - \frac{b_1}{b_2} [\exp(-b_2 t) - \exp(-2b_2)] - \frac{b_3}{b_4} [\exp(-b_4 t) - \exp(-2b_4)] \quad (11)$$

Зависимость значений $[F(t) - F(2)]$, полученных подстановкой экспериментальных степеней карбонизации $C(t)$ в (9), от величин $\Theta(t)$, вычисленных по уравнению (11), приведена на рис. 2. Прямая на рис. 2 получена линейной интерполяцией данных по методу наименьших квадратов. Из рис. 2 видно, что, несмотря на упрощенный характер модели, она вполне приемлемо описывает кинетику механосорбции. Угол наклона прямой на рис. 2 соответствует коэффициенту поглощения k . Величина k характеризует сродство данного минерала к углекис-

слому газу в условиях механических воздействий и может использоваться для сопоставления взаимодействия различных минералов с CO_2 при МА.

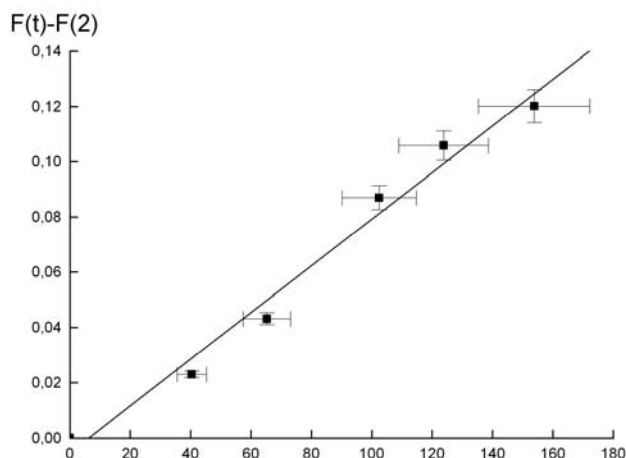


Рис. 2. Зависимость величины $(F(t)-F(2))$ от значений интеграла $\Theta(t)$ в уравнении (8).

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ, грант 06-03-32198, Ведущей научной школы НШ-4383.2006.3 и регионального ЦКП "Материаловедение и диагностика в передовых технологиях".

Список литературы

1. Аввакумов Е.Г. Механические методы активации химических процессов. Н.: Наука, 1986. 305 с.
2. Жуховицкий А.А., Шварцман Л.А. Физическая химия. М.: Изд. лит. по цвет. и черн. металл., 1963. 676 с.
3. Калинин А.М., Политов А.А., Болдырев В.В. и др. Исследование механической активации диоксида в среде CO_2 // Неорг. матер. 2002. Т. 38. № 2. С. 215-220.
4. Стрелецкий А.Н., Бутягин П.Ю. Механохимия поверхности кварца. II. Роль трения // Кинетика и катализ. 1980. Т. 21. № 3. С. 770-775.
5. Хайнике Г. Трибохимия. М.: Мир, 1987. 582 с.
6. Ходаков Г.С. Сорбционная механохимия твердых неорганических материалов // Колл. журнал. 1994. Т. 56. № 1. С. 113-128.
7. Fine G. and Stolper E. Dissolved Carbon Dioxide in Basaltic Glasses: Concentrations and Speciation // Earth Planet. Sci. Lett. 1985/86. V 76. P 263-278.
8. Kalinkina E.V., Kalinkin A.M., Forsling W., Makarov V.N. Sorption of atmospheric carbon dioxide and structural changes of Ca and Mg silicate minerals during grinding // Int. J. Miner. Process. 2001. V 61. N 4. P 273-299.

ПЭМ-ИССЛЕДОВАНИЕ СТРУКТУРЫ ПЕРОВСКИТА И ДИОПСИДА, МЕХАНИЧЕСКИ АКТИВИРОВАННЫХ В АТМОСФЕРЕ CO₂

А.М. Калинин¹, Е.В. Калининна¹, В.Н. Неведомский²

¹ Институт химии и технологии редких элементов и минерального сырья КНЦ РАН, Апатиты, kalinkin@chemy.kolasc.net.ru; ² Физико-технический институт им. А.Ф. Иоффе РАН, Санкт-Петербург

При механохимической активации (МА) на воздухе или в атмосфере углекислого газа ряд кальций содержащих минералов, таких как диопсид $\text{CaMgSi}_2\text{O}_6$, титанит CaTiSiO_5 , перовскит CaTiO_3 и другие проявляют высокое сродство к диоксиду углерода [5, 8]. Под воздействием МА указанные минералы чрезвычайно селективно извлекают углекислый газ из окружающей среды и поглощают его в виде карбонатных ионов (согласно данным ИК спектроскопии). Мольное содержание CO_3 -групп, в которые превращается поглощенный диоксид углерода, достигает значений, сопоставимых с содержанием кальция в минералах. Было сделано предположение, что CO_2 в результате глубокой механосорбции проникает в объем структурно разупорядоченной силикатной (или титанатной) матрицы, гомогенно “растворяясь” в ней с образованием карбонатно-силикатной фазы. Природа этой фазы подобна тонко измельченному стеклу, полученному охлаждением силикатного расплава, в котором при чрезвычайно “жестких” условиях (температурах $\sim 1500^\circ\text{C}$ и давлениях газа ~ 1 ГПа) был растворен углекислый газ [7]. В данной работе с целью проверки этой гипотезы изучена микроструктура вещества, образующегося при механохимическом взаимодействии природного диопсида $\text{CaMgSi}_2\text{O}_6$ (Ковдорское месторождение) и синтетического перовскита CaTiO_3 с CO_2 , с использованием метода просвечивающей электронной микроскопии (ПЭМ), в том числе в режиме высокого разрешения (ВРЭМ).

В качестве исходного природного диопсида, теоретическая формула которого соответствует $\text{CaMgSi}_2\text{O}_6$, использовали тот же образец, что и в работе [6]. МА диопсида проводили в вибрационном измельчителе 75Т-ДРМ при давлении углекислого газа, близком к атмосферному, в течение 65 час, что обеспечило полную аморфизацию минерала и достижение предельного значения поглощения CO_2 для условий эксперимента. Степень карбонизации образца (содержание CO_2 в активированном диопсиде) составила 21.3 ± 0.8 мас. % CO_2 . МА перовскита в среде CO_2 проводили в центробежно-планетарной мельнице АГО-2 [1]. Продолжительность активации перовскита в углекислом газе составила 30 мин. Содержание CO_2 в МА-образце составило 11.6 ± 0.5 мас. %. Дифрактограммы снимали с помощью дифрактометра ДРОН-2 (CuK_α -излучение). Значения удельной поверхности МА-образцов перовскита и диопсида, измеренные методом тепловой десорбции азота на установке FlowSorb II 2300 (Micromeritics), составили 5.1 ± 0.2 и 3.4 ± 0.1 м²/г, соответственно. Для получения ПЭМ изображений использовали просвечивающий микроскоп JEM-2100F Jeol. Перед исследованием образцы диспергировали в спирте 10 мин. с последующим осаждением на готовую коллодиевую пленку и высушиванием в течение 5-12 час.

Диспергирование в спирте приводит к частичной дезагрегации порошка, о чем свидетельствует появление в ПЭМ-изображении ультратонких частиц, имеющих размер на 1-2 порядка меньше, чем до диспергирования (рис. 1а, м-б 2 мкм). Более детальную информацию о структуре частиц дают изображения при масштабе 500 нм (рис. 2а). Следует отметить, что в объеме частиц МА-диопсида резких неоднородностей не наблюдается. Частицы образца имеют гладкие (оплавленные) края без острых углов. При наложении двух частиц друг на друга граница угадывается сравнительно легко (рис. 2а, м-б 500 нм).

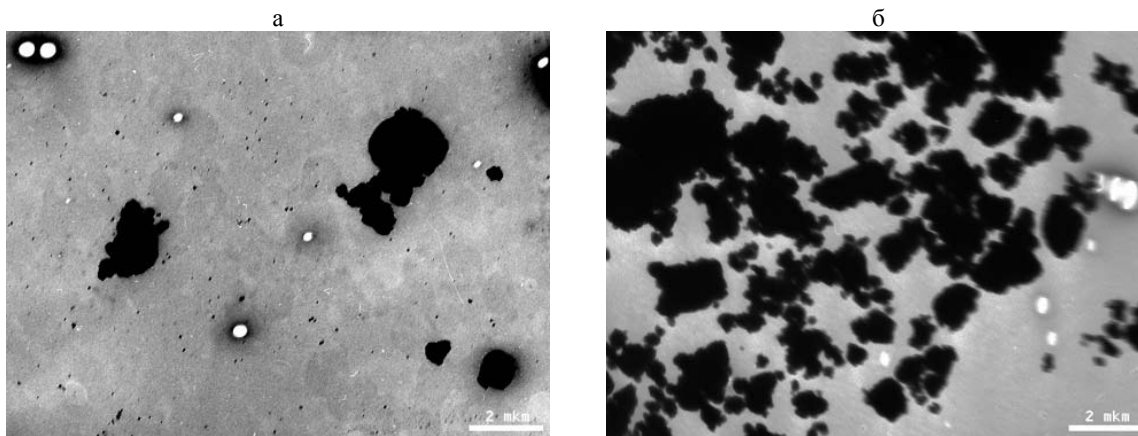


Рис. 1. ПЭМ-изображения МА-образцов диопсида (а) и перовскита (б) после диспергирования в спирте и осаждения на коллодиевую пленку.

Частицы МА-диопсида содержат незначительное число включений диаметром около 10 нм – не более одного на относительно крупную частицу размером порядка 0.5-1 мкм. Одно из таких включений изображено на микрофотографии 2а, масштаб 20 нм. Предположительно эти включения могут быть либо нанокристаллами

диопсида, либо частицами железа, присутствующими в образце за счет самоистирания материала мельницы. В целом, структура диопсида, активированного в CO_2 , является однородной и аморфной, о чем свидетельствуют ВРЭМ-изображения (рис. 2а, м-б 5 нм) и микродифрактограмма образца, типичная для аморфной структуры (рис. 3а).

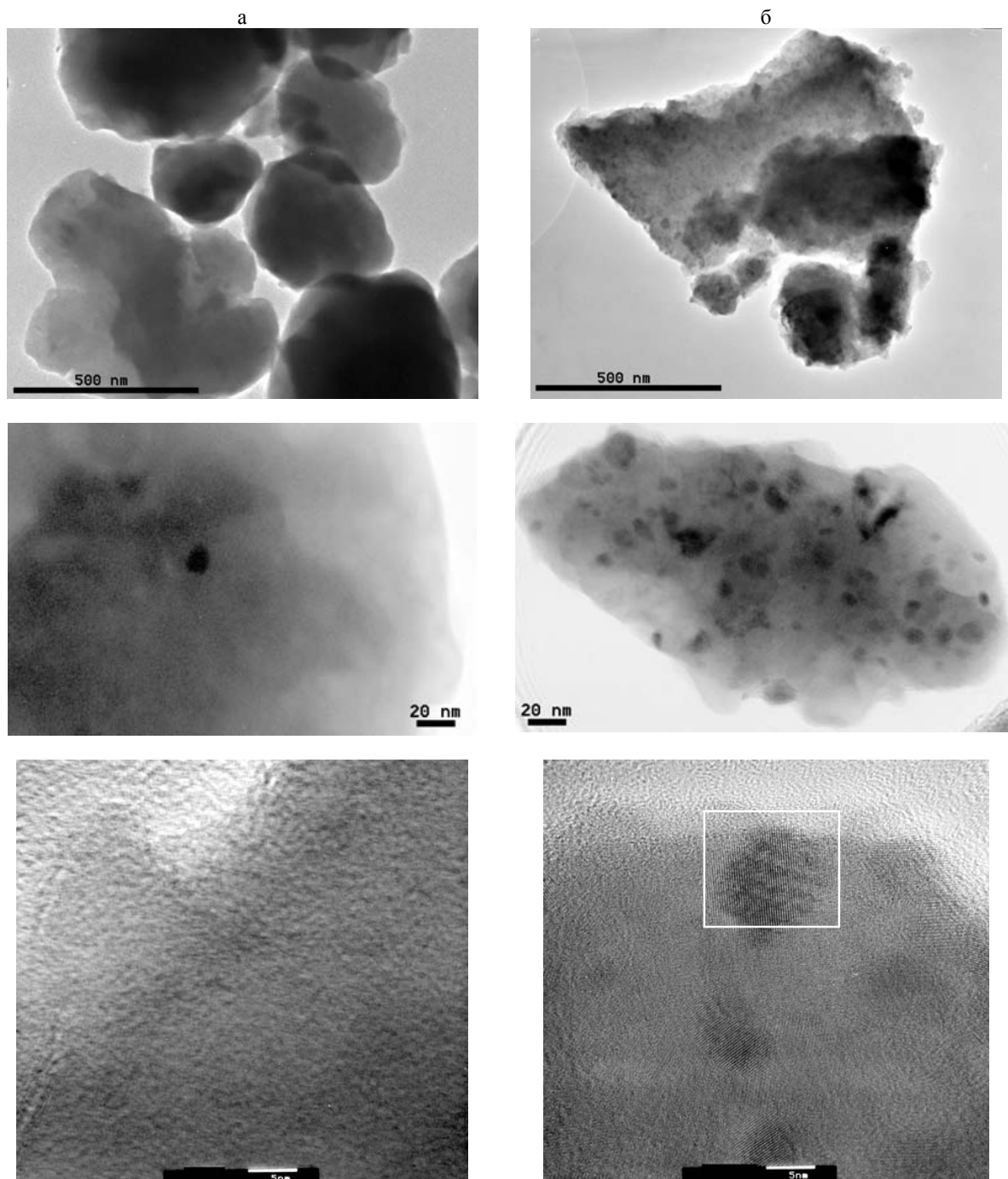


Рис. 2. ПЭМ-изображения МА-образцов диопсида (а) и перовскита (б).

По сравнению с диопсидом по данным РФА (не приведены) в результате механической обработки в CO_2 структура перовскита разрушена в заметно меньшей степени. Для образцов перовскита и диопсида размеры средних и крупных частиц и их агрегатов после диспергирования в спирте и осаждения на коллодиевую пленку приблизительно одинаковы (рис. 1). Вместе с тем, как следует из рис. 1, в случае перовскита ультратонких частиц присутствует гораздо меньше. Из рис. 2 видно, что образцы перовскита и диопсида имеют различную структуру частиц уже на масштабах около 500 нм. Частицы МА-перовскита имеют рваные края, содержат в объеме ярко выраженные неоднородности, при наложении двух частиц друг на друга граница трудно угадывается. Более детальные ПЭМ-изображения (рис. 2б, масштаб 20 нм) свидетельствуют о том, что образец состоит из структурированных включений относительно тяжелых частиц в легкой аморф-

физированной матрице. Размеры включений приблизительно равны 10-20 нм (темные пятна на микрофотографии). Размер кристаллических включений перовскита можно сопоставить со средним размером областей когерентного рассеяния (ОКР), определенным по уширению дифракционных линий. Анализ уширения пиков был проведен с использованием метода аппроксимаций [4]. Определение размера кристаллитов и величины микронапряжений проводили по отражениям [121] и [242], используя функцию Гаусса. В этом случае интегральная ширина линий β связана с размером кристаллитов D и величиной микронапряжений $\Delta d/d$ соотношением:

$$(\beta \cos \theta)^2 = (\lambda/D)^2 + [4(\Delta d/d) \sin \theta]^2,$$

где λ – длина волны рентгеновского излучения, θ – угол дифракции. Согласно расчету средний размер ОКР составляет 15÷20 нм, что неплохо согласуется с данными ПЭМ.

Микродифрактограммы образца МА-перовскита (рис. 3б) характерны для поликристалла, причем преимущественной ориентации не наблюдается. Дифракционные пятна хорошо укладываются в ромбическую решетку, соответствующую структуре CaTiO_3 [2] (PDF № 42-423). ВРЭМ-изображение частиц МА-перовскита (рис. 2б, м-б 5 нм, на снимках представлены края частиц образцов) иллюстрирует аморфный характер матрицы и кристалличность включений, размер которых соответствует 3 нм в диаметре и более.

