

РОССИЙСКАЯ АКАДЕМИЯ НАУК
КОЛЬСКИЙ НАУЧНЫЙ ЦЕНТР
ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ
РОССИЙСКИЙ ФОНД ФУНДАМЕНТАЛЬНЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ
КОЛЬСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ РМО

ГЕОЛОГИЯ И МИНЕРАГЕНИЯ КОЛЬСКОГО РЕГИОНА



Труды Всероссийской (с международным участием)
научной конференции, посвященной 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**

Рекомендовано к печати

Ученым советом Геологического института КНЦ РАН и Советом Кольского отделения РМО

УДК 55+553 (470.21)

Геология и минерагения Кольского региона

Труды Всероссийской научной конференции и IV Ферсмановской научной сессии, посвященные 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)

– Апатиты: Изд-во: К@М, 2007. 319 с.

В Трудах 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.

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

Научный редактор — д.г. – м.н., профессор **Ю.А. Войтеховский**

© Коллектив авторов, 2007

© Геологический институт Кольского научного центра РАН, 2007

© Кольское отделение Российского минералогического общества, 2007

СОДЕРЖАНИЕ

ПРЕДИСЛОВИЕ.....	6
ИСТОРИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО ИЗУЧЕНИЯ КОЛЬСКОГО ПОЛУОСТРОВА	
Арманд А.Д. Педагогический метод А.В. Сидоренко при 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. О Сидоренко.....	14
Заблоцкий Е.М. П.Б. Риппас – первый исследователь геологии южной части Кольского полуострова.....	16
Зыков Ю.Д. Александр Васильевич 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. Направления геолого-разведочных работ на Кольском полуострове на современном этапе.....	77
Пустовойтов В.С. Геологические исследования в Мончегорском районе.....	78
ГЕОЛОГИЯ И ПЕТРОГРАФИЯ	
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 минерагении 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., Скуфьин П.К., Баянова Т.Б. Возраст и рудная минерализация интрузивного тела риодацитовых порфиров из разреза СГ-3	130

МИНЕРАЛОГИЯ И КРИСТАЛЛОГРАФИЯ		134
Агеева О.А. К минералогии «содовых горизонтов» Хибинского массива.....		135
Борисова В.В., Волошин А.В. Новые поступления в коллекцию музея Геологического института за 2006 год.....		139
Васильев Н.В., Бородулин Г.П., Сук Н.И. Зональность пироксенов Ловозерского массива.....		141
Волошин А.В., Савченко Е.Э. Минералы группы гельвина в амезонитовых пегматитах Кольского полуострова....		144
Волошин А.В., Савченко Е.Э., Гавря А.В. Хромсодержащий андрадит в скарноидах Ковдорского флогопитового месторождения.....		149
Габов Д.А., Субботин В.В., Савченко Е.Э. Новые минеральные фазы ЭПГ из рудных зон массива Федорово-Панских тундр.....		152
Галкин Н.Н. Морфологические и химические особенности арсенопирита Оленийского рудопоявления золота.....		156
Голубева И.И., Махлаев Л.В. Метамогфогенный ильменит, впервые выявленный и описанный И.В. Бельковым, и проблема формирования титановых россыпей.....		160
Зозуля Д., Пелтонен П., Х.О'Брайен, Лехтонен М. Р-Т параметры образования мантийных пироксенов и палеогеотермы Кольского региона.....		163
Иванов М.А. Минералогическое эхо войны.....		166
Кукуй А.Л., Киселева Д.В., Матвеева О.П. Сравнительная характеристика оптического кальцита различных регионов.....		168
Куприянова И.И., Кувшинова К.А. Флюорит из редкометалльно-молибденового месторождения Яури-Йоки		172
Лялина Л.М., Савченко Е.Э., Селиванова Е.А. Фтораленит-(Y) и кристаллический бритоцит-(Y) в пегматите щелочно-гранитного массива Белые тундры (Кольский полуостров, Россия).....		176
Лялина Л.М., Селиванова Е.А., Савченко Е.Э., Зозуля Д.Р. Бехоит (be(oh) ₂) сахарйокского щелочного массива (кольский полуостров) – первая находка		180
Мокрушин А.В. Минералогия пород эндоконтакта Цагинского габбро-лабрадоритового массива, Кольский полуостров.....		182
Нестеренко И.С., Войтеховский Ю.Л. Находка Хоулиита CdS в Кевской структуре.....		185
Смирнова Н.Л. О понятии вид и мягком порядке в природе.....		187
Сорохтина Н.В., Шпаченко А.К., Сенин В.Г. Редкометалльная минерализация в рудных альбититах массива Гремяха-Вырмес (Кольский полуостров).....		192
Степенщиков Д.Г. Общий подход к исследованию реальных формкристаллов на примере граната альмандин Западных Кейв.....		196
Хомяков А.П. Сидоренкит Na ₃ Mn(PO ₄)(CO ₃) как типоморфный минерал ультраагпаитовых пегматитов и индикатор высокопродуктивных минералообразующих процессов.....		200
Хомяков А.П. Ультраагпаитовые породы Хибино-Ловозерского комплекса как неисчерпаемый источник минералов с уникальными свойствами.....		204
ГЕОХИМИЯ		208
Балашов Ю.А. Влияние ранней дифференциации Земли на мантийные и коровые процессы архея-фанерозоя		209
Даувальтер В.А. Халькофильные элементы в донных отложениях озера Умбозеро.....		213
Дудкин О.Б., Серов П.А. Проблема возраста и источника вещества карбонатитов Хибинского массива.....		217
Каменский И.Л., Скиба В.И. Диагностика первичных флюидных микровключений на основе изотопного анализа He и Ar		220
Каменский И.Л., Икорский С.В., Аведисян А.А. Углеродородные газы и изотопы гелия в сульфидных постройках дна океана.....		224
Каржавин В.К., Волошина З.М., Корчагин А.У. Роль и влияние постмагматических процессов на состав флюида с ЭПГ оруденением в габброноритах участка Чурозеро, Восточно-Панский блок, Кольский полуостров.....		227
Каулина Т.В., Апанасевич Е.А., Савченко Е.Э., Сергеев С.А., Пресняков С.В., Щипанский А.А., Япаскерт В.О. Архейские эклогиты Беломорского пояса: результаты U-Pb и Sm-Nd датирования граната и U-Th-Pb (SHRIMP) датирования циркона.....		231
Когарко Л.Н. Обогащенные мантийные резервуары – источники щелочного и кимберлитового магматизма и проблема их рудоносности.....		235
Нивин В.А. Особенности минералообразования в Ловозерском щелочном массиве по изотопным газогеохимическим данным.....		237
Нивин В.А., Аведисян А.А. Первый опыт профильной газовой съемки по почвенному воздуху на Ловозерском нефелин-сиенитовом массиве.....		241
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).....		244
Новиков Д., Пекала М., Тараканов С., Скиба В., Толстихин И. Подвижность изотопов благородных газов в древних породах: пример хорошей сохранности захваченной компоненты.....		247
Смолькин В.Ф. Проблемы происхождения и рудообразования Печенгского и Мончегорского интрузивных комплексов палеопротерозоя Кольского региона по данным петрологических и изотопных (Re-Os, Sm-Nd) исследований.....		249
Ahmad T. Precambrian Mafic Magmatism in the Western Himalaya.....		253

ГЕОФИЗИКА		257
Глазнев В.Н., Жирова А.М. Строение земной коры Хибинского и Ловозерского массивов по результатам комплексного сейсмогравиметрического моделирования.....		258
Жамалетдинов А.А. Природа и структура электропроводности земной коры в свете идей проф. А.С. Семенова.....		262
Ильченко В.Л., Горбачевич Ф.Ф. О распределении преобладающих типов горных пород в архейской части разреза СГ-3.....		265
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).....		269
Ковалевский М.В., Тришина О.М. Анизотропия упругих свойств горных пород в разрезе финской скважины ODB до глубины 1 км.		273
Тюремнов В.А. Исследование петрофизических особенностей кианитовых пород Кейвской структуры при нормальных и высоких термодинамических параметрах.....		277
Шевцов А.Н., Жамалетдинов А.А., Короткова Т.Г., Колобов В.В. Методика и результаты частотных зондирований в Центральной части Кольского полуострова.....		282
ТЕХНОЛОГИЧЕСКАЯ МИНЕРАЛОГИЯ		286
Годнева М.М., Борозновская Н.Н., Мотов Д.Л., Клишкин В.М., Михайлова Н.Л. Влияние термообработки на рентгенолюминесцентные свойства фтороцирконатных минеральных образований.....		287
Калинкин А.М. Кинетика механохимического взаимодействия некоторых кальций содержащих минералов с углекислым газом.....		290
Калинкин А.М., Калинкина Е.В., Неведомский В.Н. ПЭМ-исследование структуры перовскита и диопсида, механически активированных в атмосфере CO ₂		294
Калинкин А.М., Калинкина Е.В., Залкинд О.А., Васильева Т.Н. Взаимодействие силикатов лития, натрия и калия с углекислым газом при механической активации.....		297
Кшуманева Е.С., Касиков А.Г., Нерадовский Ю.Н. Сравнительный анализ поведения пентландита и Со-пентландита в хлоридных средах.....		301
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.....		302
Лихачева С.В. Гранулометрический контроль технологического процесса обогащения на ОФ-1 комбината «Печенганикель».....		306
Мотов Д.Л., Годнева М.М. Изучение образования новых минеральных видов – цирконатов калия и цезия с фосфатной составляющей.....		310
Нерадовский Ю.Н. Фазовые превращения при восстановительно-сульфидирующем обжиге отвальных шлаков комбината «Печенганикель».....		312
Фоторепортаж		315

ПРЕДИСЛОВИЕ

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 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 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 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 Всероссийского минералогического общества, основатель и первый председатель его Кольского отделения, акад. АН СССР 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 будут 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 Российского минералогического общества и Российского фонда фундаментальных исследований (грант 07-05-06026). Почетный президиум конференции: председатель президиума Кольского НЦ РАН акад. РАН В.Т. Калинин, советник РАН акад. РАН Ф.П. Митрофанов, президент Российского минералогического общества акад. РАН Д.В. Рундквист и вице-президент Российского минералогического общества акад. РАН Н.П. Юшкин. В адрес конференции поступили телеграммы.

Дорогие коллеги!

Мне очень приятно приветствовать вас на форуме, посвященном 90-летию почетных членов Российского минералогического общества 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 года. 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 году, да так и пронес через всю жизнь любовь к этому краю, выразив ее в научных работах и картинах. С 1961 года 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 Российского минералогического общества за издание моих воспоминаний “Игорь Владимирович Бельков. Хроника жизни”. Эта книга – моя дань любимому человеку. В подготовке рукописи и картинной галереи, помещенных также 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 Российского минералогического общества 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 щелочных пород с богатыми комплексными рудами редких металлов.

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

Президент Российского минералогического общества
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 А.В. Сидоренко, свидетельствует о том, что Ирина Ивановна была в первом составе Кольского отделения РМО вместе с 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	Обл.	Родственные с историей
1.	1. АНТОНК Евгений Степанович	886	Anton
2.	2. В Д И Н Борис Александрович	887	VDIN
3.	3. СТУЦОВА Светлана Николаевна	888	Stucova
4.	4. САЛАФОВ Александр Сергеевич	889	Salafov
5.	5. ПЕТУНОВА Ирина Ивановна	890	Petunova
6.	6. МИРСКАЯ Дарья Дмитриевна	891	Mirskaya
7.	7. МАТНАС Владимир Викторович	892	Matnas
8.	8. ПРИВА Ирина Ивановна	893	Priva
9.	9. ВОЙТЕХОВ Николай Александрович	894	Voytekhov
10.	10. КОСОВ Евгений Косованович	895	Kosov
11.	11. КАВАРИНИ Геннадий Иванович	896	Kavarin
12.	12. ИВАНОВА Людмила Николаевна	897	Ivanova
13.	13. ИВАНОВ Августин Иванович	898	Ivanov
14.	14. ШИШКОВ Сергей Николаевич	899	Shishkov
15.	15. БОРИСОВ Слава Борисович	899	Borisov
16.	16. ГОРГА Виталий Николаевич	891	Gorga
17.	17. ГОРБУНОВ Григорий Иванович	892	Gorbunov
18.	18. ТАЛКОВ Александр Васильевич	893	Talokov
19.	19. БОЛОВА Мария Ивановна	894	Bolova
20.	20. БУСЕН Ирина Вячеславовна	895	Busen
21.	21. БАТЕНОВА Ирина Дмитриевна	896	Batenova
22.	22. БЕЛЬКОВ Игорь Владимирович	897	Belkov
23.	23. ДОРМАН Михаил Давидович	898	Dorman

Сидоренко Александр Васильевич
23
3
69

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 нашим 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 Советского 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, из 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 – как солдаты, будем в строю 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 негде, и отправил меня обратно в Ленинград на месяц, но уже в командировку – дописывать 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, принципиальная доброта!

Четверть века он возглавлял Геологический институт, приняв его из рук Е.К. Козлова, возглавившего КФАН 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 поток 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 шагреневая 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 кафедры Н.Г. Судовикова, признанного босса (иначе его никто не называл) метаморфической геологии, на его докторскую диссертацию. Реакция 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 конференции, посвященных выдающимся ученым наших институтов, стало в КНЦ доброй традицией. Наша конференция, посвященная юбилейным датам А.В. Сидоренко и 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. РАН В.Т. Калинин и от себя лично хочу пожелать вам успехов!

*Зам. председателя президиума Кольского НЦ 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. АН СССР 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 космосъемки для целей геологии в масштабах всей страны. Как организатор науки акад. А.В. Сидоренко является создателем главных институтов Кольского НЦ РАН после его переезда из п. Кукисвумчорр в теперешний г. Апатиты. 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 Кольского научного центра РАН, Геологического института КНЦ РАН и также запечатлены в нашей памяти. Открываемая конференция – тому свидетельство. Еще раз поздравляю всех с открытием конференции и желаю плодотворной работы на благо кольской геологии!

Советник РАН, академик РАН

Ф.П. Митрофанов

***ИСТОРИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО ИЗУЧЕНИЯ
КОЛЬСКОГО ПОЛУОСТРОВА***



ПЕДАГОГИЧЕСКИЙ МЕТОД А.В. СИДОРЕНКО ПРИ РАБОТЕ С АСПИРАНТАМИ

А.Д. Арманд

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 году стали три выпускника Географического факультета МГУ: Андрей Никонов, Наталия Арманд и Алексей Арманд. Руководить их работой по диссертационным темам взялся сам А.В. Сидоренко.

Сразу перед нами, тремя геоморфологами, 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 их руководителя. Впрочем, строгость требований 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 отношении организации полевых работ, изучения фондовых материалов, командировок, участия в совещаниях, не только в роли докладчиков, но и в качестве «слушателей». Аспирантам не было отказа в случае необходимости воспользоваться услугами машбюро, фотолаборатории, чертёжным бюро, мехма-стерской, 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 более близкого знакомства с возможностями своих будущих сотрудников. По существу здесь аспиранты проходили переекспертацию 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 сначала провести ещё несколько маршрутов по свите Имандра-Варзуга, материала недостаточно». — «Пишите. Без этого не увидите, чего действительно не хватает для общей картины. Собрать материал можно без конца». Нехотя я выполнил это указание и только 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, эменесами, шоферами Александр Васильевич отличался необычайным демократизмом. При встречах приветливо здоровался за руку. С руководящими работниками обращение бывало гораздо более суровым. Выезжая на однодневные полевые экскурсии (на большее, очевидно, как всегда, не хватало времени), А.В. Сидоренко брал с собой и нас, аспирантов. В поле обсуждали интересовавшие его проблемы. Запомнились такие вылазки на Известковый завод, на Опытное поле, на Вудъяврчорр.

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

Внимательное отношение А.В. Сидоренко к своим воспитанникам сохранилось и после перехода его на другую работу. Уже в должности министра геологии СССР, он приехал на защиту диссертации Н.Н. Арманд, где выступил в поддержку работы. 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, пригодились мне в последующей жизни, в работе со своими аспирантами. Школа Александра Васильевича Сидоренко оставила след на всю дальнейшую 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 полуострова. Однако главным и любимым направлением научной деятельности И.В. Белькова всегда оставалась минералогия. Великолепный знаток минералов, он уделял огромное внимание организации и развитию Геологического музея (ныне музей 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 геологией и минералогией, и богатейшими месторождениями полезных ископаемых, уже в первые послевоенные годы он начал создавать коллекцию музея. Изначально небольшие рабочие коллекции, 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 полуострова, 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).

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

С пегматитами щелочных гранитов Западных Кейв связано также крупное проявление амазонита – одного из красивейших минералов Кольского полуострова. Яркий, с насыщенным голубовато-зеленым или травяно-зеленым цветом, он, несомненно, 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 амазониты с разнообразными минеральными ассоциациями. Но самыми интересными с точки зрения минералогии являются кристаллы амазонита, достаточно 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 представленных амазонита в друзе составляет 2,5 – 6 см.

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

Минералы высокоглиноземистых сланцев Кейвских тундр входят в список красивейших минералов Кольского полуострова. Из них наиболее привлекателен голубой кианит, образующий скопления сноповидных, сильно вытянутых, пластинчатых кристаллов длиной до 30 см. Кроме голубого кианита, в коллекции И.В. Белькова представлены радиально-лучистые агрегаты белого кианита и содержащего углеродистое вещество темно-серого кианита. На Западных Кейвах известно крупное проявление граната - розовато-красного альмандина, который образует хорошо ограненные кристаллы. Размер кристаллов граната в основном составляет 4 – 7 см, но Игорем Владимировичем Бельковым был обнаружен один из крупнейших гранатов Кольского полуострова, размер которого достигает более 20 см в поперечнике, а вес – около 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, совместно с верной спутницей всей его жизни, женой, другом и коллегой по работе И.Д. Батиевой, на Кейвах был открыт Сахарйокский массив, сложенный преимущественно щелочными и нефелиновыми сиенитами с богатым комплексным редкометалльным оруденением, представленным цирконий-иттриевыми рудами. В щелочных габброидах и измененных нефелин-полевошпатовых пегматитах массива ими открыта бериллиевая минерализация, представленная редким силикатом - мелинофаном [2]. Образцы нефелиновых сиенитов Сахарйокского массива с цирконом и пироксеном экспонируются в выставочном зале музея в витрине с редкометалльной 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 полуострова. И.В. Бельков вместе с И.Д. Батиевой изучили массивы гранитоидов Мурманского, Центрально-Кольского, Кейвского, Терского и Беломорского блоков [1]. Собранный ими представительная коллекция пород гранитоидных формаций Кольского полуострова находится в петрографическом отделе музея.