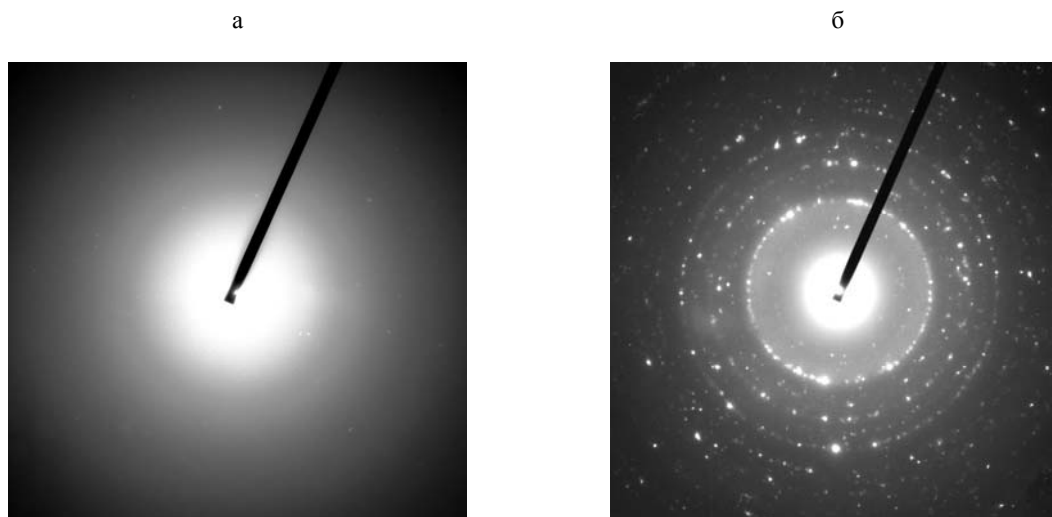


Рис. 3. Микродифрактограммы МА-образцов диопсида (а) и перовскита (б). Микродифрактограммы снимались с частиц, изображенных на рис. 4а, м-б 500 нм.

Полученные результаты подтверждают ранее сделанное предположение о характере механохимического взаимодействия CO_2 с кальций содержащими минералами. Механически индуцированное массированное проникновение молекул газа в объем частиц сопровождается их «растворением» в структурно разупорядоченной силикатной или титанатной матрице в виде CO_3^{2-} групп. Механохимической трансформации силиката и титаната в индивидуальную карбонатную фазу при этом не происходит. МА-диопсид при этом представляет собой квазигомогенную аморфную карбонатно-силикатную структуру, состоящую из нанокластеров, т.е. структурных единиц, не имеющих трансляционных элементов симметрии [3]. МА-перовскит фактически является наноконкомпозитом, в котором нанокристаллы CaTiO_3 внедрены в карбонизированную аморфную титанатную матрицу.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ, грант 06-03-32198, Ведущей научной школы НШ-4383.2006.3 и регионального ЦКП «Материаловедение и диагностика в передовых технологиях».

Список литературы

1. Аввакумов Е.Г. Механические методы активации химических процессов. Н.: Наука, 1986. 305 с.
2. Брэгг У., Кларингбулл Г. Кристаллическая структура минералов. М.: Мир, 1967. 390 с.
3. Глезер А.М. Аморфные и нанокристаллические структуры: сходства, различия, взаимные переходы // Рос. хим. журнал. 2002. Т. 46. № 5. С. 57-63.
4. Иверонова В.И., Ревкевич Г.П. Теория рассеяния рентгеновских лучей. М.: МГУ, 1978. С. 129.
5. Калинин А.М., Политов А.А., Болдырев В.В. и др. Исследование механической активации диопсида в среде CO_2 // Неорг. матер. 2002. Т. 38. № 2. С. 215-220.
6. Калинин А.М., Политов А.А., Калинин Е.В. и др. Механохимическое взаимодействие карбоната кальция с диопсидом и аморфным кремнеземом // Химия в интересах устойчивого развития 2006. Т. 14. С. 357-367.
7. Fine G. and Stolper E. Dissolved Carbon Dioxide in Basaltic Glasses: Concentrations and Speciation // Earth Planet. Sci. Lett. 1985/86. V 76. P. 263-278.
8. Kalinkina E.V., Kalinkin A.M., Forsling W., Makarov V.N. Sorption of atmospheric carbon dioxide and structural changes of Ca and Mg silicate minerals during grinding // Int. J. Miner. Process. 2001. V 61. N 4. P 273-299.

ВЗАИМОДЕЙСТВИЕ СИЛИКАТОВ Li, Na и K с CO₂ ПРИ МЕХАНИЧЕСКОЙ АКТИВАЦИИ

А.М. Калинин, Е.В. Калинкина, О.А. Залкинд, Т.Н. Васильева

Институт химии и технологии редких элементов и минерального сырья КНЦ РАН, Анатумы, kalinkin@chemy.kolasc.net.ru

В развитие проводимых нами исследований взаимодействия Ca- и Mg-содержащих силикатных минералов с углекислым газом при механической активации (МА) [3, 4, 9], в настоящей работе изучены процессы, протекающие при МА метасиликатов щелочных металлов M₂SiO₃ (M: Li, Na, K) в воздушной среде и в атмосфере CO₂. Представляет интерес проследить, как повлияет на протекание механохимического взаимодействия с CO₂ замена щелочноземельного металла на щелочной, и выявить закономерности внутри указанного ряда. Выбор силикатов щелочных металлов обусловлен также тем, что в последнее время они привлекают внимание как потенциальные сорбенты промышленных выбросов диоксида углерода (при повышенных Т). Данных по влиянию механических воздействий на интенсивность поглощения CO₂ силикатами щелочных металлов в литературе нами не обнаружено.

МА метасиликатов Li, Na и K проводили в воздушной среде и в атмосфере CO₂ в центробежно-планетарной мельнице АГО-2 [1]. Опыты по МА в воздушной среде выполнялись при относительной влажности воздуха в лаборатории 30-40 % и среднем содержании CO₂, равном 0.03 об. %. В барабан мельницы АГО-2 объемом 150 см³ помещали 200 г шаров диаметром 5 мм и 10 г метасиликата. МА осуществлялась при центробежном факторе 60 g. Перед экспериментом по МА в среде атмосфере диоксида углерода барабан с шарами и образцом в течение 1 мин продували слабой струей углекислого газа из баллона, вытесняя воздух, плотность которого в 1.5 раза меньше плотности CO₂. На рис. 1 представлены мольные отношения CO₂/M₂SiO₃ в образцах метасиликатов щелочных металлов в зависимости от времени МА в АГО-2 в среде углекислого газа и количества подведенной механической энергии.

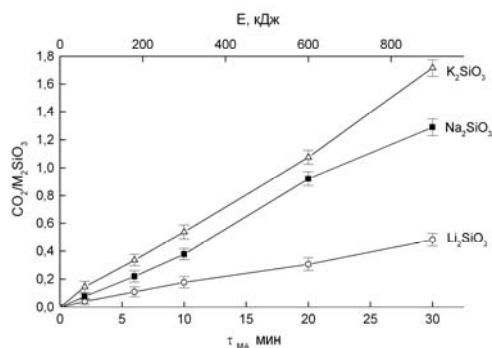


Рис. 1. Мольные отношения CO₂/M₂SiO₃ (M: Li, Na и K) в зависимости от времени МА метасиликатов щелочных металлов в мельнице АГО-2 в среде углекислого газа.

E – количество энергии, подведенное к образцу в барабане, кДж.

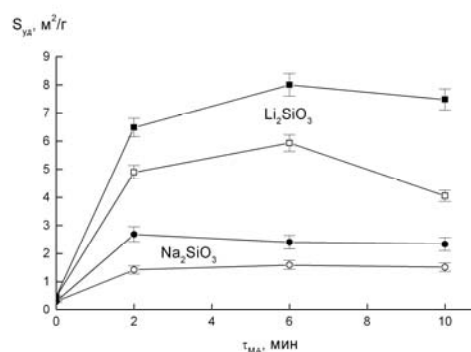


Рис. 2. Зависимость удельной поверхности образцов метасиликатов Li и Na от времени МА в мельнице АГО-2 в воздушной среде (светлые) и в атмосфере CO₂ (темные значки).

Величины CO₂/M₂SiO₃ вычислялись по результатам анализа на диоксид углерода в МА-силикатах с учетом того, что образцы при контакте с воздухом в ходе эксперимента при отборе проб и периодическом принудительном перемешивании загрузки в барабане поглощают некоторое количество атмосферной влаги. Содержание поглощенной H₂O определялось как разность между убылью массы при прокаливании МА-образцов до 1000 °C и содержанием CO₂ по данным химического анализа. При одинаковом количестве подведенной энергии отношение CO₂/M₂SiO₃ возрастает в ряду Li<Na<K, причем для Li₂SiO₃ оно в 2-3 раза ниже, чем для Na₂SiO₃ и K₂SiO₃. После 30 мин МА в углекислом газе степень карбонизации образцов метасиликатов лития, натрия и калия составляет 17.9, 29.5 и 25.6 мас. % CO₂, соответственно. Величина CO₂/M₂SiO₃ для Na₂SiO₃ и K₂SiO₃ в этом случае превышает 1 (рис. 1), что указывает на образование гидрокарбонатов. Данные РФА и ИК спектроскопии подтверждают присутствие гидрокарбонатов в МА-образцах метасиликатов натрия и калия. Для сравнения, после 30 мин МА в воздушной среде в образце Na₂SiO₃ содержится ~ 2 мас. % CO₂.

Удельные поверхности образцов при МА силикатов лития и натрия в центробежно-планетарной мельнице в атмосфере CO₂ и в воздушной среде приведены на рис. 2. В течение первых 2 мин МА происходит диспергирование, и S_{уд} возрастает с наибольшей скоростью. При увеличении продолжительности МА усиливаются процессы агрегации, что приводит в случае Na₂SiO₃ к стабилизации удельной поверхности или к появлению пологого максимума для метасиликата лития. Повышенные значения S_{уд} для МА в углекислом газе по сравнению с воздушной средой для обоих силикатов (рис. 2) могут быть связаны с проявлением эффекта Ребиндера, а также с изменением пластичности зерен за счет карбонизации наружных слоев частиц.

Дифрактограммы и ИК спектры исходных и механохимически активированных в CO_2 образцов метасиликатов лития и натрия приведены на рис. 3 и 4. МА метасиликата лития сопровождается ухудшением разрешения полос в ИК спектрах в области $1200\text{--}400\text{ см}^{-1}$ (рис. 3б). Это указывает на структурные нарушения, что подтверждается данными РФА (рис. 3а). Появление в ИК спектрах интенсивной полосы при 1500 см^{-1} , соответствующей ν_3 антисимметричному валентному колебанию CO_3^{2-} группы (рис. 3б, кривые 2 и 3), свидетельствует об активном взаимодействии Li_2SiO_3 с диоксидом углерода в ходе МА.

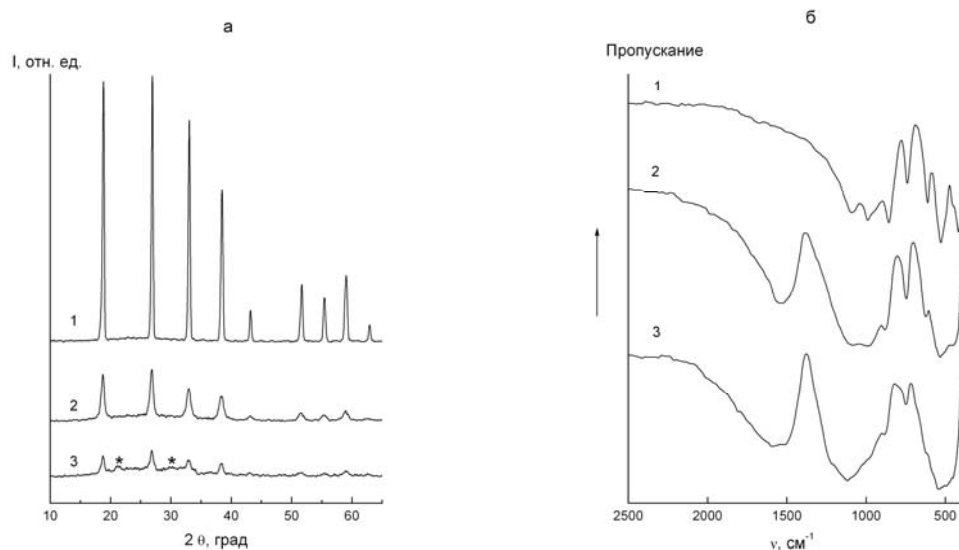


Рис. 3. Дифрактограммы (а) и ИК спектры (б) образцов метасиликата Li после МА в атмосфере CO_2 в АГО-2.

1 - исходный образец, 2 и 3 – после 10 и 30 мин МА. Звездочкой обозначены рефлексы, соответствующие Li_2CO_3 .

Обработка в планетарной мельнице метасиликата лития продолжительностью 10 мин как в атмосфере углекислого газа (рис. 3а, кривая 2), так и в воздушной среде (дифрактограммы не приведены) приводит к уширению линий метасиликата и снижению их интенсивности, новых рефлексов при этом не возникает. Вместе с тем, в дифрактограмме образца после 30 мин МА в CO_2 появляются слабые уширенные пики карбоната лития, отмеченные звездочкой на рис. 3а (кривая 3). В этом образце была проведена оценка содержания Li_2CO_3 на основе измерения интегральной интенсивности дифракционного максимума -110 ($d = 4.16\text{ \AA}$, $2\theta = 21.3^\circ$) с использованием эталонного метода [2]. Эталонном служил реактивный Li_2CO_3 квалификации “х.ч.”. Содержание карбоната лития в указанном образце метасиликата согласно полученным данным составляет 10-15 %. Вместе с тем, по результатам анализа на CO_2 в пересчете на карбонат лития в образце формально содержится 30 ± 2 мас. % Li_2CO_3 . Следовательно, в результате механически индуцированного поглощения углекислого газа Li_2SiO_3 лишь частично превращается в фазу карбоната лития по реакции:



Большая часть поглощенного при механосорбции CO_2 присутствует в виде карбонатных ионов, внедренных в разупорядоченную в ходе МА силикатную матрицу. Этот вывод может быть подкреплён следующей оценкой. В ходе МА Li_2SiO_3 в углекислом газе продолжительностью 6-10 мин степень карбонизации образцов изменяется в интервале 5-8 мас.% CO_2 (8-14 мас. % Li_2CO_3), при этом, согласно данным РФА, карбонатные фазы не образуются (рис. 3а, кривая 2). Удельная поверхность в этом случае составляет $7.5\text{--}8.0\text{ м}^2/\text{г}$ (рис. 2). Зная площадь, которую занимает одна молекула углекислого газа ($21.6\text{ \AA}^2$), легко вычислить, что указанные содержания CO_2 и $S_{\text{уд}}$ формально соответствуют 20-30 монослоям диоксида углерода, т.е. механосорбция газа действительно имеет объёмный характер. Учет возможной молекулярно плотной агрегации частиц качественно не может изменить ситуацию, поскольку литературные [8] и наши данные указывают на то, что при механической обработке удельная поверхность дезагрегированных порошков силикатов и карбонатов превышает таковую для агрегированных максимум в 2-3 раза.

По сравнению с Li_2SiO_3 при МА метасиликата натрия в углекислом газе происходят существенные изменения фазового состава. После 10 мин обработки в мельнице по данным РФА образуется термонатрит $\text{Na}_2\text{CO}_3 \cdot \text{H}_2\text{O}$ (PDF № 8-848) (рис. 4а, кривая 2). В дифрактограмме образца после 30 мин активации (рис. 4а, кривая 3) полностью исчезают рефлексы метасиликата Na. На фоне диффузного гало в области $2\theta = 15\text{--}40^\circ$, свидетельствующего о появлении аморфной фазы, присутствуют пики $\text{Na}_2\text{CO}_3 \cdot \text{H}_2\text{O}$, а также вейтгайдерита $\text{Na}_2\text{CO}_3 \cdot 3\text{NaHCO}_3$ (PDF №15-653) и, возможно, некоторого количества троны $\text{Na}_2\text{CO}_3 \cdot \text{NaHCO}_3 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ (PDF № 78-1064). Для последних двух соединений однозначно разделить рефлексы в дифрактограмме достаточно сложно из-за их

близкого расположения и невысокой степени кристалличности фаз. Вода, необходимая для образования указанных веществ, как уже отмечено, появляется вследствие контакта гигроскопичных активированных образцов с атмосферной влагой в ходе опыта по МА.