Свое увлечение музеем, стремление сделать его очагом культуры, дать людям полноценную информацию о минеральных богатствах Кольского полуострова 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 работу, но и образовательную – на базе музея обучаются студенты геологической, экологической и геофизической специальностей различных вузов г. Апатиты [4], и коллекции Игоря Владимировича Белькова, несомненно, 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, хорошем руководителе и прекрасном человеке один из новых минералов, впервые открытых на Кольском полуострове, 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: Кольский филиал 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. // Труды Государственного Дарвиновского музея. В. 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 $Va(Nb,Ti)_6(Si_2O_7)_2O_{12}$ – новый минерал из карбонатитов массива Вуориярви (Кольский полуостров) // ДАН СССР. 1990. Т. 315. № 5. С. 1218 – 1221.
6. Новохатская Т.В., Федотова М.Г. И.В. Бельков – организатор Геологического музея Геологического института Кольского научного центра АН СССР. // Новые данные по минералогии редких элементов Кольского полуострова. Апатиты: Кольский филиал АН СССР, 1991. С. 9 – 15.
7. Новохатская Т.В. История музея Геологического института КНЦ РАН до 1981 года // «Минералогия во всем пространстве сего слова». Труды Ферсмановской научной сессии, посвященной 50-летию Кольского отделения РМО. Апатиты, 2006. С. 31 – 32.
8. Федотова М.Г. О Геологическом музее института и загадках его экспонатов // «Минералогия во всем пространстве сего слова». Труды Ферсмановской научной сессии, посвященной 50-летию Кольского отделения РМО. Апатиты, 2006. С. 38 – 42.

О СИДОРЕНКО

В.Я. Евзеров

Вспоминает ведущий научный сотрудник Геологического института КНЦ РАН, доктор геолого-минералогических наук Владимир Яковлевич Евзеров...

В 1958 г. я окончил геологический факультет Воронежского университета. Список мест работы, 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 и все или 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, приглашает меня в машину. Я тогда был без году неделя аспирантом, он – председателем Президиума филиала.

В первые годы становления Кольского филиала АН СССР коллектив был довольно 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 все наболевшие вопросы. Присутствие разнообразного начальства как на катке, так и около него было верным признаком того, что А.В. Сидоренко уже на катке или появится там 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 Александр Васильевич 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. Сидоренко на нем не присутствовал, и я подумал, что у него, как всегда,

много разнообразных 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 Сидоренко в 1952 - 1961 гг. руководил Кольским филиалом АН СССР. Одной из улиц нашего города присвоено имя Сидоренко. Имя А.В. Сидоренко увековечено также в названиях минерала из Ловозерских тундр – сидоренковита, нового вида древнейших ископаемых водорослей – мурмания сидоренкия и одного из судов исследовательского флота РАН

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

Е.М. Заблоцкий

член Русского генеалогического общества, 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 являются очень краткими [1, 2, 8]. Между тем, П.Б. Риппас и другие сотрудники дореволюционного Геолкома были первопроходцами региональной геологии нового времени, опирающейся на геологическое картографирование. Спустя столетие, их работы представляют несомненный интерес для истории науки. Естественный интерес вызывают и сами исполнители работ, наши предшественники. Сведения о 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 (в 1828 году) служил на Сестрорецком оружейном заводе. В 1838 году занимался работами по восстановлению 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, в дальнейшем изложении РГИА, – фонд 1343, опись 28, дело 1692). Николай и Александр Риппасы получили образование в Институте Корпуса горных инженеров. Н.А. Риппас (1839 – 1863) окончил курс в 1859 г. и, как один из лучших выпускников, был оставлен при институте для подготовки к преподаванию. Он 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 (с 1870 по 1890 гг.) – в Брянском акционерном обществе (сталелитейный завод) и в Горном департаменте (с 1891 г.), в Техническом отделении (РГИА: ф. 37, оп. 51, д. 914; ф. 1343, оп. 28, д. 1692). В 1893 г. был опубликован его перевод руководства А. Ледебура, профессора Фрейбергской горной академии, «Производство литого железа». Последнее по времени упоминание А.А. Риппаса содержится в справочнике «Весь Петербург» на 1909 год.

В контексте истории изучения Кольского полуострова заслуживает внимания деятельность третьего сына А.И. Риппаса – Бориса Александровича. Б.А. Риппас (1844 – ?) окончил Институт Корпуса инженеров путей сообщения в 1864, строил Уральскую горнозаводскую железную дорогу (70-е годы), 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 (с 1901 года), состоял членом Инженерного совета МПС, находился в службе вплоть до 1917 года (РГИА: ф. 58, оп. 2, д. 1021: ф. 229, оп. 19, дд. 2424, 2425). В 1894 году, на волне интереса к открытию полноценного морского порта на Мурмане, Б.А. Риппас был командирован для осмотра предполагаемой трассы железной дороги от Кандалакши 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, населении. Есть в отчете и геологический материал, – главным образом, по ледниковым отложениям [4]. В 1915 году, когда, наконец, приступили к строительству железной дороги, отчет Риппаса был переиздан Министерством путей сообщения. Во время своей поездки Б.А. Риппас посетил озеро Могильное на острове Кильдин [5]. В отличие от В.А. Фаусека, первого исследователя уникального озера (1891 г.), Риппасу удалось наблюдать связь колебаний уровня воды в озере и в море и, таким образом, 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 Даниловна). Он окончил курс Горного института по заводскому, сугубо инженерно-техническому разряду (РГИА: ф. 37, оп. 48, д. 2259), но в собственно горнозаводской отрасли не работал. Сразу после окончания института в 1896 году, 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 полуостров в 1894 году). С увеличением штатов Геолкома в 1897 году П.Б. Риппас был принят на должность помощника геолога. В штате Геолкома он находился до 1900, 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 соответствующие краткие отчеты в Известиях Геолкома. Но особое место занимает его экспедиция на юг Кольского полуострова, в бассейн Варзуги, совершенная по заданию Русского географического общества в 1898 году. После известных работ финских исследователей (Кильман, Пальмен, Рамзай, Петрелиус, Гакман и др., 1887, 1889, 1891, 1892 гг.) эта часть полуострова, несмотря на свою 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 каменские лопари, каменских – ловозерские, к вершине Паны снова подоспели крестьяне из Варзуги «известные своим искусством плавать по быстринам и порогам». В помощь геодезисту экспедиции, А.А. Носкову, специальным приказом Военного министра были прикомандированы четыре солдата Архангелогородского резервного батальона (ефрейтор Калинин, рядовые Шелгунов, Тараханов, Мосеев).

Экспедиция вышла из Варзуги 4 июня и вернулась 9 августа. Общую протяженность маршрута можно оценить по объему топографических работ, – было снято около 500 верст, в т.ч. инструментально (кипрегелем-дальномером) более 300. Были впервые измерены (барометрически) высоты над уровнем моря горных вершин и озер, определены координаты восьми опорных астрономических пунктов: села Кузомень, устья Паны (дважды), две точки пересечения вершины Варзуги Семиостровским зимником, Летний Каменский погост на Поное, слияние Алны и Суинги в истоках Поноя и место впадения Паны в Нижнее Панское озеро. Результат работ А.А. Носкова – трехверстная карта района; к изданному отчету прилагается ее десятиверстный вариант (масштаб 10 верст в дюйме соответствует масштабу 1:420000).

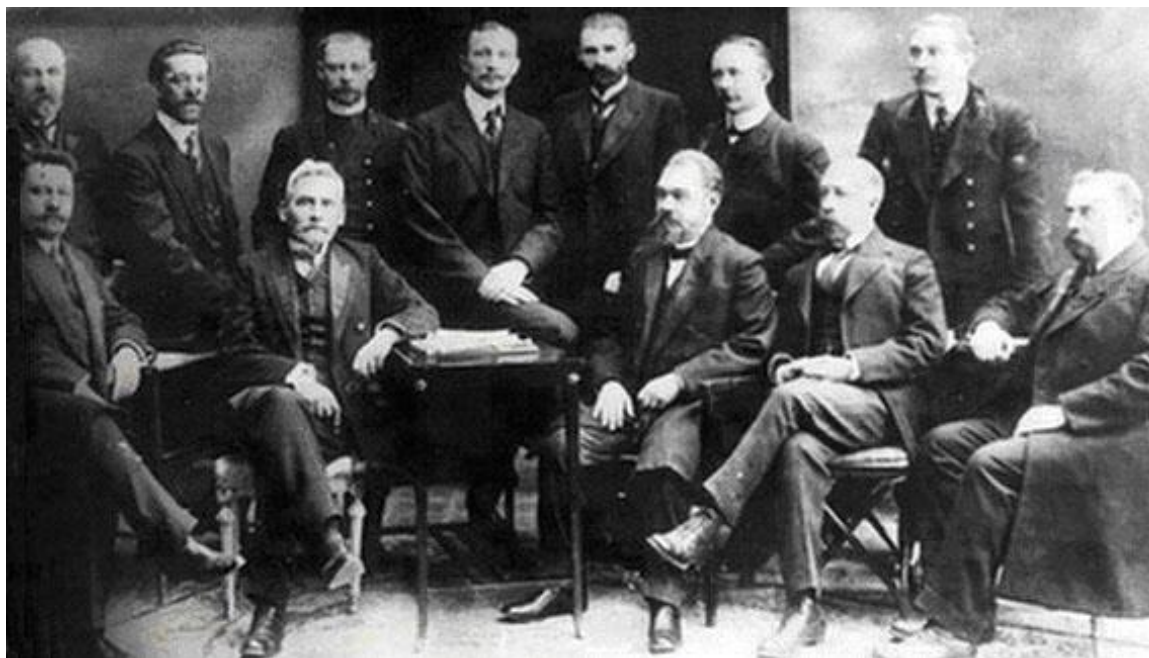
Геологические наблюдения П.Б. Риппаса составляют главное содержание его отчета. Направление маршрута экспедиции оказалось исключительно удачным для установления основных черт геологического строения. В сущности, ни один из структурно-формационных комплексов, известных в настоящее время в этом районе, не остался не отмеченным исследователем. П.Б. Риппас выделил протяженную область развития зеленокаменных пород, эпидиабазов и порфиритов, массивных и «измененных действием динамометаморфизма» в различной степени, в т.ч. «сильно спрессованных» с переходом в биотито-хлорито-кварцевые сланцы. По Риппасу, эта область на востоке подходит к истокам Варзуги (гора Вонзуй), занимает среднее течение Варзуги и почти всю область р. 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» (гора Полисарка, кряж Лягунка), 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°. Риппас отметил развитие гнейсов и на правобережье 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 правобережье Алны (Элнийок), правой составляющей Поноя, – у Чурозера в кряже Саадевар и горах Чуорвыд. Аналогичными гранитами, по Риппасу, сложены и вершины горы Белая Тундра, а также район к северу от этой системы гор, называвшихся варзужанами Панскими горами. 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 габбровый 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 села Варзуга, по реке Кице и на морском побережье, в т.ч. на известном 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 Кольского полуострова – развитии морен (в морене Панских гор им отмечено присутствие валунов нефелинового сиенита), 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 полярного лета, сравнительно непродолжительная экспедиция посетила «один из наиболее глухих уголков нашего Севера» и, судя по опубликованному предварительному отчету, дала достаточно подробную и всестороннюю его характеристику.

С 1900 исследования П.Б. Риппаса переместились на Дальний Восток. Сначала работы Амурско-Приморской геологической партии, где он был помощником начальника партии, 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, не состоявшие в его штате, фигурировали как геологи-сотрудники этого научного учреждения. В 1900 году Риппас принимал участие в первой на Дальнем Востоке полистной геологической съемке (масштаб 2 версты в дюйме, или 1:84000), проводившейся Амурско-Приморской партией в Зейском золотоносном районе [7]. С 1901 по 1913 гг. он проводил маршрутные исследования к востоку от Зеи. Им были впервые изучены Унья-

Бомский золотоносный район в западной части хребта Джагды, бассейны рек Уркан Левый, Деп, Мамын (на современных картах Орловка) и Нора. В 1913 г. была 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 этой карты.



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. (помещено в отчете: Клеопов И.Л., Ляцкий В.Б. Очерк истории Геологического Комитета – ЦНИГРИ – ВСЕГЕИ. Ленинград, 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 году 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). П.Б. Риппас после гибели Журавского занимался не только его научным архивом, но и устройством судьбы осиротевших детей.

В марте 1917 года 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 года 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 года, научный сотрудник I категории П.Б. Риппас был зачислен на годовую оклад. В этой должности он фигурирует также в Отчетах о состоянии и деятельности Геологического комитета за 1920 и 1921 годы. На этом сведения о жизни геологе-первопроходце Платоне Борисовиче Риппасе обрываются...

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

Список литературы

1. Амурская область. Опыт энциклопедического словаря. Благовещенск, 1989.
2. *Заблоцкий Е.М.* Деятели горной службы дореволюционной России. // Краткий биографический словарь. // СПб.: Гуманистика, 2004.
3. *Носков А.А.* Кольская экспедиция в 1898 году. - Известия Имп. Русск. геогр. об-ва, 1899. Т. 35, вып. 3. С. 313 – 320.
4. *Риппас Б.А.* Отчет о поездке на Кольский полуостров летом 1894 года для осмотра местности от села Кандалакши до города Колы 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 озере Могильном на о. Кильдине. // Известия Имп. Русск. геогр. об-ва, 1897. Т. 33, вып. 1.
6. *Риппас П.Б.* Кольская экспедиция 1898 года. Предварительный отчет. // Известия Имп. Русск. геогр. об-ва, 1899. Т. 35, вып. 3. С. 292 – 312.
7. *Риппас П.Б.* Геологическая карта Зейского золотоносного района. Описание листа II-1. // С-Пб., 1910, 249 с., 1 лист карты.
8. *Смоленцев Л.Н.* Печорские дали. Художественно-документальная повесть. Сыктывкар, 1979.

АЛЕКСАНДР ВАСИЛЬЕВИЧ СИДОРЕНКО И ПЕРВЫЕ ШАГИ РАЗВЕДОЧНОЙ ГЕОФИЗИКИ В ГЕОЛОГИЧЕСКОМ ИНСТИТУТЕ

Ю.Д. Зыков

МГУ, YUDZ @ rambler.ru

По окончании геологического факультета МГУ, получив дипломы геологов-геофизиков, мы (Зыков Юрий Дмитриевич и Зыкова Ирина Ивановна, молодожены), были распределены в геологический институт Кольского филиала академии наук. Страшновато было ехать? Наверное, немного. Первый ведь раз так надолго (не просто в экспедицию или поход). Но уже в поезде встретился нам едущий туда же – в Апатиты – зам. директора Института по административной части И.М. Кобок. Приятно удивила его заботливость о нас. Довезли нас от станции до лаборатории на машине, которая его встречала. 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 было только для того чтобы расстелить матрац на полу между стеллажами с аккумуляторами, с мощным ртутным выпрямителем. Не прошло и года, как жилой дом был сдан в эксплуатацию, и мы, поселенцы сейсмостанции, въехали в него. По взаимному желанию одну квартиру на две семьи, мы заселили с семьёй Наташи и Алексея Арманд, с которыми уже успели здорово сдружиться. В квартире образовался "колхоз". Сначала, в основном для упрощения быта, совместных обедов в рабочие перерывы. И в то же время, для культурной общественной и спортивной жизни (чтение лекций-докладов на произвольную, но на заранее выбранную, тему, лыжные походы, подготовка вечеров самодеятельности и т.д., и просто для встречи с друзьями из Мурманской геолого-разведочной экспедиции.).

Только мы разобрались с вещами, как к нам в квартиру позвонил и пригласил к себе в гости Александр Васильевич. Оказалось, что 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 запросто заходить по-соседски, не стесняясь.

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 об его непосредственном участии в ликвидации валунных нагромождений на будущем катке.



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

Особое внимание он уделял состоянию ледовой арены, на которой уже пробовали свои силы первые команды хоккеистов нового города, в том числе команда КФАН. 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.В. Бельков. В строительстве, заливании и чистке катка Александр Васильевич принимал самое активное участие. Каток, конечно, был не очень большим, и вечером после работы он был полон сотрудниками института, которые к этому времени уже успели переселиться из пос. Кукисвумчорр и Кировска к нам – в Академгородок. Бегать, не бегали, а достаточно чинно или резво шуршали по льду, поглядывая, не подаст ли знак Александр Васильевич, приглашая к себе подъехать, когда подойдёт твоя очередь поговорить. Он дружески брал собеседника под руку, и начиналась беседа без прерывания кругового скольжения. Разговоры эти всегда имели тему и могли быть и продолжительными, кончавшимися словами: "об этом стоит ещё поговорить отдельно" (и сразу назначалось место и время для продолжения беседы), а могли быть и очень короткими, но обязательно с какой-то информацией, которая интересовала Александра Васильевича. Поражали его разносторонность и эрудиция, а неизменное дружелюбие и внимательность к собеседнику делали всегда контакты с ним незабываемым событием.

В конце февраля 1959 г. на шумное застолье в нашей "коммунальной квартире", где присутствовали сотрудники института, и работники МГРЭ зашел А.В. Узнав, что отмечается рождение дочери Тюремнова В., он поздравил и подарил ошеломленному молодому папаше статуэтку, и тоже принял участие в празднике. Вообще А.В. принимал активное участие во всех культурных мероприятиях института.



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

По инициативе Александра Васильевича были начаты комплексные геофизические работы методами гравиразведки, магниторазведки, электроразведки и высокочастотной сейсморазведки по изучению дифференцированных интрузий Панских, Фёдоровых тундр и других массивов. Особое внимание уделялось возможностям геофизики по изучению строения рыхлых отложений (в частности, Цагинской депрессии) с целью поисков погребённых «карманов» благоприятных для локализации рассыпных месторождений. 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.