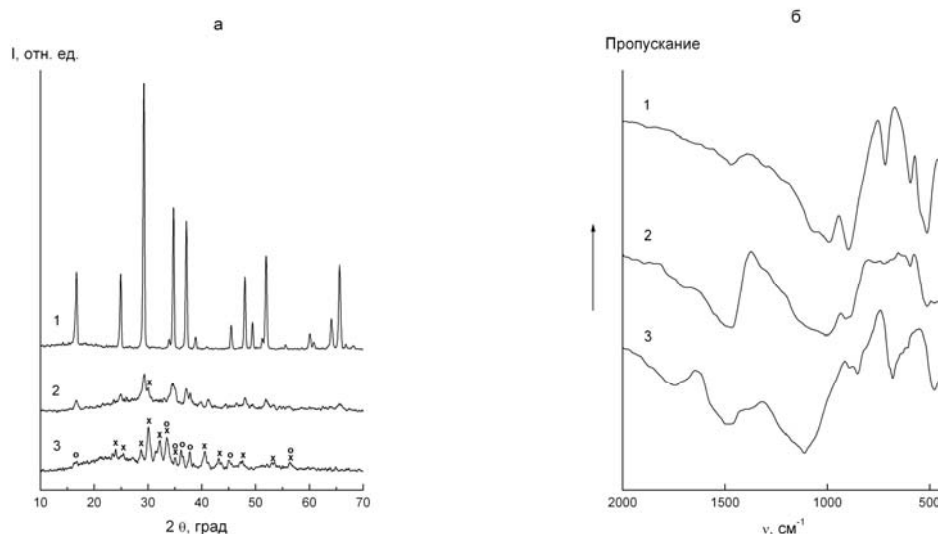
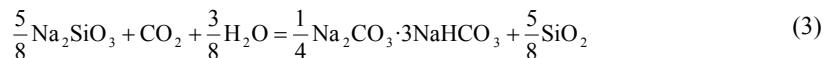
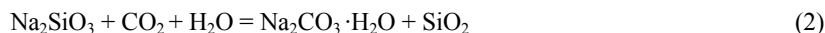


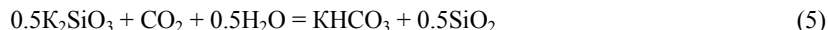
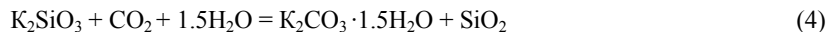
Рис. 4. Дифрактограммы (а) и ИК спектры (б) образцов метасиликата Na после МА в атмосфере CO₂ в АГО-2.

1 - исходный образец, 2 и 3 – после 10 и 30 мин МА. Рефлексы фаз: х - Na₂CO₃ · H₂O, о - Na₂CO₃ · 3NaHCO₃ и Na₂CO₃ · NaHCO₃ · 2H₂O.

Образование среднего карбоната Na₂CO₃ · H₂O после 10 мин МА подтверждается появлением в ИК спектре интенсивной полосы CO₃²⁻ группы при 1460 см⁻¹ (рис. 4б, кривая 2). В согласии с данными РФА увеличение продолжительности МА от 10 до 30 мин приводит к уменьшению интенсивности полосы поглощения карбонатного иона при 1460 см⁻¹. Одновременно в спектре появляется полоса при 1700 см⁻¹ (рис. 4б, кривая 3). Аналогичная полоса присутствует в спектре троны Na₂CO₃ · NaHCO₃ · 2H₂O. Появление диффузного гало в дифрактограмме (рис. 4а, кривая 3), а также форма и положение полосы валентных колебаний связей Si-O кремнекислородного тетраэдра в ИК спектре при 1100 см⁻¹ (рис. 4б, кривая 3), указывают на образование аморфного кремнезема [5]. Таким образом, при МА метасиликата натрия в среде CO₂ протекают две основные реакции:



В отличие от метасиликатов лития и натрия, в дифрактограмме образца K₂SiO₃ (не приведена) пики карбоната появляются уже после 2 мин МА в углекислом газе. Процессы образования фаз при МА метасиликатов калия и натрия аналогичны. Первоначально механохимическая реакция K₂SiO₃ с CO₂ приводит к появлению среднего карбоната K₂CO₃ · 1.5H₂O (PDF № 11-655), а после 30 мин МА в дифрактограмме образца преобладают рефлексы гидрокарбоната KHCO₃ (PDF № 70-996):



Представленные в докладе результаты свидетельствуют о том, что механохимическое взаимодействие метасиликатов щелочных металлов с CO₂ имеет как общие черты с изученными ранее силикатами Ca и Mg, так и существенные отличия. Наиболее заметно отличаются метасиликаты натрия и калия, что обусловлено действием не только термодинамических, но и кинетических факторов. Относительно низкие T_{пл} и повышенная гигроскопичность Na₂SiO₃ и K₂SiO₃, по-видимому, благоприятствуют образованию вязкотекучего состояния. При каталитическом участии адсорбированной воды это снимает кинетические ограничения для протекания механохимической реакции замещения, продуктами которой являются карбонаты, гидрокарбонаты и аморфный кремнезем. Переход при МА в вязкотекучее состояние тугоплавких и негигроскопичных волластонита CaSiO₃, диопсида CaMgSi₂O₆ и других кальций и магний содержащих силикатов маловероятен. После начальной стадии адсорбции на поверхности этих соединений молекулы CO₂ проникают внутрь частиц с образованием карбонатных групп по механизму, аналогичному трибоадсорбции газов металлами [6]. Каналами проникновения диоксида углерода в объем предположительно являются точечные и линейные дефекты решетки, возникающие и мигрирующие в результате пластических деформаций [1, 6, 7]. Продуктом реакции является в этом случае

стеклоподобная карбонатно-силикатная фаза, находящаяся в высокодисперсном состоянии. Li_2SiO_3 по термодинамическим характеристикам взаимодействия с CO_2 ближе к силикатам Ca и Mg, но имеет заметно меньшую температуру плавления. Это объясняет промежуточное положение метасиликата лития, что выражается в протекании на начальном этапе МА глубокой механосорбции углекислого газа и затем в образовании некоторого количества фазы карбоната лития. Образованию фазы Li_2CO_3 при достаточной продолжительности МА может способствовать как накопление энергии активированным метасиликатом лития за счет увеличения дефектности структуры, так и возможное сопутствующее снижение его температуры плавления.

Нагрев образцов метасиликатов натрия и калия, активированных в углекислом газе, сопровождается удалением CO_2 сначала в ходе термолитиза гидрокарбонатов до средних карбонатов, затем в результате реакции карбонатов с аморфным кремнеземом с образованием соответствующих метасиликатов. Промежуточными продуктами на второй стадии являются дисиликаты натрия и калия. При нагревании МА-образца Li_2SiO_3 первой начинает разлагаться метастабильная карбонатно-силикатная фаза, образовавшаяся в результате глубокой механосорбции диоксида углерода. Затем вступает в реакцию с SiO_2 появившийся на заключительной стадии механоактивации карбонат лития. Температурные интервалы удаления CO_2 при нагреве МА-образцов M_2SiO_3 (M – Li, Na, K) симбатны изменению энергии Гиббса реакций взаимодействия карбонатов щелочных металлов с SiO_2 с образованием метасиликатов и углекислого газа.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ, грант 06-03-32198, Ведущей научной школы НШ-4383.2006.3 и регионального ЦКП “Материаловедение и диагностика в передовых технологиях”.

Список литературы

1. Аввакумов Е.Г. Механические методы активации химических процессов. Нью: Наука, 1986. 305 с.
2. Горелик С.С., Скаков Ю.А., Расторгуев Л.Н. Рентгенографический и электронно-оптический анализ. М.: МИСИС, 1994. 328 с.
3. Калинин А.М., Политов А.А., Болдырев В.В. и др. Исследование механической активации диоксида в среде CO_2 // Неорг. матер. 2002. Т. 38. № 2. С. 215-220.
4. Калинин А.М., Калинин Е.В., Залкин О.А., Макаров В.Н. Механосорбция диоксида углерода алюмосиликатами натрия и кальция // Неорг. матер. 2005. Т. 41. № 5. С. 566-572.
5. Плюснина И.И. Инфракрасные спектры минералов. М.: МГУ, 1977. С. 51.
6. Хайнике Г. Трибохимия. М.: Мир, 1987. 582 с.
7. Ходаков Г.С. Сорбционная механохимия твердых неорганических материалов // Колл. журнал. 1994. Т. 56. № 1. С. 113-128.
8. Ходаков Г.С. Физика измельчения. М.: Наука, 1972. 307 с.
9. Kalinkina E.V., Kalinkin A.M., Forsling W., Makarov V.N. Sorption of atmospheric carbon dioxide and structural changes of Ca and Mg silicate minerals during grinding // Int. J. Miner. Process. 2001. V 61. N 4. P 273-299.

СРАВНИТЕЛЬНЫЙ АНАЛИЗ ПОВЕДЕНИЯ ПЕНТЛАНДИТА И Со-ПЕНТЛАНДИТА В ХЛОРИДНЫХ СРЕДАХ

Е.С. Кшуманева¹, А.Г. Касиков¹, Ю.Н. Нерадовский²

¹ Институт химии и технологии редких элементов и минерального сырья КНЦ РАН

² Геологический институт КНЦ РАН, Anapitivy, nerad@geoksc.apatity.ru

Пентландит $(\text{Fe,Ni})_9\text{S}_8$ - главный никельсодержащий минерал, который в ассоциации с халькопиритом и пирротинном образует сульфидные медно-никелевые руды. Кобальт в этих рудах, как правило, собственных минералов не образует. При этом до 90 % кобальта изоморфно замещает никель и железо в пентландите. В отличие от пентландита кобальтпентландит - $(\text{Co,Ni})_9\text{S}_8$ - является редким минералом, но может входить в состав сульфидных твердых растворов техногенных материалов [1-3]. В традиционных пирометаллургических процессах никелевые концентраты, содержащие пентландит, плавят либо в отражательных печах, либо в печах во взвешенном состоянии. Эти процессы обеспечивают вполне эффективный метод извлечения металлов из сульфидных концентратов, т.к. сульфидную серу используют как источник энергии (реакция с выделением тепла). Однако экологические проблемы и зависимость от сбыта серной кислоты привели к современным исследованиям гидрометаллургических процессов по извлечению цветных металлов из их сульфидных руд.

Использование растворов, содержащих хлориды железа (III) и меди (II) позволяет решить проблему выщелачивания из руд и концентратов цветных металлов и потому эта операция является узловой в перспективных технологических схемах производства никеля и кобальта [1, 4]. Интерес, проявляемый авторами работ [5-9] к изучению разложения пентландита растворами хлоридов железа (III) и меди (II), связан с рассмотрением целесообразности применения процессов гидрохлоридного выщелачивания непосредственно никелевых руд и комплексных никелевых сульфидных концентратов.

Анализ литературных данных показывает наличие значительного количества работ, посвященных гидрохлоридному выщелачиванию сульфидов меди [5]. Исследований, посвященных поведению сульфидов никеля (особенно пентландита) в хлоридных средах существенно меньше, а поведение сульфидов кобальта и низкое его извлечение (относительно никеля) при выщелачивании в хлоридных средах, как правило, остается за рамками этих исследований. Процессы выщелачивания проводят либо концентрированными растворами хлоридов железа (III) и/или меди (II), либо в их присутствии при высокой концентрации хлоридного иона. При этом полученные результаты противоречивы. Так, в работе [6] при окислительном выщелачивании сульфидных никелевых концентратов в растворах хлорида меди (II) получено извлечение никеля свыше 95%. Kelt и Tzamtzis [7], напротив, показали, что выщелачивание пентландита хлоридом железа (III) при атмосферном давлении проходит крайне медленно. Работы Е. Warner [9] подтверждают эти исследования. Ускорить разложение пентландита раствором хлорида железа (III) можно в результате механической активации материала за счет увеличения площади поверхности материала (до $\sim 7 \text{ м}^2/\text{г}$) и его реакционной способности [8]. Вследствие чего достигается 80 % извлечение никеля.

Результаты работ [10-12], выполненных при изучении поведения фазовых составляющих остатков синтеза (ОС) карбонильного никеля: пентландита и кобальтпентландита в растворах хлорида железа (III), позволили предположить, что процесс разложения никелевой и кобальтовой составляющих пентландитоподобной фазы ОС носит различный характер. Так, при разложении кобальтового пентландита происходило образование тиошпинели $(\text{Co,Ni})_3\text{S}_4$ с различным соотношением Co:Ni , при этом поведение пентландита требовало уточнения. В результате чего были проведены предварительные эксперименты на образце пентландитового концентрата, фазовый состав которого по данным рентгенофазового анализа представлен $(\text{Ni,Fe})_9\text{S}_8$ ($\sim 95 \%$) и силикатной составляющей. Анализ остатков от растворения пентландита в условиях аналогичных выщелачиванию ОС растворами хлорида железа (III) с концентрацией $3.8 \text{ моль}\cdot\text{л}^{-1}$ в отсутствие свободной соляной кислоты и с концентрацией $1 \text{ моль}\cdot\text{л}^{-1}$ показал, что их фазовый состав представлен элементарной серой и неразложившимися частицами исходного пентландита, а степень разложения пентландита определялась размером его частиц.

Попытка дополнительного введения халькозина (Cu_2S) в количестве, соответствующем его содержанию в ОС, или хлорида меди (II) в количестве, соответствующем его содержанию в растворе от выщелачивания ОС раствором хлорида железа (III), привела к аналогичным результатам – отсутствию образования промежуточных фаз. Однако при этом значительно возросла скорость и степень разложения пентландита. Синергетический эффект гомогенных катализаторов на основе галоидных солей меди (II) и железа (III), наличие которого авторы связывают с образованием гетероядерного комплекса $(\text{CuClFe})\text{Cl}_{j-1}^{5-j}\cdot\text{aq}$, отмечен в различных процессах [13, 14]. Цель настоящей работы заключалась в изучении поведения пентландита $(\text{Fe,Ni})_9\text{S}_8$ и кобальтпентландита Co_9S_8 при гидрохлоридном выщелачивании в зависимости от состава хлоридных растворов, а именно, концентрации соляной кислоты, хлоридов железа (III) и/или меди (II). В экспериментах использовали концентрат природного пентландита и синтетический Со-пентландит, синтезированный из металлического кобальта и элементарной серы марки “хч”. Результаты минералогического анализа, выполненного под микроскопом (Ультрафот-3, фирма Ортон) показали (рис. 1), что фазовый состав концентрата представлен пентландитом (90 %), пирритом (5-10 %), халькопиритом (до 0,5 %) и пирротинном (е.з.).

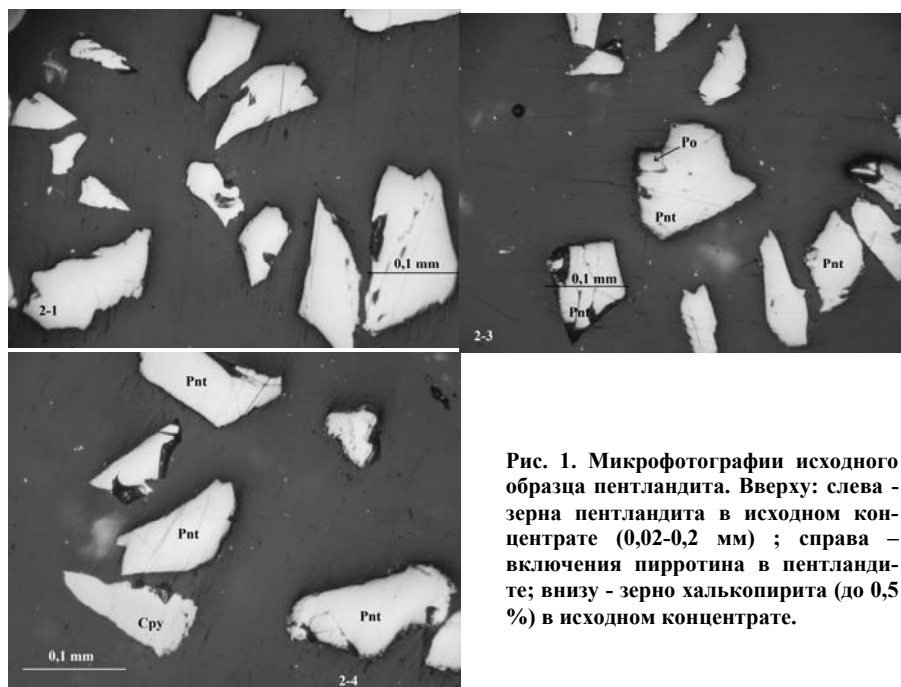


Рис. 1. Микрофотографии исходного образца пентландита. Вверху: слева - зерна пентландита в исходном концентрате (0,02-0,2 мм) ; справа – включения пирротина в пентландите; внизу - зерно халькопирита (до 0,5 %) в исходном концентрате.

Частицы исходного пентландита имеют в основном клиновидную и изометрическую, реже пластинчатую форму (рис. 1 а). Размеры зерен пентландита находятся в диапазоне 0,02-0,2 мм. Включения в пентландите редки, представлены пиритом и пирротином (рис. 1 б). Пирит присутствует в концентрате в заметном количестве 5-10 %, в основном в свободном состоянии среди пентландита. Размеры зерен сопоставимы с пентландитом, форма зерен в основном округлая, изометрическая. Халькопирит присутствует в очень небольшом количестве, в основном в свободной форме (рис. 1 с), редко в сростках с пирротином. Форма зерен клиновидная, размеры сопоставимы с пентландитом. Результаты экспериментов по выщелачиванию пентландита растворами FeCl_3 - HCl и CuCl_2 - FeCl_3 при изомольном соотношении компонентов системы и их концентрацией 4 моль/л, приведенные на рис. 2, свидетельствуют о наличии синергетического эффекта в каждой из изученных систем. Минералогический анализ показал, что остаток от разложения в системе FeCl_3 - HCl состоит из пентландита, пирита и халькопирита при соотношении фаз близком к исходному. Пентландит в основном представлен изометрическими и пластинчатыми зернами со следами растворения, округления острых граней (рис. 3 а). Размеры зерен максимально достигают 0.035 мм. Характерно наличие вокруг более крупных зерен пентландита субмикроскопических зерен пентландита в оболочке серы (рис. 3 б).

Пирит постоянно присутствует среди пентландита (рис. 3 с). Размеры зерен пирита в основном менее 0,03 мм. Характерны реакционные границы зерен с признаками растворения. Халькопирит встречается в единичных зернах среди остатков пентландита (рис. 3 в). Размеры зерен соизмеримы с пентландитом, границы зерен неровные. По размерам и морфологии зерен минералов сделано предположение, что все они подверглись активному растворению, примерно, в равной мере; растворение пирита и халькопирита, вероятно, поверхностное, а пентландита – диффузионное. Очевидно, в начале процесса раствор FeCl_3 - HCl проникает в зерно пентландита на определенную глубину, далее пентландит растворяется с образованием серы, которая удерживает мелкие частицы вокруг зерна и препятствует дальнейшему разложению минерала, что подтверждается снижением скорости растворения после двух часов выщелачивания. Полученные результаты соответствуют литературным данным о том, что стадией лимитирующей скорость данного процесса является диффузия раствора через слой образующейся серы. Синергетический эффект наблюдается при соотношении FeCl_3 : HCl , равном 3:1 при этом активными компонентами этой системы могут быть различные хлоридные комплексы железа HFeCl_4 , H_2FeCl_6 и др. [14]. Следует отметить, что поведение кобальта, находящегося в пентландите в качестве изоморфной примеси, идентично поведению основных компонентов, никеля и железа. Вместе с тем, обнаруженное разложение пирита в исследованных условиях расходится с утверждением об инертности минерала в растворах хлорида железа.

Минералогический анализ остатков от разложения пентландита в системе CuCl_2 - FeCl_3 (рис. 4) свидетельствует о неравномерной зернистости материала с размером частиц от < 0,01 до 0,05 мм. При этом преобладает множество относительно мелких частиц, которые рассеяны среди более крупных зерен (рис. 4 а). Кроме пентландита в остатке фиксируются пирит и халькопирит. Оба минерала сильно корродированы, халькопирит наблюдается в виде групп эмульсионных зерен. Разложение пентландита так же, как и в системе FeCl_3 – HCl , происходит в результате процесса диффузии, но отличительной особенностью является то, что микрочастицы не ассоциировались вокруг исходного зерна, удерживаемые образовавшейся на поверхности в результате химиче-

ской реакции элементарной серы, а рассеивались. Это может свидетельствовать либо о высокой реакционной способности выщелачивающего агента, либо об образовании в данных условиях элементарной серы другой модификации, для которой не характерен процесс флокуляции.

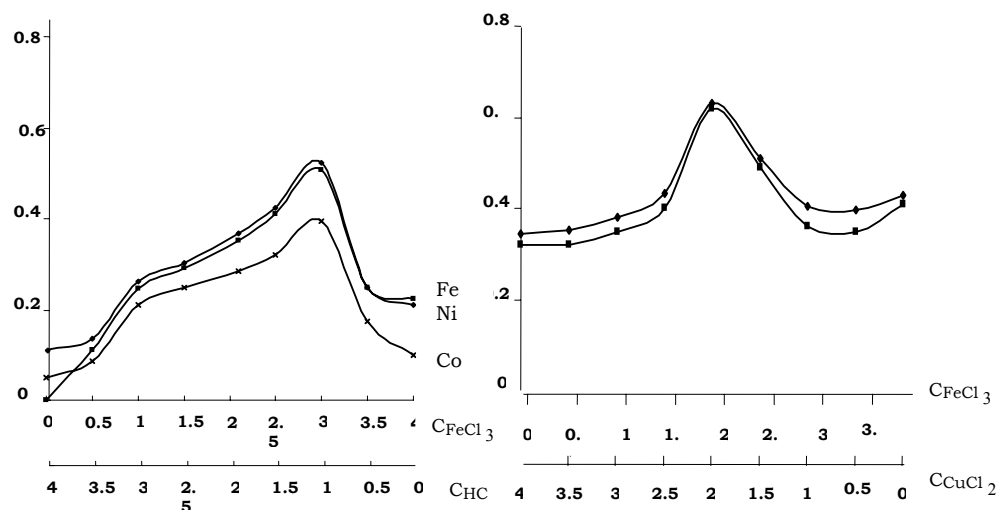


Рис. 2. Зависимость извлечения никеля при выщелачивании природного пентландита $\text{FeCl}_3 - \text{HCl}$ (слева) и $\text{FeCl}_3 - \text{CuCl}_2$ (справа) от концентрации компонентов. Условия: $t - 80^\circ\text{C}$, $\tau - 2 \text{ ч}$, $T:Ж = 1:50$ (хлорид железа (III) и соляная кислота; хлорид железа (III) и хлорид меди (II) взяты в изомольных концентрациях).

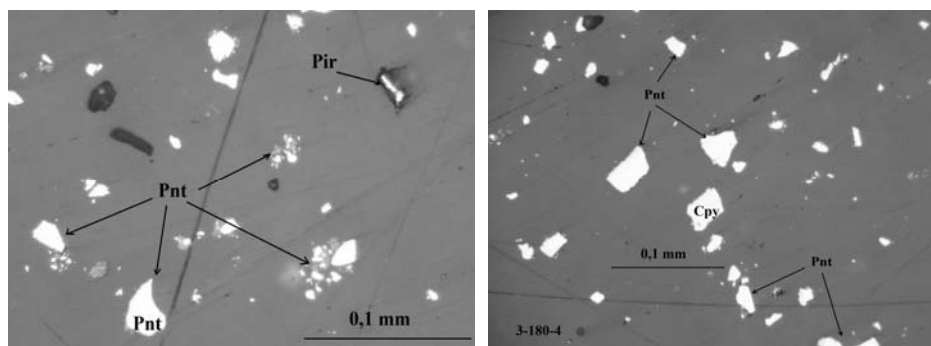


Рис. 3. Микрофотографии образца остатка от выщелачивания природного пентландита в растворе $\text{FeCl}_3 - \text{HCl}$: слева - морфология зерен пентландита; субмикроскопические зерна пентландита вокруг его крупных частиц, справа - единичные зерна халькопирита, зерна пирита в основном менее $0,03 \text{ мкм}$.

При увеличении продолжительности выщелачивания до 6 ч (рис. 4 б) мелкие частицы пентландита полностью разлагаются, остаются неразложившиеся крупные зерна. Признаки диффузионного растворения отсутствуют. Размеры зерен минералов преимущественно до $0,05 \text{ мм}$, контуры зерен округлые, углы сглажены. Халькопирит встречается в остатке в единичных овальных зернах. Результаты минералогического анализа показывают, что в системе $\text{CuCl}_2 - \text{FeCl}_3$ при соотношении $\text{FeCl}_3:\text{CuCl}_2$, равном 2:2, можно добиться практически полного разложения пентландита при том условии, что размер частиц не будет превышать $0,01 \text{ мм}$.

Рентгенофазовый и химический анализы образцов синтетического концентрата Со-пентландита, фазовый состав которого представлен $\text{Co}_9\text{S}_8 \sim 40$, $\text{CoS} \sim 40$ и $\text{Co}_3\text{S}_4 \sim 20 \%$, полученных при выщелачивании в условиях аналогичных условиям экспериментов на пентландите, показали, что все кобальтовые сульфидные фазы растворяются с очень низкой скоростью и степень их разложения в системах: $\text{FeCl}_3 - \text{HCl}$, $\text{CuCl}_2 - \text{HCl}$ и $2\text{M FeCl}_3 + 2\text{M CuCl}_2$ - не превышает 5 %. Как отмечалось ранее, в результате разложения кобальтового пентландита в составе остатков синтеза карбонильного никеля ($\text{Co}_{4,74}\text{Fe}_{2,06}\text{Cu}_{1,32}\text{Ni}_{0,84}\text{S}_8$) при окислительном выщелачивании в хлоридных средах образуется никель-кобальтовая тиошпинель, состав которой в зависимости от условий выщелачивания колеблется от $\text{Co}_{2,8}\text{Ni}_{0,2}\text{S}_4$ до Co_2NiS_4 . Можно предположить, что образование тиошпинели (Me_3S_4 , где $\text{Me}: \text{Co}, \text{Ni}$) в экспериментах с остатками синтеза карбонильного никеля связано с дефектной структурой Со-пентландита, при разложении которого прежде всего железо и медь практически полностью переходят в раствор, в результате чего происходит его перекристаллизация с образованием тиошпинели.

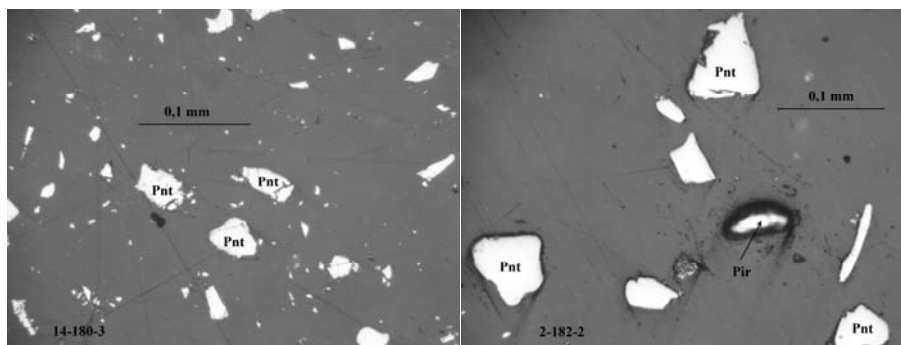


Рис. 4. Микрофотографии остатка от выщелачивания природного пентландита в растворе $\text{CuCl}_2 - \text{FeCl}_3$: слева - морфология зерен пентландита; зернистость неравномерная - от пылевидных до 0,05 мм ($\tau - 2$ ч), зерна пентландита в основном чистые; справа - мелкие частицы пентландита отсутствуют, размеры зерен минералов преимущественно до 0,05 мм ($\tau - 6$ ч).

Список литературы

1. Резник И.Д., Ермаков Г.П., Шнеерсон Я.М. Никель. Т. 3. М.: Машиностроение, 1995. 608 с.
2. Резник И.Д., Соболев С.И., Худяков В.М. Кобальт. Т.2. М.: Машиностроение, 1995. 469 с.
3. Набойченко С.С., Харитиди Э.З., Кляйн С.Э. Переработка кобальтовых штейнов с использованием автоклавного выщелачивания // Цветные металлы. 1981. № 10. С. 54-56.
4. Затицкий Б.Э., Волков Л.В., Шалыгина Е.М. Поведение основных компонентов никелевого концентрата от разделения фанштейна при гидрохлорировании // Цветные металлы. 2004. № 1. С. 23-25.
5. Dutrizac J. E. // The leaching of sulphide minerals in chloride media // Hydrometallurgy. 1992. V 29. P 1-45.
6. Fang Z. Leaching Ni-Co-Cu concentrate in chloride solution with oxygen // Eng. Chem. Metall. 1997. V 18(3) P 202-206.
7. Lu Z.Y., Jeffrey M.I., Zhu Y., Lawson F. Studies of pentlandite leaching in mixed oxygenated acidic chloride-sulfate solutions // Hydrometallurgy. 2000. V 56. P 63-74.
8. Amer A. M. Investigation of the direct hydrometallurgical processing of mechanically activated complex sulphide ore, Akarem area, Egypt // Hydrometallurgy. 1995. V 38. P 225-234.
9. Warner T.E., Rice N.M., Taylor N. An electrochemical study of the oxidative dissolution of synthetic pentlandite in aqueous media // Hydrometallurgy. 1992. V 31. P 55-90.
10. Касиков А.Г., Кшуманева Е.С., Нерадовский Ю.Н. Исследование фазового состава остатков синтеза карбонильного никеля и продуктов их переработки // Тр. II Ферсмановской научн. сессии. Апатиты: К & М, 2005. С. 155.
11. Кшуманева Е. С., Касиков А. Г., Нерадовский Ю. Н. // Журнал прикл. химии. 2005. Т. 78. Вып. 2. С. 185-190.
12. Кшуманева Е. С., Касиков А. Г. Выщелачивание остатков синтеза карбонильного никеля растворами хлорида железа (III) // Журнал прикл. химии. 2007. Т. 80. Вып. 4. С. 549-554.
13. Хоботова Э.Б., Николов О.Т., Холин Ю.В., Горобец С.Д. Усиление каталитического действия хлорида меди (II) на процесс растворения меди в присутствии ионов железа (III) // Журнал прикл. химии. 1992. Т. 65. Вып. 3. С. 552-556.
14. D. Maurice, J.A. Hawk. Ferric chloride leaching of a mechanically activated pentlandite- chalcopyrite concentrate // Hydrometallurgy. 1999. V 52. P 289-312.

КОМПЛЕКСНАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ХРАНИЛИЩ, СОДЕРЖАЩИХ ОТХОДЫ ОБОГАЩЕНИЯ АПАТИТ-НЕФЕЛИНОВЫХ РУД ХИБИНСКИХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

В.В. Лашук, Н.А. Мельник, Д.П. Нестеров, А.А. Нестерова, Т.Т. Усачёва

Институт химии и технологии редких элементов и минерального сырья КНЦ РАН, Апатиты, laschuk@chemy.kolasc.net.ru

Хибинские апатит-нефелиновые месторождения являются уникальными и крупнейшими источниками минерального сырья для производства фосфатных удобрений [5]. За более чем семидесятилетнюю деятельность ОАО “Апатит” залежи отходов обогащения руд образовали на берегу оз. Имандра техногенное апатит-нефелиновое месторождение, которое пока не используется [1, 3]. Вместе с тем, хвостохранилища обогатительных фабрик – главный источник загрязнения атмосферы пылью, водоёмов и почвы токсичными элементами [6]. Цель настоящей работы – геохимическое, радиационно-гигиеническое и инженерно-геологическое изучение хвостов обогащения апатит-нефелиновых руд и оценка возможных областей использования этого техногенного сырья. Объектами исследований послужили отходы обогащения апатит-нефелиновых руд, складированные в разновозрастных хранилищах: Кировское (АНОФ-1 в период 1957-1962 гг); Апатитское (АНОФ-2 в 1963-1967 гг., являющееся резервным); Титанское (АНОФ-3 с 1989 г. и по наст. вр.). Анализ гранулометрического состава отходов хвостохранилищ показал, что это мелкозернистые дробленые пески, в которых преобладает фракция 0.10-0.25 мм (табл. 1).