Нельзя забыть момент, когда по ряду личных причин, одна из которых состояла в конфликте с заведующим лабораторией - Балакаем А.Н., я собрался увольняться и возвращаться в Москву. Сколько сил приложил А.В., чтобы удержать меня на Кольском, уладить дело миром! Вызывал меня к себе в кабинет. Предложил даже открыть новую тематику и лабораторию. А, увидав, что вожжа уже попала под хвост, и я уеду, он на прощание убеждал ещё раз подумать и не спешить с решением.

Через сколько-то лет в актовом зале МГУ, где проходила встреча сотрудников геологического факультета с Министром геологии Александром Васильевичем Сидоренко, после доклада, идя по проходу, он увидел меня,

подошёл и стал расспрашивать, как я устроился с работой, интересная - ли, не надумаю ли вернуться на Кольский, в КФАН. 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.



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



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

Разведочные и добычные работы в 1939 - 1940 гг.

В 1933 - 1935 гг. на Восточном участке были проведены большие геологоразведочные работы: канавы, расчистки, шурфы, буровые [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 участки.



Рис. 2 Поселок Пирротинстрой на Основном участке 1939 г.

до разведок 1939 – 1940 гг. Превращение пирротина в пирит обусловлено мощным метаморфическим воздействием щелочной магмы. Химические анализы подтверждают сложный характер минерализации: соотношение железа и серы 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 от 100 до 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 приняли участие геолог В.И. Котельников и профессора П.М. Татаринцев, 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 более 25 %, при содержании серы от 15 до 25 % считать руды внебалансовыми, а руды с содержанием серы менее 15 % не учитывать. Перевод

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, очевидно, несколько сотен человек. В карьере основного участка было добыто 2 тыс. т руды с содержанием серы 14 – 21 %. При переработке на Ловчоритовой 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



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

внебалансовых руд в балансовые возможен 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 прорастания пирротина и кварца при наличии на поверхности сульфидов силикатной пленки, что было установлено проф. П.Н. Чирвинским. В 1939 – 1940 гг. на Ловчорритовой обогатительной фабрике были проведены полупромышленные испытания комбинированной технологической схемы обогащения 4 проб пирротиновой руды [1]. Вес одной пробы составлял 269 – 313 тонн, 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, последующее измельчение в замкнутом цикле с классификатором, основную флотацию и 3 перерешетки 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. И использованные 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 «Пирротинстрой», находящуюся у подножия Тахтарвумчорра в 1 км к СВ от АНОФ-2. На месте вырубленного леса (рис. 2) поднялась новая 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 (1 тыс. т) была добыта в карьере Центрального участка (рис. 7). На стенках карьера сплошные разноцветные корки выветривания. Внушительную картину представляет главный карьер на Основном участке (рис. 8) длиной около 100 м, шириной около 15 м и глубиной примерно 10 м (дал 2 тыс. т руды). 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 поселок Пирротинстрой. Все было ... и былшем поросло.

Западная пирротиновая дуга представляет собой заброшенный памятник эпохи социалистического строительства времен второй и третьей довоенных пятилеток и несомненно имеет историческую и познавательную ценность, а также является интересным геологическим объектом, ожидающим своих пытливых исследователей. Здесь можно изучать зоны поверхностного выветривания сульфидных руд, сформированные за очень 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, опись № 11. Дела №№ 350, 351, 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 полуострова // Кировский рабочий. № 180 от 8 августа 1939 г.

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

Е.И. Макарова

Игорю Владимировичу Белькову 13 августа 2007 года исполняется 90 лет. Он известен нам как видный ученый-минералог, профессор, доктор геолого-минералогических наук, Заслуженный деятель науки РСФСР, более 50 лет вплоть до дня кончины в 1989 году посвятивший изучению Кольского полуострова. Его трудовые и боевые заслуги были отмечены орденами Ленина, Отечественной войны первой степени, Знаком Почета, многими медалями, грамотами и дипломами. Уже после его смерти его именем был назван минерал - бельковит. Родился Игорь Владимирович Бельков 13 августа 1917 г. в г. Ташкенте (Узбекистан). В 1923 г. его семья переехала в Ленинград. Здесь он закончил школу, а затем в 1941 году с отличием – геолого-почвенный факультет Ленинградского государственного университета по специальности геохимия. Еще студентом он участвовал в геологических исследованиях на Кольском полуострове – в 1938-м и 1940-м гг., и еще тогда способного и энергичного юношу заметил академик А.Е.Ферсман. По окончании университета Игорь Бельков он был приглашен на работу в Кольскую базу АН СССР, но начавшаяся Великая Отечественная война внесла свои коррективы – все военные пять лет он участвовал в обороне г. Ленинграда, выполняя свой воинский долг. По окончании войны в 1945 г. И.В. Бельков приехал в г. Кировск, поступив в аспирантуру Кольской базы АН СССР. В 1946 – 1948 гг. по итогам детального исследования пегматитов щелочных гранитов Западных Кейв им была написана и успешно защищена в 1948 г. в Ленинградском государственном университете в качестве кандидатской диссертации под руководством профессора С.С. Курбатова работа «Пегматитовые жилы района Западных Кейв» [1]. И.В. Бельков он прошел долгий и полный творческих и трудовых достижений путь - от научного сотрудника и руководителя лаборатории минералогии (в конце 1952 года он был утвержден в должности заведующего лабораторией минералогии и геохимии, которую возглавлял до 1987 года) - до члена Президиума Кольского филиала АН СССР. Двадцать пять лет возглавляя Геологический институт Кольского филиала АН СССР (1961 – 1986), И.В. Бельков успешно руководил процессом превращения Геологического института в крупное научно-исследовательское учреждение Академии наук, направляющее научные исследования по нескольким направлениям геологии в стране и за рубежом, и принимал непосредственное 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 Кольского филиала 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 организационного комитета 27-го Международного геологического конгресса, Президиума Всесоюзного минералогического общества, почетный член Всесоюзного минералогического общества (ВМО) СССР, председатель Кольского отделения ВМО – лучше всего свидетельствует о том, что И.В. Бельков всегда был в авангарде российской академической науки, обеспечившей развитие горно-добывающей промышленности Мурманской области на уровень мировых стандартов. Обладая высокой степенью трудоспособности и научного мышления, И.В. Бельков активно участвовал в разработке широкого круга нерешенных вопросов геологии и геохимии. Проводимые им в 1950-е гг. исследования в районе Канозера и Западных Кейв положили начало изучению практически неизвестных ранее редкометальных пегматитов Кольского полуострова, что позволило в дальнейшем установить здесь крупнейшие в стране месторождения щелочных металлов. С 1951 по 1958 гг. И.В. Бельков организовал и осуществил всестороннее изучение полезных ископаемых центральной и восточной части Кольского полуострова, результатом которого явилось открытие уникальных запасов руды - кианита. Эта работа по Кейвским кианитовым месторождениям получила обобщение в его докторской диссертации «Кианитовые сланцы свиты Кейв» [2]. Впервые в отечественной науке И.В. Бельковым были также выявлены и описаны минералы: гадоленит, ризерит и иттриалит. И еще одно важное научное открытие И.В. Бельков сделал, работая совместно с неизменной спутницей всей его жизни – женой и известным ученым в области геологии И.Д. Батиевой - ими было открыто редкометальное месторождение Сахарйокский щелочной массив в районе Западных Кейв Кольского полуострова. Практические рекомендации И.Д. Батиевой и И.В. Белькова послужили основой для организации поисково-разведочных работ на редкие металлы в центральной и восточной части Кольского полуострова, в итоге которых была доказана ведущая роль региона в ресурсном потенциале страны по цирконию, ниобию, танталу, иттрию, литию, цезию[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 том числе 11 монографий, из них 2 - личные) и имеют широкое признание в отечественной и мировой науке. Личный фонд И.В. Белькова хранится в одном из музеев Санкт-Петербурга – городе, 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 и первичные материалы экспедиций, и документация к научным отчетам, и неопубликованные научные материалы, представленные полевыми дневниками, каталогами образцов, проб и шлифов, материалами химических анализов пород, минералов, анализов минералов на микроанализаторе «Камека», частных определений в породах и минералах, спектральных анализов пород, спектральных анализов минералов, таблиц расчета рентгенограмм, перфокарт с характеристикой пород и минералов, микрофотографиями шлифов и фотографиями