Таблица 1. Сравнительная характеристика гранулометрического состава отходов обогащения апатит-нефелиновых руд, слагающих верхнюю часть хранилищ.

Показатели	Кировское ¹			Апатитское			Титанское		
	X_{cp} ²	$X_{cp} \pm \epsilon$	$K_{вар}$	X_{cp}	$X_{cp} \pm \epsilon$	$K_{вар}$	X_{cp}	$X_{cp} \pm \epsilon$	$K_{вар}$
Грансостав, (класс) ³ , мас. %:									
фр. 0.5-0.25 мм (ПЕС _{ср})	20.7 ⁵	16.7 – 23.7	0.33	28.2	25.0 – 31.5	0.22	28.7	23.8 – 33.5	0.19
фр. 0.25-0.1 мм (ПЕС _{мел})	58.8	54.3 – 63.2	0.12	53.1	51.3 – 54.8	0.06	58.1	54.1 – 62.1	0.08
фр. 0.1-0.05 мм (ПЕС _{тон})	16.0	14.3 – 17.7	0.17	15.3	13.5 – 17.1	0.22	10.4	7.8 – 12.9	0.28
фр. < 0.05 мм (ПЫЛ и ГЛ)	4.3	2.6 – 6.0	0.65	3.4	2.9 – 3.9	0.31	2.9	1.9 – 3.9	0.40
Средний размер зерен, мм	0.19	0.18 – 0.20	0.09	0.15	0.14 – 0.16	0.18	0.23	0.21 – 0.25	0.08
Коэффициент неоднородности по размеру ⁴	2.88	1.68 – 4.07	0.70	2.85	2.69 – 3.02	0.11	2.29	2.16 – 2.42	0.07

Примечания:

1. По вертикальному разрезу Кировского, Апатитского и Титанского хранилищ отобрано соответственно 10, 14 и 6 проб, а глубина опробования составляет 1.5, 1.9 и 0.7 м.
2. Статистические характеристики: X_{cp} – среднее значение, $X_{cp} \pm \epsilon$ доверительный интервал при $P=0.95$, $K_{вар}$ – коэффициент вариации среднего значения.
3. Классы крупности зерен: ПЕС_{ср} – песок средний, ПЕС_{мел} – песок мелкий, ПЕС_{тон} – песок тонкий, ПЫЛ и ГЛ – пылевидные и глинистые частицы.
4. Коэффициент неоднородности по размеру зерен, $K_{нр} = d_{60} / d_{10}$.
5. Выделены жирным шрифтом и курсивом средние значения, которые соответственно выше и ниже доверительных интервалов, установленных для конкретного показателя, других хвостохранилищ.

Методом главных компонент установлено, что тонкость помола отходов обогащения апатит-нефелиновых руд увеличивается в последовательности Кировское-Апатитское-Титанское хранилища. Об этом свидетельствует изменение характера гранулометрического состава, который на этих хранилищах соответственно мелко-среднезернистый, тонко-среднезернистый и пылевато-тонкозернистый. В этой же последовательности увеличивается однородность отходов, у которых среднее значение коэффициента неоднородности зерен по размеру составляет соответственно $2.88 < 2.85 < 2.29$. Установлено, что наименее выдержан состав пылевидных и глинистых частиц, о чем свидетельствуют коэффициенты вариации их средних содержаний изменяющиеся в пределах значений 0.31-0.65. В отходах Титанского и Кировского хранилищ отмечено существенное понижение содержания тонких и среднезернистых песков.

В естественных условиях залегания на поверхности хранилищ средняя плотность мелкозернистых песков составляет 1.61-1.81 г/см³ (табл. 2). Пористость и коэффициент пористости ($K_{пор}$) составляют соответственно 47-49 % и 0.88-1.23. Такие значения характерны для лёссовых пород и при $K_{пор} > 1.0$ отмечаются для некоторых типов глин [2, 4]. В районе шурфа Апатитского хранилища отмечено существенное понижение естественной плотности (менее 1.60 г/см³) и влажности (менее 5 %), а также – увеличение пористости (более 50 %) и коэффициента пористости (более 1.10). Это свидетельствует о рыхлом строении верхней части толщи хранилища и о том, что такие грунты весьма близки к лёссовым породам и золовым пескам.

Таблица 2. Сравнительная инженерно-геологическая характеристика отходов обогащения апатит-нефелиновых руд, слагающих поверхность (числитель) и вертикальный разрез (знаменатель) хранилищ.

Показатели	Кировское ¹			Апатитское			Титанское		
	X _{ср} ²	X _{ср} ±ε	K _{вар}	X _{ср}	X _{ср} ±ε	K _{вар}	X _{ср}	X _{ср} ±ε	K _{вар}
Плотность в естеств. состоянии, г/см ³	<u>1.70</u> 1.64	<u>1.66-1.77</u> 1.61-1.67	<u>0.05</u> 0.03	<u>1.74</u> <i>1.46</i>	<u>1.67-1.81</u> 1.43-1.50	<u>0.10</u> 0.05	<u>1.62</u> ³ 1.68	<u>1.61-1.64</u> 1.66-1.71	<u>0.03</u> 0.02
Плотность в сухом состоянии, г/см ³	<u>1.51</u> 1.50	<u>1.47-1.55</u> 1.47-1.53	<u>0.06</u> 0.06	<u>1.52</u> <i>1.40</i>	<u>1.50-1.55</u> 1.37-1.44	<u>0.04</u> 0.05	1.49 1.53	<u>1.48-1.51</u> 1.50-1.56	<u>0.03</u> 0.02
Влажность, мас. %	<u>12.0</u> 9.9	<u>9.7-14.2</u> 8.8-11.0	<u>0.46</u> 0.46	14.2 4.3	<u>10.0-18.3</u> 3.9-4.8	<u>0.67</u> 0.20	<u>8.6</u> 9.3	<u>8.0-9.1</u> 8.0-10.7	<u>0.22</u> 0.17
pH	<u>7.2</u> 7.4	<u>7.1-7.3</u> 7.2-7.7	<u>0.04</u> 0.04	<u>7.4</u> 7.2	<u>7.2-7.5</u> 7.1-7.3	<u>0.05</u> 0.04	8.3 7.4	<u>8.1-8.5</u> 7.1-7.7	<u>0.07</u> 0.04
Пористость, %	<u>48</u> 48	<u>47-49</u> 47-49	<u>0.06</u> 0.02	47 51	<u>46-48</u> 50-52	<u>0.04</u> 0.04	47 46	<u>47-48</u> 44-48	<u>0.04</u> 0.04
Коэффициент пористости	<u>0.94</u> 0.92	<u>0.90-0.98</u> 0.90-0.94	<u>0.11</u> 0.04	1.15 1.13	<u>1.07-1.23</u> 1.07-1.18	<u>0.16</u> 0.10	<u>0.90</u> 0.86	<u>0.88-0.92</u> 0.80-0.92	<u>0.09</u> 0.08

Примечания:

1-3. См. примечания табл. 1.

4. Количество проб, отобранных на поверхности и по вертикальному разрезу хранилищ, составляет: Кировское – 21 и 10, Апатитское – 20 и 14, Титанское – 41 и 5.

Установлено, что естественная влажность грунтов является наиболее изменчивым показателем в группе инженерно-геологических показателей. Об этом свидетельствует коэффициент вариации, достигающий значений 0.46 и 0.67 для Кировского и Апатитского хранилищ. На поверхности Титанского хвостохранилища отмечено существенное увеличение pH поровых растворов до 8.1-8.5. Как показал корреляционный анализ генеральной выборки, включающей 82 пробы, отобранные на поверхности хранилищ, pH значимо взаимосвязан ($R = -0.24$) с показателем плотности грунта в сухом состоянии. То есть, pH возрастает при понижении плотности грунта. Это можно объяснить влиянием содержания вторичных минералов по нефелину и полевым шпатам и меньше – влиянием содержания золошлаковых отходов Кировской ТЭЦ, сбрасываемых в это хвостохранилище.

Сравнение минерального и химического составов отходов обогащения апатит-нефелиновых руд, слагающих верхнюю часть хранилищ в интервале глубин от 0.7 до 1.9 м, показало, что эти техногенные образования выдержанны и однородны (табл. 3).

Таблица 3. Сравнительная характеристика минерального и химического составов отходов обогащения апатит-нефелиновых руд, слагающих верхнюю часть хранилищ

Содержание, мас. %	Кировское ¹			Апатитское			Титанское		
	X _{ср} ²	X _{ср} ±ε	K _{вар}	X _{ср}	X _{ср} ±ε	K _{вар}	X _{ср}	X _{ср} ±ε	K _{вар}
Компоненты:									
лейкократовые	64.8	62.3–67.4	0.07	79.1 ⁴	76.3–82.9	0.06	69.3	66.9–71.7	0.04
сростки	15.3	13.7–16.8	0.19	<i>10.6</i>	9.1–12.1	0.22	13.5	13.1–14.0	0.04
красные агрегаты	12.1	10.2–14.0	0.30	<i>5.6</i>	3.9–7.2	0.17	9.4	7.2–11.7	0.27
меланократовые	7.9	6.5–9.2	0.32	<i>4.7</i>	3.5–5.9	0.40	7.7	7.0–8.5	0.11
Минералы:									
нефелин (Ne)	59.1	57.0–61.2	0.06	61.9	60.1–63.6	0.05	67.1	65.2–69.1	0.05
пироксен+амфибол ³	13.7	12.8–14.6	0.19	8.9	7.9–9.9	0.21	9.2	8.6–9.9	0.14
полевые шпаты (Fsp)	7.8	6.5–9.1	0.27	6.4	5.8–7.1	0.20	8.1	7.6–8.6	0.11
вторичные по Ne, Fsp	5.7	4.9–6.6	0.24	9.3	7.5–11.2	0.38	9.5	8.3–10.7	0.24
апатит	5.6	5.0–6.3	0.11	9.3	8.4–10.2	0.19	<i>4.1</i>	3.4–4.8	0.32
Fe и Ti рудные	5.4	4.4–6.4	0.29	2.3	1.9–2.7	0.37	<i>1.8</i>	1.6–2.0	0.22
слюды	2.6	1.6–3.5	0.47	1.9	1.5–2.3	0.41	<i>0.1</i>	0.0–0.2	1.60
Оксиды:									
SiO ₂	40.9	40.0–41.9	0.03	41.6	40.5–42.6	0.04	42.3	41.1–43.5	0.03
Al ₂ O ₃	19.8	18.6–20.9	0.08	20.0	19.3–20.5	0.05	20.9	20.6–21.6	0.03
Na ₂ O+K ₂ O	16.6	15.1–18.1	0.13	13.8	13.3–14.2	0.06	14.6	14.0–15.2	0.04
CaO+MgO	7.5	5.5–9.5	0.37	7.3	6.3–8.4	0.25	<i>5.4</i>	3.9–6.8	0.27
Fe ₂ O ₃	6.2	5.3–7.0	0.20	5.5	4.9–6.0	0.18	5.6	4.8–6.5	0.25
TiO ₂ +FeO+MnO	7.1	6.3–7.8	0.15	7.0	6.6–7.3	0.08	<i>4.5</i>	3.4–5.7	0.25
P ₂ O ₅ +п.п.п.	2.6	2.3–2.9	0.15	5.6	5.3–5.9	0.10	3.3	2.5–4.1	0.24

Примечания:

1-3. См. примечание табл. 1. 4. Минералы: пироксен+амфибол (эгирин+арфведсонит, Eg+Argf); вторичные по нефелину и полевым шпатам: содалит, канкринит, натролит (Sod, Can, Nat); железо- и титаносодержащие минералы: магнетит, титанит, перовскит (Mt, Tit, Per); слюды: биотит, лампрофиллит, гидрослюда (Bt, Lam, Hmica).

По внешнему виду под микроскопом выделяются минеральные компоненты, которые по содержанию образуют следующий ряд: лейкократовые минералы > сростки минералов > красноцветные агрегаты > меланократовые минералы. Апатитское хранилище отличается максимальным содержанием лейкократовых минералов и минимальным содержанием остальных компонентов. Для Кировского хранилища характерно максимальное содержание сростков минералов, которое в среднем достигает 15.3 %. Во фракциях 0.5-0.05 мм отходы Кировского хранилища отличаются максимальным содержанием пироксенов и амфиболов, и титан и железосодержащих минералов (13.7 и 5.4 %), а также минимальным содержанием вторичных минералов по нефелину и полевым шпатам (5.7 %). Для отходов Титанского хранилища характерно максимальное содержание нефелина, достигающее 67.1 % и минимальное содержание апатита, титан и железосодержащих минералов и слюд. Отходы Апатитского хранилища отличаются максимальным содержанием апатита, которое в среднем достигает 9.3 %. Установлена слоистая структура верхней части хранилищ. Отмечена дифференциация минеральных зерен по размеру и плотности. В тонких фракциях отходов отмечается увеличение содержания меланократовых и рудных минералов и уменьшение количества сростков минералов. Максимальное содержание лейкократовых минералов установлено во фракции 0.5-0.25 мм Кировского и Титанского хранилищ. Вторичные минералы по полевым шпатам и нефелину наиболее распространены в отходах Апатитского и Титанского хранилищ.

Химический анализ подтверждает особенности минерального состава хранилищ. Об этом свидетельствует существенное увеличение содержания оксида Al_2O_3 , в среднем до 20.9 % и понижение содержаний суммы оксидов $CaO+MgO$ и $TiO_2+FeO+MnO$ соответственно до 5.4 и 4.5 % в отходах Титанского хранилища. Для отходов Апатитского хранилища характерно увеличение содержания оксида P_2O_5 +п.п.п. до 5.6 %, а для отходов Кировского хранилища – увеличение суммы оксидов Na_2O+K_2O до 16.6 %.

Существенное увеличение pH поровых растворов и увеличение содержания оксида Al_2O_3 (табл. 2, 3) в отходах действующего Титанского хвостохранилища подтверждают результаты экспериментального моделирования закрытых и полужакрытых систем, к которым относятся полиминеральные хвосты флотационного передела апатито-нефелиновых руд [6]. Эти исследования показали, что под воздействием технологического стока (при pH = 8.5, в условиях пляжа хвостохранилища) на поверхности минеральных частиц образуются реакционные новообразования, состоящие из труднорастворимых соединений – алюмофторидов, алюмофосфатов, кремнефосфатов щелочных и щелочноземельных металлов.

Радиационно-гигиенические исследования показали, что общая удельная активность отходов Кировского и Титанского хранилищ практически равна и ниже нормативного значения 370 Бк/кг, установленного для природных строительных материалов первого класса. Для Апатитского хранилища она существенно ниже (табл. 4).

Таблица 4. Сравнительная радиационно-гигиеническая характеристика отходов обогащения апатит-нефелиновых руд, слагающих вертикальный разрез хранилищ.

Показатели, Бк/кг	Кировское			Апатитское			Титанское		
	$X_{ср}$	$X_{ср} \pm \epsilon$	$K_{вар}$	$X_{ср}$	$X_{ср} \pm \epsilon$	$K_{вар}$	$X_{ср}$	$X_{ср} \pm \epsilon$	$K_{вар}$
Содержание радионуклидов:									
K^{40}	1500	1416–1584	0.09	1548	1513–1583	0.04	1577	1460–1694	0.10
Ra^{226}	43	38–49	0.21	40	38–43	0.12	61	50–71	0.23
Th^{232}	81	72–90	0.18	46	44–47	0.06	59	55–63	0.09
Общая удельная активность	283	268–298	0.09	239	234–244	0.04	279	260–298	0.09

Примечания – см. табл. 1.