пород и образцов, графическими приложениями. 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 – как тем, кто знал их лично, трудно представить их отдельно. Ия Дмитриевна Батиева известна как Почетный гражданин города Апатиты, доктор геолого-минералогических наук, выдающийся специалист в области формационного анализа древнейших магматических комплексов. Как и у И.В. Белькова, вся ее творческая 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 Кольского научного центра АН СССР. В фонд вошла первичная документация Батиевой И.Д. к научному отчету Ловозерского геолого-петрографического отряда о произведенных исследованиях летом 1944 года (август-сентябрь) и 1945 года (сентябрь) в восточной части Ловозерских тундр, 1947 г.(научный руководитель Чумаков А.А.); к научному отчету: «Краткая сравнительная характеристика лопаритовых пород Луаврурта», 1947 г.; Белькова И.В.- к отчету «О работе геолого-минералогического отряда № 3 Кольской геологической экспедиции в районе Западных Кейв на Кольском полуострове», 1947 г.; Белькова И.В. и Батиевой И.Д. к научному отчету «О результатах поисковых работ Кейвской геологической экспедиции Кольской базы АН СССР летом 1947 г. в районе Западных Кейв на Кольском полуострове», 1947 г.(руководитель Чумаков А.А.); Белькова И.В. и Батиевой И.Д. к научному отчету по теме: "Петрология, минералогия и металлогения щелочных гранитов района Канозера-Колвицкого озера на Кольском полуострове", 1951 г.; Батиевой И.Д. к диссертации на степень кандидата геолого-минералогических наук на тему: «Петрология щелочных гранитов района Канозера-Колвицкого озера», 1956 г.; Белькова И.В. и Батиевой И.Д. к научному отчету по теме: «Полезные ископаемые Больших Кейв и пути их промышленного использования», 1958 г.; демонстрационная графика Белькова И.В. к докторской диссертации "Кианитовые сланцы свиты Кейв", 1965г. В фонд вошли также материалы Белькова И.В.и Батиевой И.Д. по гранитоидной тематике: «Гранитоиды Кольского полуострова», отраженной в следующих научных отчетах: «Петрография, вещественный состав и металлогения гранитоидов центральной части Кольского полуострова» по теме: «Гранитоиды Кольского полуострова и их металлогения», 1968 г.; «Петрология щелочных гранитоидов Кольского полуострова» по теме: «Гранитоиды Кольского полуострова и их металлогения», 1973 г.; «Геологическое положение, формационный анализ и петрография гранитоидов» по теме: «Гранитоиды Кольского полуострова и их металлогения», 1975 г.; «Петрология и металлогеническая специализация главных формационных типов гранитоидов северо-восточной части Балтийского щита» по теме: «Формационные типы гранитоидов Кольского полуострова и их металлогения», 1980 г.; «Закономерности концентрации рудных элементов в докембрийских гранитах и связанных с ними пегматитах и метасоматитах» по теме 4-81-2108, 1985 г.; «Эндогенные режимы и эволюция магматизма в процессе формирования земной коры в раннем докембрии северо-восточной части Балтийского щита» по теме 4-81-2110, 1985 г. Вся первичная документация по гранитоидной тематике приведена в едином списке , т.к. все материалы неоднократно использовались в ранние годы при подготовке отчетов и докладных записок. В фонд была включена также первичная документация Батиевой И.Д. к научному отчету по теме: «Первичная природа, особенности преобразования и рудообразования докембрийской коры разновозрастных складчатых областей», 1990 г. Помимо вышеуказанных документов в фонд вошли материалы неопубликованных статей, справок, научных докладов, тезисов к докладам. [4].

Все представленные в фонде документы прошли научно-техническую обработку в архиве, сведения о них включены в справочно-информационный фонд Научного архива и являются доступными для исследователей.

Есть еще одна удивительная особенность личности И.В. Белькова - тех, кто был близок к И.В. Белькову, поражала и восхищала не только его почти энциклопедическая разносторонняя эрудиция в любых областях знаний. Он обладал в сочетании с потрясающей зрительной памятью редким даром художника, ибо еще при жизни он получил не меньшее, чем ученый, признание и 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, по его словам, «исключительно успокаивающую красоту северных мест, красоту не суровую, но строгую, а в бурную погоду мрачную» [5]. Его талант художника проявился в нем с детства и сопутствовал ему всю жизнь, давая радость творчества и отдых от напряженной научной и организаторской деятельности. Активная научная и напряженная руководящая деятельность оставляла совсем немного времени для занятий живописью, но Игорь Владимирович занимался ими даже в минуты отдыха на протяжении всей своей сознательной жизни - с весны 1949 года до последних дней, это и было его манерой отдыхать от дел. Постоянное участие в геологических экспедициях в диапазоне от Европейского севера до Дальнего Востока, включая жаркий Узбекистан и зарубежные поездки с удивительными встречами, в числе которых одна из самых потрясающих была встреча с четой Рерихов в Индии – все это нашло свое воплощение в картинах И.В. Белькова. Большая часть его творений была им раздарена и разошлась по всему миру, часть подарена родными в музеи г. Кировска и г. Апатиты – и хотя его уже без малого два десятка лет нет среди нас, позволяют ощущать незримое присутствие его среди нас – 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». Изд-во АН СССР, 1965, 321 с.
3. НА КНЦ РАН. Ф.2. Оп.19. Историческая справка к описи № 19 первичной научной документации Геологического института (*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. Д. 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 года 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 века 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 года 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 как 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 практически забытой, что привело к известной 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-го мая 1777 года в семье церковного старосты г. Арнштадт княжества Тюрингия (ныне – одна из федеральных земель ФРГ), расположенного в географическом центре Германии. Небольшой город Арнштадт (нем. Arnstadt; 22 000 жителей в 2007 году) находится на пересечении основных дорог Тюрингии и ранее входил в число ее главных центров. Он впервые упомянут (под именем Arnstati) в документах от 704 года, позже являлся 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 году. В XVIII-XIX веках Арнштадт представлял собой классический немецкий городок, раскинувшийся в живописной долине реки Гера (рис. 1).



Рис. 1. Вид на Арнштадт со стороны Кюбельберга (с 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» (PhD). Диссертация Л. Панснера была посвящена «исследованию движения и звука вибрирующего обломка пластины» (Dissertatio physica de investigatione motuum et sonorum quibus laminae elasticae contremiscant, 1801), т.е. классической механике и акустике. Тем не менее еще

будучи студентом 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 Средней 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 природы Лоренца Панснера проще представить из его популярных 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 (чему 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. Лоренц Панснер в Санкт-Петербурге [3].



Рис. 3. Лоренц Панснер в последние годы жизни (картина из коллекции музея замка Арнштадт).

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 году, когда, благодаря высочайшим повелениям императоров Александра I и Николая I (1825 г. и 1827 г.) 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 степени и Св. Владимира, а также действительным либо почетным членом семи научных и благотворительных обществ России и Германии.

О последнем периоде жизни Л. Панснера сохранилось мало свидетельств. Поселился Лоренц Панснер на восточной окраине Арнштадта, с которой открывался вид на зеленую долину Геры. В 1840 году он построил у въезда в город «одноэтажный дом в русском стиле с уютной комнатой-мансардой», который вошел в число достопримечательностей, упомянутых в А. Хатамом в адресной книге Арнштадта [6]. Дом Панснера был известен собраниями музыкальных инструментов и измерительных приборов («астрономических, геометрических и математических»). Главной достопримечательностью был все же минеральный кабинет с

привезенной из России коллекцией минералов, оцененной современниками в 20 000 рублей. У северной стороны дома располагался сад с фонтаном, а перед ним – «прекрасная 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 Лоренц Панснер 22-го марта 1851 года. Сведений о наследниках Л. Панснера не сохранилось. Вероятно, собственных детей у него не было, поэтому его 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 века 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 времени Лоренца 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 (Фрайбергская горная академия) и г-же Х. Шайдт, хранителю музея замка Арнштадт.

Список литературы

1. *Курбатов С.М.* История кафедры минералогии Ленинградского государственного университета. Л.: изд. Ленингр. ун-та, 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.
3. *Сборник в память пятидесятилетия существования Минералогического общества*. СПб.: изд. Академии 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, 1980ff. 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 spezifische 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-м году. Первый – за 19 дней до Октябрьской Революции, а второй – на два месяца раньше.

Они разные по натуре люди, но в Минералогическое общество оба внесли весомый вклад и им обоим по праву посвящена Конференция «Геология и минералогения Кольского региона».

С Александром Васильевичем судьба свела меня в июле месяце теперь уже далекого 1950-го года. После окончания в 1949 году химического факультета МГУ им. М.В. Ломоносова и года работы на Электрохимическом заводе в Восточной Сибири я был призван в Армию, освобожден из нее и оказался свободным в выборе дальнейшего места работы. Меня привлекала возможность сочетания высокой науки с региональной 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 тогда в командировке в качестве зам. Председателя Кольского филиала АН СССР, а по сути дела, де-факто он решал все вопросы как Председатель и стал таковым де-юре через 2 года – после кончины акад. Дмитрия Степановича 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. Александром Наумовичем Фрумкиным 20.01.1950г. была представлена статья в Доклады Академии наук. Статья под названием «Обратимый кислородный электрод на ртути в щелочных растворах и механизм катодного восстановления кислорода» - вышла в это время, и у меня на руках был свежий оттиск. На А.В. Сидоренко это возымело действие, и он решил, что я подхожу для работы в комплектуемом им Кольском филиале АН СССР. По мысли А.В. Сидоренко, Кольский филиал АН СССР должен будет развиваться в комплексное научное учреждение, аккумулирующее в себе, помимо геологии как основы, химию, геофизику, биологию, горное дело, обогащение, экономику. На меня как на молодого человека, познающего первые азы в науке, такой подход произвел достаточно сильное впечатление и вызвал, естественно, положительную реакцию. Я поделился с Сидоренко, что имею от завода направление в аспирантуру в Научно-исследовательский аккумуляторный институт (НИАИ) с рекомендацией акад. А.Н. Фрумкина и должен поехать в Ленинград поступать в аспирантуру, но если что-то будет не так, я дам знать об этом. В НИАИ, 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, сразу же начав работать в Лаборатории геохимии и аналитической химии, которую возглавлял к.г.-м.н. Борис Николаевич Мелентьев.