Установлено, что повышенное содержание радионуклидов Th^{232} (81 Бк/кг) в отходах Кировского хранилища связано, в первую очередь, с увеличением содержания пироксенов и амфиболов и, во вторую очередь, с увеличением содержания титан и железосодержащих минералов (см. таблицу 3). Повышенное содержание радионуклидов Ra^{226} (61 Бк/кг) в отходах Титанского хранилища можно объяснить увеличением содержания нефелина и меньше – вторичных минералов, образующихся по нефелину и полевым шпатам. А минимальная радиоактивность и минимальное содержание радионуклидов Th^{232} (46 Бк/кг) в отходах Апатитского хранилища объясняется минимальным содержанием порообразующих минералов: главным образом, пироксенов и амфиболов и меньше – полевых шпатов.

На основании анализа результатов фа МГК установлены особенности радиационно-гигиенических свойств отходов на поверхности хранилищ. Отходы Кировского хранилища на фоне показателя K^{40} , а отходы Апатитского хранилища на фоне показателя Ra^{226} имеют соответственно радий-ториевый и торий-калиевый характеры радиоактивности. Отходы Титанского хранилища имеют радий-ториевый характер активности. Степень влияния показателей содержания радионуклидов на общую эффективную активность отходов следующая: $Th^{232} > Ra^{226} > K^{40}$.

Таким образом, анализ результатов комплексных исследований показывает, что за 75 лет работы обогатительных предприятий повысилась тонкость помола, увеличилось содержание нефелина в отходах обогащения руды. Основным фактором, определяющим эту тенденцию, является уменьшение апатита в руде. Об этом свидетельствует анализ, проведенный в Отделе обогащения ОАО “Апатит”, по которому средние выходы апатитового концентрата из руды, обогащенной на АНОФ-1 и АНОФ-2 за периоды 1931-1992 и 1963-2006 гг. соответственно понизились с 50 до 39 и с 40 до 35 %.

Основные выводы по результатам проведенных исследований сводятся к следующему:

1. Впервые комплексно изучены вещественный состав и свойства отходов обогащения апатит-нефелиновых руд Хибинских месторождений, складированных на разновозрастных хранилищах. Установлены особенности минерального состава и свойств этих техногенных образований. Выявлена прямая временная зависимость минерального состава отходов в связи с понижением содержания апатита в руде. В этом же направлении отмечено увеличение тонкости помола руд, поэтому в отходах повышается содержание тонких фракций размером менее 0.1 мм.

2. Корреляционный и факторный анализ МГК позволили выделить две группы показателей: группу показателей состава и группу показателей структуры отходов обогащения апатит-нефелиновых руд. В первой группе с показателями минерального состава функционально связаны показатели химического состава, тесно взаимосвязаны показатели истинной плотности, меньше – показатели плотности в сухом состоянии, радиационно-гигиенические характеристики и pH. Во второй группе с показателями гранулометрического состава тесно взаимосвязаны показатели пористости и коэффициента пористости, меньше – показатели естественной плотности и водопоглощения.

3. Для изученных объектов составлены карты-схемы распределения показателей плотности хвостов в сухом состоянии и общей эффективной активности, которые рекомендуется использовать Отделу экологии ОАО «Апатит» для мониторинга хранилищ отходов обогащения апатит-нефелиновых руд.

4. Первый этап исследований, показал, что необходимы детальные исследования минерального состава и свойств отходов фракций менее 0.1, представленных пылевидными (0,1-0,05 мм) и глинистыми частицами (< 0,002 мм). Эти дисперсные отходы являются источником доизвлечения полезных компонентов и могут оказывать существенное влияние на геохимические процессы миграции экологически опасных элементов.

5. На основании анализа полученных результатов разработаны рекомендации и исходные данные по их использованию в геотехнологии, геоэкологии и строительной индустрии.

Первоочередным объектом для доизвлечения апатита является Апатитское хранилище, а для доизвлечения нефелина – Титанское хранилище. Апатит концентрируется вместе с рудными минералами во фракциях менее 0.1 мм, а нефелин преимущественно во фракции 0.10-0.25 мм. Отходы Кировского хранилища, как обогащенные темноцветными минералами и весьма загрязненные золошлаковыми отходами, не представляет интереса для последующей переработки.

6. Разработанный методический подход рекомендуется применять для изучения отходов обогащения руд, которые перерабатываются горнорудными предприятиями Мурманской области и аналогичными предприятиями других регионов России.

Настоящие исследования были начаты под научным руководством проф. В.Н. Макарова, которому в этом году исполнилось бы 70 лет. Работа выполнена в рамках программы ОНЗ РАН «Техногенное преобразование недр Земли, развитие теоретических основ эффективного использования и сохранения георесурсов».

Список литературы

1. Дудкин О.Б. Технологическая минералогия комплексного сырья на примере месторождений щелочных плутонов. Апатиты: КНЦ РАН, 1996. 133 с.
2. Ломтадзе В.Д. Инженерная геология. Л.: Недра, 1970. 528 с.
3. Макаров В.Н. Экологические проблемы хранения и утилизации горнопромышленных отходов. Ч. 1. – 125 с., ч. 2. – 146 с. Апатиты: КНЦ РАН, 1998.
4. Макаров В.Н. Инженерная геология: Курс лекций. Апатиты: КНЦ РАН, 2001. 176 с.
5. Пожиленко В.И., Гавриленко Б.В., Жиров Д.В., Жабин С.В. Геология рудных районов. Апатиты: КНЦ РАН, 2002. 359 с.
6. Приймак Т.И., Зосин А.П., Федоренко Ю.В. и др. Экологические аспекты процессов геохимической трансформации хвостов обогащения апатито-нефелиновых руд Хибинского месторождения. Апатиты: КНЦ РАН, 1998. 51 с.
7. Экологический атлас Мурманской области. М.-Апатиты, 1999. 48 с.

ГРАНУЛОМЕТРИЧЕСКИЙ КОНТРОЛЬ ТЕХНОЛОГИЧЕСКОГО ПРОЦЕССА ОБОГАЩЕНИЯ НА ОФ-1 КОМБИНАТА “ПЕЧЕНГАНИКЕЛЬ”

С.В. Лихачева

ГМК “Печенганикель”, г. Заполярный Мурманской обл., LikhachevaSV@kolagmk.ru

Гранулометрический состав продуктов, поступающих на флотацию играет важную роль для эффективности протекания процесса. В настоящее время в КГМК на комбинате “Печенганикель” для контроля начал использоваться полуавтоматический гидравлический классификатор “CICLOSISER” (фирма “WARMAN”, Австралия). Прибор позволяет анализировать качество измельченных продуктов и выделять 6 фракций (мм): $-0.074 + 0.044$; $-0.044 + 0.030$; $-0.030 + 0.020$; $-0.020 + 0.015$; $-0.015 + 0.012$; -0.012 . Учитывая, что классы >100 мкм во флотационный процесс не попадают, практический интерес именно этих классов: 74, 44, 30, 20, 15 и 12 мкм, имеет большое значение. Недостатком метода анализа на “CICLOSISER” является отсутствие возможности классифицировать классы частиц > 74 мкм и шламовую группу частиц < 12 мкм, эти группы частиц в технологических продуктах составляют значительную долю массы. Отсутствие этих данных не позволяет представить полный спектр частиц измельченных продуктов и установить закон распределения частиц в технологическом процессе. Тем не менее, использование “CICLOSISER” открыло новые возможности контроля за ходом различных технологических операций. Об этом свидетельствуют несколько характерных примеров.

1. В результате анализа гранулометрии продуктов второй стадии измельчения на первой и третьей секциях процесса рудоподготовки получены данные, показывающие различный характер классификации по секциям и в целом недостаточно качественную работу классифицирующих аппаратов второй стадии классификации. Сравнение данных гранулометрического состава двух секций (рис. 1-2) позволяет отметить, что качество измельчения на третьей секции в период испытаний было хуже. Это следует из того, что песковая часть в гидроциклонах по составу близка, а сливы резко отличаются (на 20-35 % по отдельным фракциям, рис. 1). Вместе с тем качество второй стадии классификации неудовлетворительное на обеих секциях, поскольку выход флотационных классов не достигает проектной величины (рис. 2).

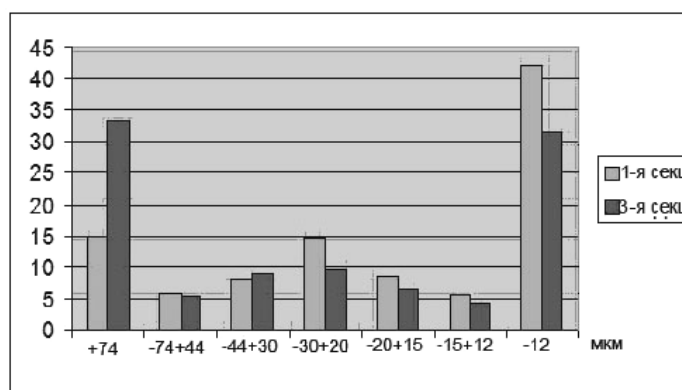


Рис. 1. Различия в гранулометрическом составе сливов НГЦУ 2 стадии измельчения на 1-й и 3-й секциях.

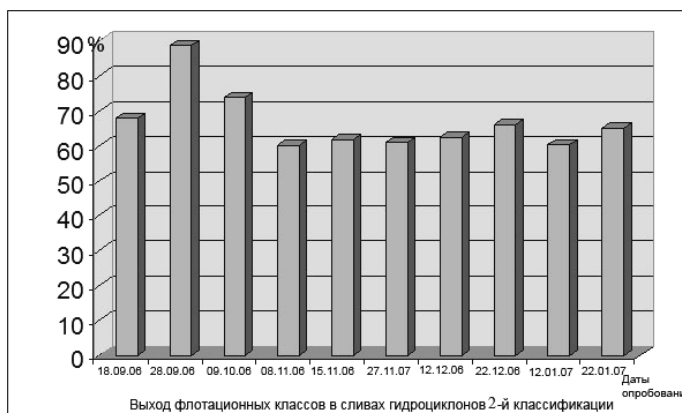


Рис. 2. Динамика выхода флотационных классов 2-й классификации 3-й секции.

2. Изучены условия измельчения руды в мельницах второй стадии измельчения третьей секции в зависимости от применения новых мелющих шаров производства “VITCOVICE CILINDERS”, Чехия. Целью работы являлась проверка в промышленных условиях эффективности и целесообразности использования мелющих шаров указанной фирмы на обогатительной фабрике. Качество измельченного продукта мельниц исследовалась в течение 4 месяцев. Опробовались продукты разгрузки мельниц № 5 и 6, сливы НГЦУ № 49 и 50. Таким образом, за длительный период охарактеризованы свойства новых шаров, возможность их использования в условиях измельчения руд Печенги, кроме того, получены данные о гранулометрическом составе продуктов измельчения и их изменчивости.

Результаты испытаний показали, что работа обеих мельниц в рассматриваемый период характеризовалась синхронностью, высокой устойчивостью и стабильностью гранулометрического состава измельченного продукта (рис. 2).

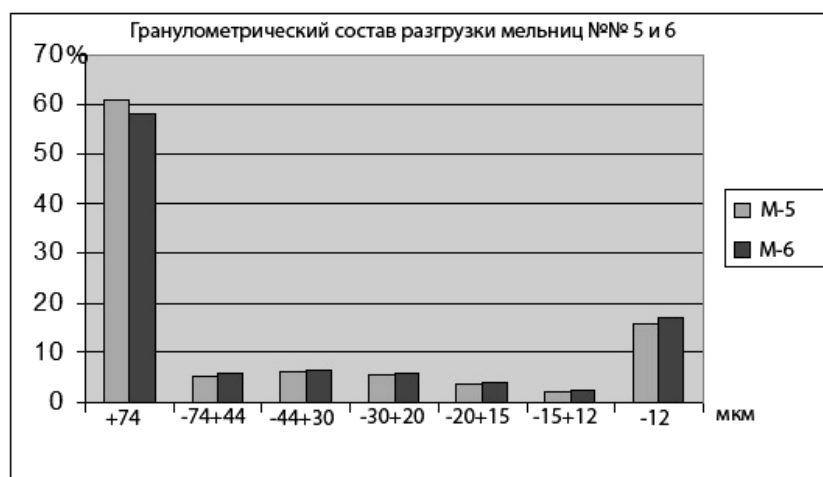


Рис. 3. Состав продуктов измельчения в эксперименте.

Однако детальный анализ показывает, что результаты измельчения мельницы № 6, с новыми шарами немного лучше. Это следует из того, что в разгрузке мельницы №5 выход флотационных классов составляет от 27.2 до 68.3, в среднем 39.7 %, а в разгрузке мельницы № 6 выход флотационных классов составляет от 30.4 до 66.7, в среднем 41.9 %. Мельница № 6 характеризуется лучшей работой по измельчению в среднем на 2.2 % (рис. 3).



Рис. 4. Динамика выхода флотационных классов в разгрузке мельниц № 5 и 6 за период испытаний шаров.

3. Выполнены анализы гранулометрического состава концентрата 2-й перерешетки и хвостов. Результаты показали высокое сходство состава концентрата 2-й перерешетки и хвостов по содержанию шламовых частиц -12 мкм, составляющих 35-40 %, и количеству частиц флотационных классов > 90 % в концентрате и 75-85 % в хвостах (рис. 4-5).

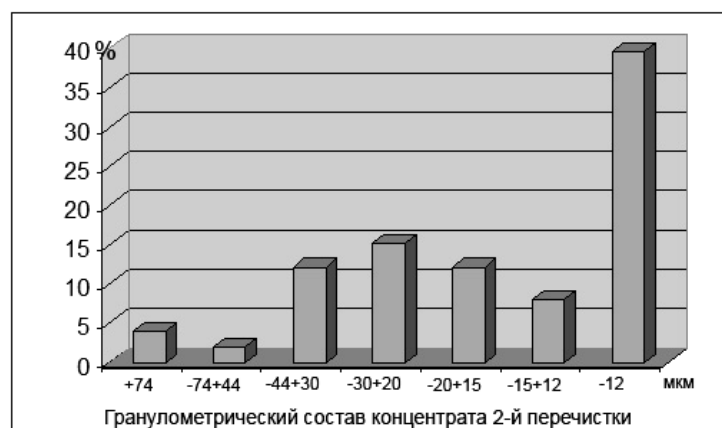


Рис. 5. Диаграмма гранулометрического состава концентрата.

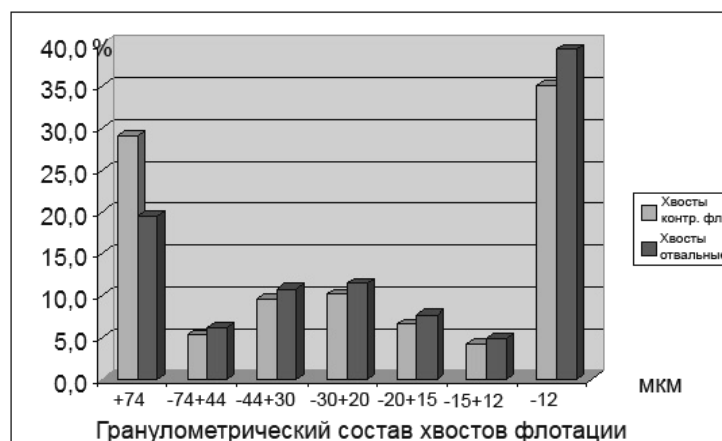


Рис. 6. Сравнение гранулометрического состава хвостов контрольной флотации и отвалных.

Применение “CICLOISER” позволило провести анализ и выявить особенности гранулометрического состава продуктов технологического процесса. Получены первые результаты влияния различных факторов на стабильность гранулометрического состава продуктов. Гранулометрический анализ позволил охарактеризовать качество классификации по секциям, и выявил недостаточную эффективность процесса второй классификации в целом. На второй стадии классификации гидроциклоны работают не стабильно, что сопровождается низким выходом флотационных классов частиц. Здесь требуется провести анализ причин некачественной классификации в гидроциклонах, включая и работу мельниц второй стадии измельчения. На основании полученных данных установлено, что концентраты являются самыми мелкозернистыми продуктами. При этом наиболее тонкие фракции концентрата являются наиболее богатыми Ni, Si, Co (табл. 5), поэтому дальнейшая перспектива увеличения никеля в концентрате связана с извлечением все более тонких частиц.

Таблица 1. Содержание металлов в различных фракциях концентрата.

Класс, мкм	Выход, %	Содержание элементов, %		
		Ni	Cu	Co
+74	4	не опр	не опр	не опр
-74 + 44	2.0	7.79	4.16	0.260
-44 + 30	12.1	5.85	3.49	0.211
-30 + 20	15.2	8.24	3.10	0.275
-20 + 15	12.1	9.24	3.32	0.290
-15 + 12	8.1	9.94	3.60	0.309
-12	39.5	9.92	4.65	0.296

Дальнейшее использование “CICLOISER” поможет провести детальный балансовый анализ и выявить связи полезных компонентов Ni, Cu и Co и других элементов с различными фракциями частиц. Недостатком анализа крупности частиц на “CICLOISER” является отсутствие возможности классифицировать два наиболее пред-

ставительных класса частиц: +74 и -12 мкм. В связи с этим складывается ложное представление о ступенчатом характере распределения частиц, хотя на самом деле размеры частиц в обозначенных краевых фракциях изменяются плавно. Об этом свидетельствует анализ концентрата на приборе “Analizette” (рис. 6). Из диаграммы видно, что распределение частиц соответствует нормальному логарифмическому закону.

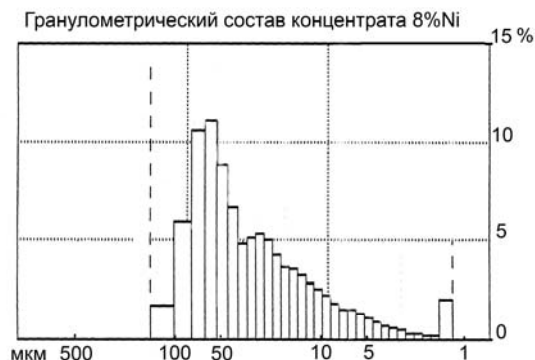


Рис. 7. Результаты гранулометрического анализа концентрата на приборе “Analizette 22”.

Общий анализ гранулометрического состава всех рассмотренных продуктов однозначно показывает, что имеются резервы для извлечения тонких и шламовых фракций продуктов измельчения, главных носителей полезных компонентов.

Во-первых – это стабилизация и усреднение состава руды, поступающей на измельчение (неравномерный и не устойчивый выход флотационных классов в разгрузке мельниц).

Во-вторых – улучшение качества классификации в гидроциклонах (много тонких частиц уходит в пески, периодически низкий выход флотационных классов в сливы).

В-третьих – повышение качества флотации (много тонких частиц уходит в хвосты, а с ними рудные минералы).

ИЗУЧЕНИЕ ОБРАЗОВАНИЯ НОВЫХ МИНЕРАЛЬНЫХ ВИДОВ – ЦИРКОНАТОВ К и Cs С ФОСФАТНОЙ СОСТАВЛЯЮЩЕЙ

Д.Л. Мотов, М.М. Годнева

Институт химии и технологии редких элементов и минерального сырья, Анатумы, motov@chemistry.kolasc.net.ru

Известны минеральные виды циркония со смешанными ацидолигандами. Наиболее изучены минералы, одновременно содержащие анионы F^- и SO_4^{2-} [1]. Описано два типа оксалатофторидных комплексных соединений циркония, отличающихся м.о. $C_2O_4:Zr$, $M_2ZrF_4C_2O_4 \cdot nH_2O$ и $M_2Zr_2F_8C_2O_4 \cdot 4H_2O$ [3]. Фторофосфатоцирконаты известны только с включением различных аминов. [4]. Представлялось необходимым получение нового, отличного от известных циркониевого минерального вида, содержащего одновременно F^- и, в отличие от двухвалентных SO_4^{2-} и $C_2O_4^{2-}$, трехвалентный PO_4^{3-} -ион.

Изучение проводили по разрезу системы: $ZrO(NO_3)_2-H_3PO_4-MF-H_2O$ (M-K, Cs) при м.о. $PO_4^{3-}/Zr = 1.5 - 2.0$ для калия и 0.5 для цезия; $MF/Zr = 1-5$. В исходные растворы $Zr(OH)_2(NO_3)_2 \cdot (H_2O)_{1.3}$ при непрерывном перемешивании вводили $KF \cdot 2H_2O$ или CsF . По достижении однородности смесей приливали H_3PO_4 . После выстаивания смесей в течение нескольких суток полученные осадки отфильтровывали, промывали последовательно водой со льдом и спиртом, затем высушивали на воздухе. Идентификацию фаз в полученных осадках осуществляли с помощью кристаллооптического, химического анализов, РФА, ТА и ИК-спектроскопии. Химический анализ выполняли по стандартным методикам. Определение фосфора – спектрофотометрией с молибдатом аммония, циркония – титриметрически с комплексом, калия и цезия – атомно-эмиссионным методом, фтора после двойной отгонки H_2SiF_6 потенциметрически, NO_3^- – методом Кьельдаля. На рис. 1 схематично изображены поля образования фаз в системе с калием.

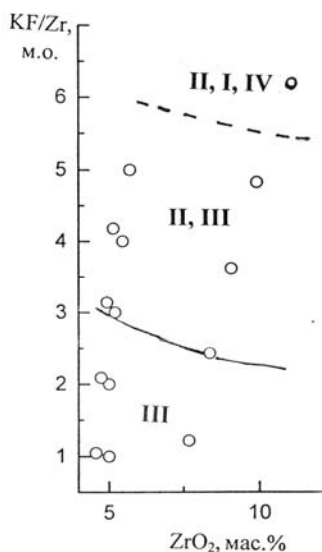


Рис.1. Поля образования фаз по разрезу системы $ZrO(NO_3)_2-H_3PO_4-KF-H_2O$ при м.о. $PO_4^{3-}/Zr = 1.5-2.0$.

Обозначение фаз:
I - K_3ZrF_7 , II - K_2ZrF_6 ,
III - $K_3Zr_3F_3(HPO_4)_3(PO_4)_2$,
IV - $Zr(HPO_4)_2PO_4NO_3$ (условный состав).

При низких м.о. KF/Zr (< 2.5) образуется фаза III. При более высоких м.о. KF/Zr кристаллизуется смесь фаз II и III. В поле этих фаз, примыкающем к границе образования фазы III, преобладает последняя. С ростом м.о. KF/Zr ее содержание убывает.

Для фазы III				
найдено, мас. %	K^+	$Zr(IV)$	F^-	PO_4^{3-}
	13.7	29.6	6.5	51.5
Для $K_3Zr_3F_3(HPO_4)_3(PO_4)_2$				
вычислено, мас. %	12.67	29.56	6.16	51.29

Кристаллы фазы III имеют показатели преломления $N_g = 1.609$ и $N_p = 1.552$. ИК-Спектр этой фазы не содержит полос поглощения, относимых к колебаниям воды (рис. 2), в то же время содержит полосы, типичные для фосфатных групп. Учитывая малое количество полос, это могут быть трехзамещенные группы PO_4^{3-} , а также одновременно двухзамещенные группы HPO_4^{2-} (наличие полосы 1220 см^{-1}).

Фаза III – фторобифосфатоцирконат калия на воздухе при длительном выстаивании частично теряет HF. Общая потеря при прокаливании до 960°C найдена 6.8 мас. % (теоретически 6.5 %, соответствующая удалению HF). Сильный эндоэффект на кривой ДТА при $553-544^\circ\text{C}$ обусловлен плавлением, при котором температура образца, несмотря на нагрев, понижается (рис. 3). Одновременно с плавлением отмечена при $540-590^\circ\text{C}$ наибольшая

потеря HF (2.5 %). При отсечке расплава с его охлаждением из него кристаллизуются фосфатоцирконаты: либо один $\text{KZr}_2(\text{PO}_4)_3$, либо смесь $\text{KZr}_2(\text{PO}_4)_3$ и $\text{K}_2\text{Zr}(\text{PO}_4)_2$. При нагревании до $\sim 1000^\circ\text{C}$ расплав не претерпевает изменений.

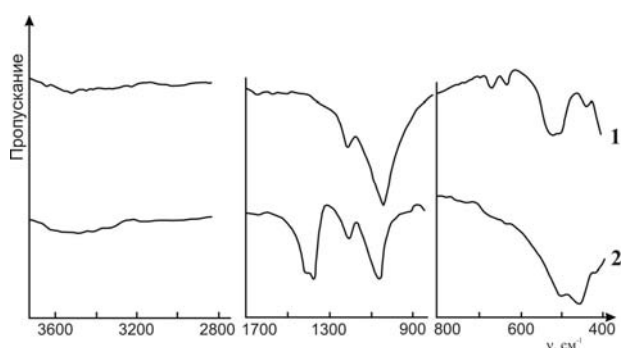


Рис. 2. ИК-спектры: 1 – $\text{K}_3\text{Zr}_3\text{F}_3(\text{HPO}_4)_3(\text{PO}_4)_2$, 2 – Смесь K_2ZrF_6 , K_3ZrF_7 и $\text{Zr}(\text{HPO}_4)_2\text{PO}_4\text{NO}_3$ (условный состав).

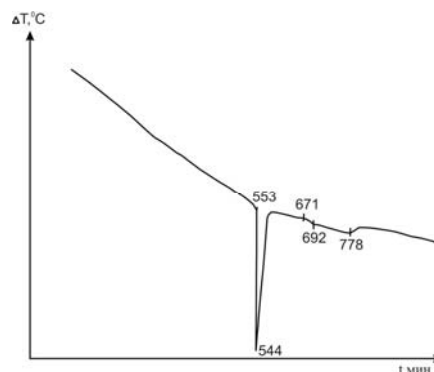


Рис. 3. Кривая ДТА фторобифосфатоцирконата $\text{K}_3\text{Zr}_3\text{F}_3(\text{HPO}_4)_3(\text{PO}_4)_2$.

При высоких м.о. KF/Zr (~ 6) в осадке, помимо фтороцирконатов, отмечена содержащая по ИК-спектру фосфатные (PO_4^{3-} , HPO_4^{2-}) и нитратную группы, кристаллическая фаза IV (рис. 2), рентгенограмма которой не совпадает с известными, но состав фазы принят как $\text{Zr}(\text{HPO}_4)_2\text{PO}_4\text{NO}_3$. Формула этого минерального вида носит условный характер, т.к. он не выделен в чистом виде, но кристаллооптические определения показывают, что данный минеральный вид образует одноосные анизотропные кристаллы без характерного облика с $N_g = 1.509$, $N_p = 1.443$.

На основании рассмотрения полей образования фаз систему $\text{ZrO}(\text{NO}_3)_2 - \text{H}_3\text{PO}_4 - \text{KF} - \text{H}_2\text{O}$ можно разделить на три подсистемы. При низких м.о. KF/Zr (< 3) она проявляется как единая фторофосфатная, а при м.о. $\text{KF}/\text{Zr} = 3-5$ выступает как сочетание фторофосфатной и фторидной. При высоких м.о. F/Zr (> 5), несмотря на содержание в смесях фосфорной кислоты, система представляется как фторидная, также как это имеет место для изученной нами ранее фторидно-сульфатной системы $\text{ZrO}_2 - \text{H}_2\text{SO}_4 - \text{HF} - \text{KF} - \text{H}_2\text{O}$ [2].

Фторобифосфатный цирконат с калием получен впервые. Его наличие дает основание полагать, что по другим разрезам системы также возможно образование минеральных видов со смешанными фторофосфатными лигандами.

В случае цезия при м.о. $\text{PO}_4^{3-}/\text{Zr} = 0.5$ и низких м.о. CsF/Zr (≤ 3) в системе формируется минеральный вид-гидратированный оксофторобифосфатоцирконат $\text{Cs}_2\text{Zr}_3\text{O}_3\text{F}_3(\text{HPO}_4)\text{PO}_4 \cdot n\text{H}_2\text{O}$, образующий анизотропные мелкозернистые кристаллы с $N_g = 1.550$ и $N_p = 1.518$. Формула этого минерального вида установлена по данным химического анализа с привлечением ИК-спектроскопии.

Таким образом, методом физико-химического анализа с привлечением РФА, ИК-спектроскопии и ТА изучено впервые образование кристаллических минеральных видов:

- для калиевой системы фторобифосфатоцирконата $\text{K}_3\text{Zr}_3\text{F}_3(\text{HPO}_4)_3(\text{PO}_4)_2$ и бифосфатонитрата циркония $\text{Zr}(\text{HPO}_4)_2\text{PO}_4(\text{NO}_3)$ (условный состав);
- для цезиевой системы оксофторобифосфатоцирконата $\text{Cs}_2\text{Zr}_3\text{O}_3\text{F}_3(\text{HPO}_4)\text{PO}_4 \cdot n\text{H}_2\text{O}$.

Эти минеральные виды могут найти применение:

- в случае калия в качестве рентгенолюминофоров,
- в случае цезия в качестве исходного материала для термообработки с получением рентгенолюминофора.

Образование такого типа минеральных видов может иметь место в природных гидротермальных условиях при благоприятном сочетании циркония, анионов фтора и фосфата, а также катионов щелочных элементов.

Список литературы

1. Годнева М.М., Мотов Д.Л. Химия подгруппы титана. Сульфаты, фториды, фторосульфаты из водных сред. М.: Наука, 2006. 302 с.
2. Годнева М.М., Мотов Д.Л. Фазообразование в системе $\text{ZrO}_2 - \text{H}_2\text{SO}_4 - \text{HF} - \text{KF} - \text{H}_2\text{O}$ // Журнал неорг. химии. 1998. Т. 43. № 10. С. 1728-1731.
3. Давидович Р.Л., Дергачева И.Г., Иванов С.Б. Комплексные соединения со смешанными ацидолигандами. 2. Оксалатофторидные комплексные соединения циркония // Изв. АН СССР. Сер. хим. 1975. № 12. С. 2653-2658.
4. Wloka M., Troyanov S.I., Kemnitz E. New zirconium phosphate fluorides: hydrothermal synthesis and crystal structures // Solid State Chem. 1998. V 135. N 2. P 293-301.

ФАЗОВЫЕ ПРЕВРАЩЕНИЯ ПРИ ВОССТАНОВИТЕЛЬНО-СУЛЬФИДИРУЮЩЕМ ОБЖИГЕ ОТВАЛЬНЫХ ШЛАКОВ КОМБИНАТА “ПЕЧЕНГНИКЕЛЬ”

Ю.Н. Нерадовский¹, Н.Н. Гришин², А.Г. Касиков², Е.А. Окорочкова²

¹ Геологический институт КНЦ РАН, Анапты, nerad@geoksc.apatity.ru, ² Институт химии и технологии редких элементов и минерального сырья КНЦ РАН, Анапты, kasikov@chemy.kolasc.net.ru

Одним из наиболее объемных видов металлургических производств являются отвалы шлаки, количество которых только в никелевой подотрасли накоплено более 300 млн. тонн. На комбинате “Печенганикель” Кольской ГМК шлак получается при плавке в руднотермических печах специальной шихты, состоящей из концентрата в виде окатышей, богатой руды, кварцевого песка и оборотов металлургического производства. До 1998 года шлаки получали и на комбинате “Североникель”, но в связи с закрытием плавильного цеха на этом предприятии значительные объемы оборотов рафинировочного производства стали поступать на комбинат “Печенганикель”. Это важное обстоятельство, поскольку с этого времени увеличилось содержание благородных металлов в штейне и шлаках “Печенганикеля”, что увеличивает их ценность.