Александр Васильевич был действительно провидцем развития химического направления в Кольском филиале АН СССР. Через 7 лет после моего зачисления 27.12.1957 г. был основан первый на Севере Институт с химическим уклоном – ИХТРЭМС. Это название ему дали академики Иван Владимирович Тананаев (его имя носит сейчас Институт) и Николай Михайлович Жаворонков. Александр Васильевич вникал в химические проблемы и призывал создавать на базе химических знаний оригинальные технологии, которые можно было бы эффективно внедрять в производство. Он не гнушался входить в так называемые мелочи и, как мне кажется, получал от этого удовольствие. Он знал каждого сотрудника и умел оценивать их, ориентируя на целенаправленную деятельность.

Сидоренко внушал мне, что как химик я должен войти в геологию и 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. Интерной Владимировной 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 я химически должен 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 Нового 1952 г. проанализировал его в Лаборатории с помощью прибора Ораса, заимствованного в Кировском Горно-химическом техникуме. Газ оказался водородно-метановым, содержащим также этан и пропан. Об этом было доложено А.В. Сидоренко, и он отметил, что это новое явление в геологии, т.к. газ образовался в толще не осадочных, а 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 вскрывать эвдиалит не с помощью тривиальной серной кислоты, а более оригинальным способом. И в Институте были вскоре поставлены такие исследования.

Масштабность подхода 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 названием Апатиты и уже после своей трагической гибели в 1982 г. Александр Васильевич был увековечен в названии проспекта его имени.

С Игорем Владимировичем Бельковым я познакомился в октябре 1950 г., когда стал работать в Кольском филиале АН СССР на первых порах 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 знакомстве оказалось, что Игорь Владимирович проявляет четкость и талант во многом. Он и одаренный музыкант, и художник, и лектор-рассказчик.

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 уже директором Геологического института КФ АН СССР, был вместе с Е.К. Козловым главным идеологом продвижения кианита. Он выбрал точку на Кейвах - месторождение Тяпш-Манюк, и там была добыта кианитовая руда (около 50 т), доставлена в г. Кировск и обогащена в ЦЛ комбината «Апатит». Я как автор этой работы 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, Обуховском заводе; в Москве – на Электростальском заводе тяжелого машиностроения, 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 новое направление - 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 и без задоринки. При проведении испытаний были выпущены различные сложные отливки, в том числе турбины для Ассуанской гидростанции в Египте, ковши шлаковоза для Металлургического комбината в Бхилаи (Индия). Результаты испытаний на всех заводах были положительны и итоги работы, выполненные по Постановлению ВСНХ, рассматривались в ЦК КПСС, но, к сожалению, решения об освоении Кейв при этом не последовало, т.к. не было кооперации с другими возможными потребителями кианита, плюс к тому сама литейная промышленность как таковая 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 бдений было присвоение имени И.В. Белькова новому минералу – бельковиту.

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

Пристрастие Игоря Владимировича к химикам проявилось также в том, что в нашей Лаборатории в ИХТРЭМС работала его невестка В.О. Белькова (урожденная Полтораки), а с ее отцом я учился на химфаке МГУ им. М.В. Ломоносова.

И.В. Бельков – это многогранная личность и не случайно по отношению к Минералогическому обществу он выступает для нас в одной упряжке с А.В. Сидоренко.

В памяти как ровесники они оказались рядом: академик А.В. Сидоренко и д.г.-м.н. И.В. Бельков.

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

Г.В. Паньшева¹

г. 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 полуострова. В течение, примерно, трех лет В.А. Рундквист работал в этой должности. Усилиями многих тысяч людей в Мончетундре было возведено предприятие, рудник, завод и город Мончегорск.

В самом начале строительства Рундквисту часто приходилось общаться с высоким московским начальством. Он всегда вспоминал об Орджоникидзе, как о 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 города Мончегорска, он принимал в этом самое активное участие и подписывал принятый к строительству план.

Упорная, тяжелейшая, ежесуточная работа была оборвана 23 февраля 1938 года. Первоначально 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”. Под дулами оружия двух (или трех?) военных, пешком, как он рассказывал, через весь Мурманск его 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 немыслимое. Все время допроса почти целую неделю стоял. Ничего не подписал, бросили в карцер. В камере появился через десять суток. Там считали его уже погибшим, расстрелянным.

Далее пошло, как везде и обычно – допросы, избития, пытки. Об этом вспоминать не любил. Боясь потерять разум, написал 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, что на юбилейном банкете отец рассказывал, что для “исправления” его перевели в камеру к уголовникам. На следующий же день Василий Александрович приобрел среди сокамерников 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, и вовремя просыпался для отдания следующей команды.

О письме “на волю”.

Летом 1938 года 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, что ее просили, а затем взяла письмо и отправила его. В Ленинграде на Васильевском острове, 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 происходит в гостинице) читает письмо в присутствии Николая Ал., спрашивает, есть ли копия. Да, есть.

Сжигает письмо и берет слово с Николая Александровича, 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 года Василий Александрович без суда просто был освобожден из тюрьмы.

¹ Об авторе: *Паньшева Галина Васильевна* (род в 1916 г. в с. Большое Мурашкино Нижегородской области), вторая жена Василия Александровича Рундквиста. Обогадитель по образованию, начинала учебу в Ленинградском Горном институте, закончила – Донецкий политехнический институт, работала на обогачительных фабриках Украины, Забайкалья, Монголии. После окончания войны работала в институте “Механобр”.

По возвращении в Ленинград возобновилась деятельность в институте “Механобр”. В течение всех оставшихся лет жизни Рундквист активно, творчески и плодотворно трудился на благо своей Родины.

В 1951 году Рундквисту В.А. за разработку и создание отечественной высокопроизводительной флотационной машины была присуждена Государственная премия СССР третьей степени и присвоено звание Лауреата Государственной премии СССР (Сталинской).

Рундквист В.А. 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).

На торжественном заседании Научно-технического совета Института, посвященном 60-ти летию со дня рождения и 35-летию научной и инженерно-технической деятельности, Рундквист, заканчивая свою речь, сказал буквально следующее:

“1935 год; в то время я был заместителем директора по научно-технической части... Но предложили принять должность главного инженера строительства “Североникель”. 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 перепитиях этого строительства. Борьба с пожарами за сохранение леса, за красоту города Мончегорска. Одним словом: “Задумчивая нежность короткого лета и снежная зима Заполярья поллюдилась”² и, несмотря на некоторую неприятность у меня и у семьи, о работе в Мончегорске остались самые приятные воспоминания. Сделано – сделано большое дело”.

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

Из выступления зам. директора по научной части Богданова О.С.:

«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 Механобра 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 больших творческих его успехах в ближайшие десятилетия.»

Рундквист В.А. Ответное слово юбиляра:

«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 не заслуженного. 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 и 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

² Примечание: “поллюдилась” – старое слово, противоположно “обезлюдилась” (прим. авт.).

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.



В.А. Рундквист, фото 1952 г.

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 съёмочных и гидротехнических работ для определения линии перехода мостом реки 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 нити теодолита поплавок, бросаемые с лодки десятником Новиковым. Интересная исследовательская работа, определение режима реки в половодье, и тахеометрическая съёмка 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.

Далее практика и работа в Донбассе на шахте Елпидифор Александро-Грушевского 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 стропильного 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 годах работал как в Механобре, так и в Горном ин-те. 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 год. 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 перепитиях этого строительства.

Борьба с пожарами за сохранение леса, за красоту города Мончегорска. Одним словом: Задумчивая нежность короткого лета и снежная зима Заполярья полюдилась.

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 правильное 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».

О СЕЙДАХ КОЛЬСКОГО ПОЛУОСТРОВА ¹

И. Свенск

Москва

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 полуметровой 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, *seidherendr* – волшебник. Но скорее всего прав Шеффер: „Слово сейд, - пишет он, - обозначает всякого рода божественность.” Сейд – это русское слово, в других языках, например, в финском, оно звучит как “сеита” (*seita*), в норвежском и шведском как “*seide*”, в лапландском “*seidde*” (сайад). На территории четырех этих стран и находится Саамия – страна саамов (лаппов или лопарей), страна сейдов. В России это территория Кольского полуострова. 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 “*lari*” – “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 Похьяла – олицетворение “нижнего мира” в “Калевале”, карело-финском эпосе – 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 в северной Франции, Ирландии и других землях, где воздвигнутые человеком в незапамятные времена камни – естественная черта пейзажа – обыденны для местного населения. В странах, где некогда жили кельты, эти камни – предмет интереса туристов и “новых друидов”, во многом вдохновленных литературой 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 полуострова находятся каменные выкладки – лабиринты, неотличимые 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, поставленной 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 ущелье. Похищение Сампо из мрачных земель Похьялы – 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 коловращения 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

¹ Геологический институт Кольского НЦ 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 минералогам новый, неожиданный объект исследования. (Прим. ред.)