Минеральный состав гранулированных шлаков Печенги по данным (9) представлен в основном магнетиально-железистым стеклом, содержащим 1-2 % кристаллов оливина капли сульфидов и эмульсионную вкрапленность магнетита. Химический состав шлаков по данным (14) (%): SiO_2 -30.08, MgO -3.14, Al_2O_3 -3.52, CaO -1.76, TiO_2 -0.30, MnO -0.12, Fe_2O_3 -1.86, FeO -56.07, Cr_2O_3 -0.55, Na_2O -0.37, K_2O -0.43, Ni -0.08, Cu -0.35, Co -0.11, S -1.87. Известно(9), что стекло шлаков Печенги практически не содержит примеси цветных металлов в изоморфном состоянии, они сосредоточены полностью во включениях сульфидного сплава. Сплав имеет состав пирротинового твердого раствора (%): Fe 49-55, S 34-39, Ni 4-8, Cu 2-6, Co 0.2-0.6. Состав сульфидных включений в шлаке по содержанию никеля значительно беднее штейна, что связано, с более высокой температурой кристаллизации шлака относительно штейна.

Шлаки давно привлекают внимание как отходы производства и потенциальное сырье для производства строительных материалов. Они содержат цветные металлы (%): 0.15-0.2 Ni , 0.07-0.12 Cu , 0.06-0.1 Co [15]. Исследованию состава и практического использования шлаков посвящена обширная литература [1-12], но рационального технологического решения до сих пор не найдено. В связи с этим, а также существенным увеличением в последнее время стоимости отдельных компонентов шлаков важное значение приобретают исследования, направленные на разработку рациональных способов их комплексной переработки.

Задача исследования состояла в изучении воздействия окислительного и восстановительного обжига с целью повышения контрастности свойств отдельных фаз для последующего эффективного разделения отдельных компонентов обогащательными способами.

Минеральный состав шлака исследовался в искусственных приполированных препаратах. Раздробленный шлак смешивался с эпоксидным клеем и приполировывался. Препарат изучался в отраженном свете на микроскопе Ultraphot- 3 (Opton). Разрешающая способность микроскопа позволяла изучать форму частиц размером 0.2 мкм. Размеры частиц измельченного шлака составляли до 1.2 мм. В результате было установлено, что сульфидные включения в шлаке распределены неравномерно, имеют размеры менее 0.6 мм. Крупные частицы редки, более развиты частицы 20-50 мкм (рис. 1). Преобладающей формой являются шарообразные частицы, но также встречаются каплеобразные, скорлуповатые, овальные. Установлено, что видимые под микроскопом частицы составляют не более 50 % сульфидного вещества, значительная часть частиц сульфидов составляет субмикроскопическую и наноразмерную вкрапленность (рис. 2). “Зараженные” сульфидами частицы шлака составляют более 50 %. Таким образом, частицы шлака можно разделить на три группы: 1- стекло, 2-стекло с сульфидной пылью, и 3- стекло с каплями сульфидов, при этом, чем крупнее капли сульфидов, тем чище стекло.

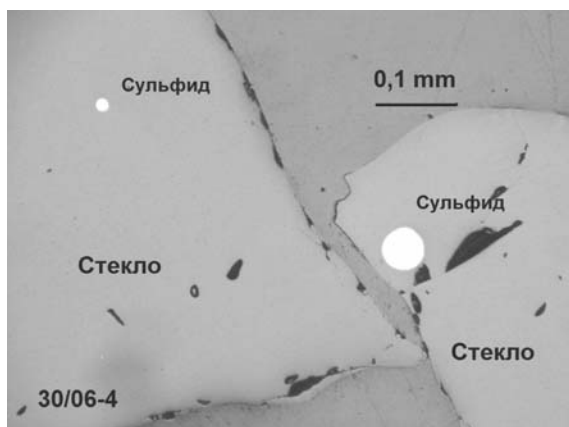


Рис. 1. Обломки шлака, состоящие из стекла с включениями шариков сульфида.

Обжиг шлака производили при температурах от 500 до 1000 °С с добавлением или без добавления восстановителя (угля). Перед обжигом предварительно шлак смешивали с Na_2SO_4 . В результате установлено, при смешении шлака с Na_2SO_4 уже при комнатной температуре происходит изменение сульфидных включений, они слабо корродируются с периферии и появляется окисел железа.

В дальнейшем процесс обжига в присутствии восстановителя при всех температурах приводил к разложению пирротинового твердого раствора и образованию чистого пирротина, иногда в сростках с пентландитом и халькопиритом. Образующийся пирротин сильно магнитен. Вместе с пирротином при некоторых температурах обжига (600, 900, 1000 °С) образовывалось металлическое железо. Оно в основном тесно связано с пирротином, но также образовывало и самостоятельную вкрапленность. При этом с повышением температуры наблюдается тенденция укрупнения частиц железа.

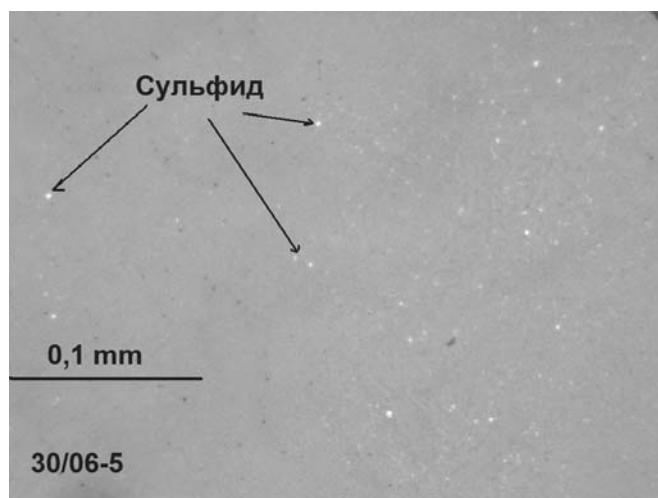


Рис. 2. Стекло с сульфидной пылью.

В отсутствии восстановителя в процессе обжига пирротиновый твердый раствор распадется и образуются окислы железа (при 500 и 600 °C) – гематит и магнетит, или пирротин с магнетитом (при 700 °C).

Особенностью процесса окисления или восстановления сульфидных частиц является участие в нем всех видов включений и крупных и наноразмерных, а при некоторых условиях процесс затрагивает и так называемые “пустые” частицы стекла. Это указывает на то, что в шлаке по-видимому нет «пустых» частиц стекла, все они в той или иной мере заражены включениями.

Проведенные опыты показали возможность перевода скрытой, нераскрываемой механическим путем сульфидной вкрапленности, в фазы способные поддаваться магнитному и флотационному разделению или выщелачиванию.

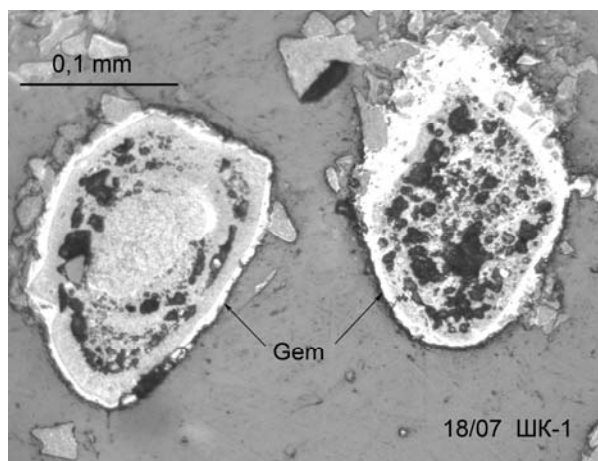
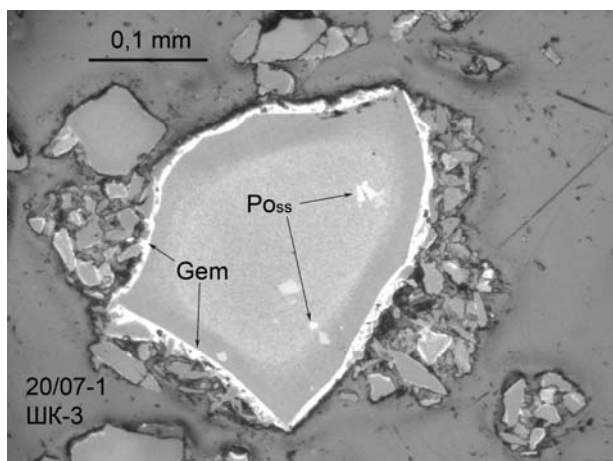


Рис. 3. Различное изменение частиц шлака в окислительных условиях при 600 и 500 °C.

на левом рисунке видно зональное изменение частицы шлака с микровключениями сульфида, хорошо проявлена зона разложения сульфидных включений и преобразования их в гематит. В средней части еще сохранились микро- и макровключения; на правом рисунке более интенсивные изменения - видны светлые каймы гематита и признаки разложения сульфидосодержащего стекла в центре частиц (черное).

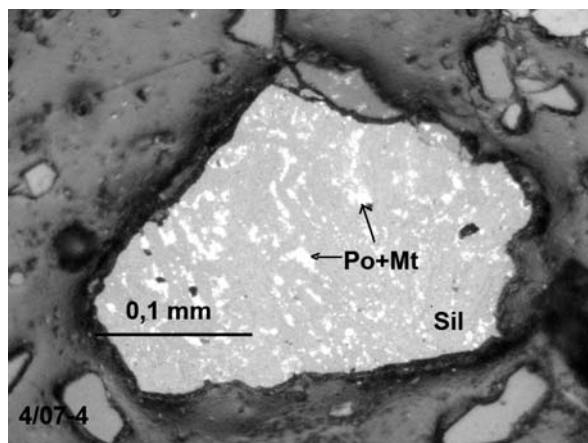
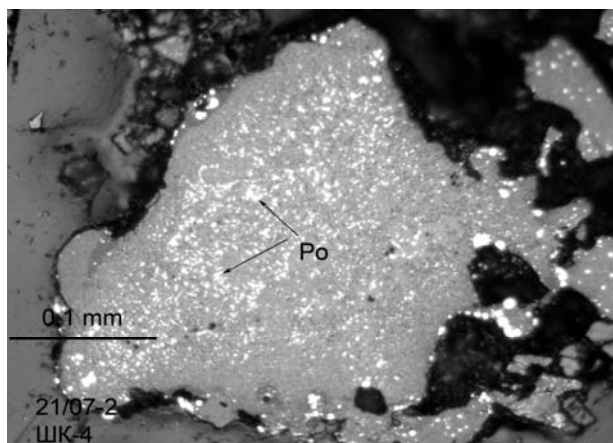


Рис. 4. Примеры преобразования частиц пирротинового твердого раствора в обломках шлака в пирротин и железо (белые шарики по краям) (слева, 600°) или пирротин и магнетит (справа, 700°), в восстановительных условиях обжига.

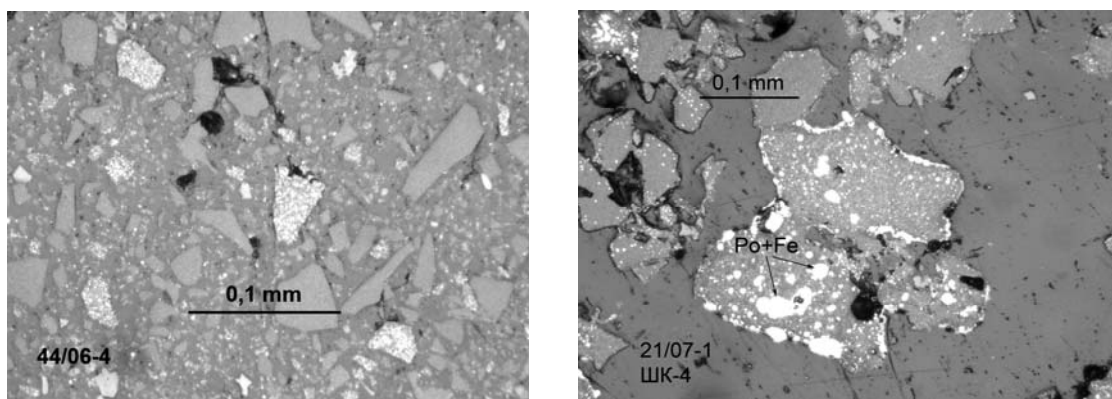


Рис. 5. Образование металлического железа в обломках шлака, содержащих микровключения сульфида: слева (900⁰) зарождение железа на месте сульфида, видно, что железо образовалось только в некоторых частицах, содержащих сульфид, справа (600⁰) видны признаки агрегации железа в более крупные частицы (глобулы).

Список литературы

1. Курцева Н.Н. Химико-минералогическое исследование шлаков никелевого производства. Тр. ИГЕМ. Вып. 6. 1956. С. 95-170.
2. Металлургические шлаки Мончи и Печенги. Л.: Наука, 1965.
3. Железо-магнезиальные металлургические шлаки Кольского п-ова. Л.: Наука, 1966.
4. Купряков Ю.П. и др. Экономическое сравнение различных способов переработки конвертерных шлаков. Бюлл. "Цветная металлургия" № 17. 1966.
5. Ранский Б.Н. и др. Исследование по флотации конвертерных шлаков Кировоградского медеплавильного комбината с целью выведения из них никеля. Бюлл. "Цветная металлургия" № 22. 1967.
6. Ванюков А.В., Зайцев В.Я. Шлаки и штейны цветной металлургии. М.: Металлургия, 1969. 389 с.
7. Шустик В.Д., Мечев В.В., Маиурьян В.Н. и др. Обеднение конвертерных шлаков медного производства, содержащих никель и кобальт // Цветная металлургия. 1973. № 7. С. 21-24.
8. Россинский Е.Е. Металлургические шлаки медно-никелевой промышленности Заполярья. Л.: Наука, 1974. 271 с.
9. Волохонский А.Н., Реженова С.А. Минералогическая оценка шлаков медно-никелевых руд как критерий их практического использования // Минералогические критерии комплексной оценки минерального сырья Кольского п-ова. Апатиты: КФ АН СССР, 1982. С. 47-55.
10. Таужнянская З.А., Дорохина Л.Н., Шифрина Э.Д., Здорова Е.И. Перспектива создания безотходных производств на предприятиях цветной металлургии Кольского п-ова // Комплексное освоение минеральных ресурсов Севера и Северо-запада СССР (Европейская часть). Петрозаводск: КарНЦ АН СССР, 1990. С. 18-20.
11. Рогожин А.А., Ожогина Е.Г., Кордюков С.В., Лыгина Т.З. Современные требования к изучению вещественного состава при технологической оценке природного и техногенного минерального сырья // Обогащение руд. 2006. № 3. С. 34-37.
12. Шамов В.Н., Юрьев А.И., Матвеева С.И. и др. Изучение вещественного состава шлаков металлургического цеха медно-го завода ЗФ ГМК "Норильский никель" // Цветные металлы. 2006. № 9. С. 49-52.
13. S. Metals. 1969. V 22. N 7. P 30-34.
14. Ртвеладзе В.В., Косяков А.И., Дьякова Л.В. и др. Солянокислотное вскрытие шлаков медно-никелевого производства // Химия и технология комплексной переработки редкометалльного сырья. Апатиты: КФ АН СССР, 1988. С. 52-56.
15. Бурухин А.Н., Пейхель А.Г., Барсегян В.В. и др. Общие основы получения цветных металлов. Норильский никель. М.: Изд. группа "Арбор", 2005. 167 с.

Геология и минерагения Кольского региона

*Труды Всероссийской (с международным участием) научной конференции
и IV Ферсмановской научной сессии, посвященных 90-летию со дня рождения
акад. АН СССР А.В. Сидоренко и д.г.-м.н. И.В. Белькова.*

Апатиты, 4-6 июня 2007 г.

*Рекомендовано к печати Ученым советом Геологического института КНЦ РАН
и Советом Кольского отделения РМО*

*В Труды Всероссийской научной конференции "Геология и минерагения Кольского региона",
минералогическая часть которой представляла собой IV Ферсмановскую научную сессию,
опубликованы статьи по основным направлениям исследований, проводимых Геологическим институтом
КНЦ РАН: геологии, геохронологии, изотопной геохимии, петрографии, минералогии, в том числе
технологической и экспериментальной, а также по истории геологического изучения региона.*

Представляет интерес для геологов широкого профиля и историков науки.

*Отпечатано в ЗАО "К С М"
184209 г. Апатиты Мурманской обл., ул. Ферсмана, д. 17 а
тел. / факс (81555) 77329*

Тираж 100 экз.