прочие мегалитические постройки. Что же касается сейдов, то, по моему мнению, их соорудили ... зимой! Роль классической в археологии насыпи для перемещения тяжелой 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 озера 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

«От нас ничего не зависит» (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 Кольского филиала АН СССР. И с этого времени и по сей день моя жизнь связана с Кольским полуостровом, с Апатитами, с Кольским научным центром, с Геологическим институтом, его сотрудниками и руководителями, моими коллегами, друзьями и недругами, подругами и приятелями. 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, на полевых работах в экспедициях, в командировках. Принимал нас В.В. Капитонов, старший лаборант – художник чертежного бюро (в дальнейшем член Союза художников СССР). Нас поселили в комнате на 2-ом этаже силикальцитного домика-коттеджа (теперь Ферсмана 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 понемногу начали обустраиваться. В соседней комнате поселились М.М. и Э.М. Медведевы, у них тоже было двое детей, часто приезжали родители и иногда в двух комнатах наверху проживало до 10 человек на одну маленькую кухню, через которую был вход в нашу комнату. По мере строительства и сдачи пятиэтажных домов все из общежития переселились в них, получив квартиры. Жили мы дружно и без претензий, никогда у нас не было недоразумений. Старшая дочь пошла в первый класс школы № 1, открытую и принятую комиссией к 1 сентября. Младшую – устроили в ясли рядом с нашим домиком. Леня Мариничев, Аня Федотова, Кирилл Дудкин были первыми и самыми маленькими детьми открывшейся ясельной группы. Входные двери в домике общежития на ключ не закрывались, и я не помню, чтобы что-то пропадало. Здания ПГИ и ИХТРЭМСа не было и даже еще не строилось. Ягоды и грибы мы собирали рядом с домиком.

В этот период времени 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 ботсада. Кроме того, они были примерно одного возраста, примерно одного уровня профессиональной подготовки, их сплачивало университетское братство, семейные узы и добрые отношения.

О тех, кто повлиял на мою жизнь и научную «карьеру» в КНЦ АН СССР постараюсь остановиться подробнее.

Академик Александр Васильевич Сидоренко в 1962 году еще не был академиком, но был председателем Государственного геологического комитета, министром геологии СССР, жил и работал в Москве, 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 Кольского филиала АН СССР. Выбор пал на нас. Я очень боялась ехать и переживала, т.к. не знала Севера, условий жизни и работы, но подкупало, что в нас «нуждается наука», мы получим самостоятельную работу, и нам предоставят жилье, что по тем временам немаловажно. Св.А. Сидоренко (дочь А.В. Сидоренко), которая в то время училась на 2-ом курсе Геологического факультета и к которой я обратилась с расспросами о Кольском полуострове, как смогла, успокоила меня. В дальнейшем, когда академик Сидоренко приезжал в Кольский филиал, он всегда интересовался нашей жизнью и успехами. Он приходил в музей, где я работала, и мы поили его чаем «с травками» (мятой и др.), и рассказывали о своих делах, планах, неудачах и огорчениях. По его просьбе мы готовили коллекции полезных ископаемых и минералов Кольского полуострова, в том числе, и за границу, в частности для Геологического музея Болгарской академии наук и в Румынию. Он приглашал на Кольский полуостров крупных специалистов – иностранных геологов, которые читали лекции по геологии Югославии, Румынии и др. стран. Академик 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 своих выпускников Геологического факультета МГУ, и хотя она не была связана с КНЦ АН СССР, но попали мы сюда по ее рекомендации, и это повлияло на всю нашу дальнейшую судьбу. Я писала ей «отчеты» и всегда, когда мы были в Москве, посещали ее. В ее честь назван новый минерал.

Евгений Константинович Козлов был председателем Президиума Кольского филиала. Он первым из руководителей встретил нас по приезде и провел беседу – первое знакомство в своем кабинете. В дальнейшем Ж.А. Федотов работал под непосредственным его руководством, ездил по теме 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 полуостровом, приглашал и 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 полуострове; на вечерах танцевала лезгинку, держа «кинжал» в зубах и имела огромный успех. Несколько раз к ним приезжал поэт Лев Ошанин. По этому поводу в

филиале устраивались вечера, поэт читал свои стихи, 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 всю жизнь руководила лабораторией петрографии, в житейском плане была отзывчивой, мудрой, интеллигентной, красивой женщиной. Семья Козловых воспитала достойную смену, их дети стали геологами, крупными учеными.

Григорий Иванович Горбунов пришел в филиал с большим опытом партийной работы. Мы с ним встретились в кабинете 311 Главного корпуса в первые дни приезда. Он был зав. лабораторией полезных ископаемых 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 нашими планами. Он сразу же стал ориентировать нас на написание диссертации и на научный рост. Рассказал о больших возможностях изучения многих интересных геологических объектов и полезных ископаемых Кольского полуострова. 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 района, что 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 в Москве, когда он работал в министерстве.

Будучи председателем Президиума КНЦ АН СССР он принимал участие в открытии филиала Геологического музея в конце 1980 г. (Ферсмана, 16). 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 высоких гостей, академиков, членов различных комиссий, космонавтов, композиторов и др.

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.



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

И.В. Бельков, космонавт Е. Хрунов, Г.И. Горбунов, М.Г. Федотова, 25 ноября 1977 г.

Жили мы в Академгородке почти все в одинаковых условиях, в одинаковых квартирах одним коллективом, ходили в кино и на концерты в большой зал ГИ. Там же проходили танцы под духовой оркестр филиала, встречи с интересными людьми: артистами, писателями, поэтами и композиторами, музыкантами, политиками. Мы жили в свое время и, как нам говорили, строили коммунизм. Дух коллективизма пронизывал все наше существование, мы стояли в очередях все вместе в одних магазинах.

Как и во всяком маленьком городке, знали все или почти все друг о друге, «варились в одном соку», старались поддержать по мере необходимости. Долгое время наша семья пользовалась мебелью, которую отдали нам Бельковы. И.Д. Батиева, как член комиссии от парткома, приходила узнать о наших нуждах к нам домой, интересовалась, как мы устроились? После этого выдарила нам книжный шкаф и диванчик для нашей дочери, которыми мы пользовались с благодарностью долгое время. Платяной шкаф мы у них купили.

Послужной список И.В. Белькова 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 60-х годов XX века Геологический институт быстро рос и развивался. Очень способствовал этому академик А.В. Сидоренко, заложивший базу этого роста. Институт получал новые помещения и производственные площади, организовывались новые лаборатории и подразделения, оснащались новым научным оборудованием и приборами; в институт пришла молодежь, молодые специалисты престижных вузов страны. Жизнь была ключом: заседания, совещания, сессии, учеба, чтение лекций, сдача экзаменов кандидатского минимума, участие в художественной самодеятельности, субботниках и демонстрациях, спортивные соревнования – все это было нормой нашей жизни.



**Вас ки ес. Что, Где, Почему?
Передача по Мурманскому ТВ.**

Л.В. Козырева, Ю.М. Кирнарский, С.А. Стрелков, М.Г. Федотова.

И.В. Бельков, как председатель городского общества «Знание», организовал просветительскую работу среди населения на базе филиала и в частности института. Большую лекционную работу он возложил на научных сотрудников – членов общества «Знание» и Геологический музей института. При переаттестации эта работа отмечалась в характеристиках и поощрялась благодарностями и грамотами.



Не числом, а умением. Хоровой коллектив КНЦ АН СССР, 1976 г.
Среди участников: А.А. Жангуров, Р.А. Троц, А.Н. Волохонский, В.А. Припачкин, О.Ф. Мец, О. Фетисова, Н.Г. Иванова, М.Г. Федотова, К.М. Бабкина – сотрудники ГИ и др.

Все праздники мы отмечали в институте своим 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 была «футбольная команда», еще раньше неоднократно «маленькие лебеди», был и Бурадино и бутылочки с коньяком и шампанским, группа африканского племени в масках и многое другое. Т.Н. Иванова изображала Фемиду – богиню правосудия с весами в руках и повязкой на глазах, была шамаханская царица на носилках, были узбеки в халатах и шотландцы в юбочках и т.д. И только «день геолога» праздновался на природе, выезжали на «оленья», заранее готовили площадки, мясо для шашлыков, спортивные игры и соревнования. Т.В. Новохатская брала патефон и пластинки и все дружно танцевали.

Хор Кольского филиала был одним из лучших в городе, в нем было много сотрудников Геологического института, лауреатов и дипломантов художественной самодеятельности. И.В. Бельков (с семьей) присутствовал на выступлениях хора, сидел на передних рядах и морально поддерживал выступающих.

Наш музей по профсоюзной линии входил в профячейку лаборатории минералогии. Из 30 лет работы в институте профоргом или зам.профорга меня избирали 15 лет, а бессменным зав.лабораторией был И.В. Бельков (он же был и директором ГИ). В то время приходилось организовывать соцсоревнования между лабораториями и всевозможные общественные мероприятия. В виду загруженности И.В. Белькова многое приходилось организовывать профоргу. Коллектив наш был почти женским, и И.В. Белькова мы любили, и он нас любил и относился как к своим детям.

Я была аспиранткой И.В. Белькова. Под его руководством защитились С.Н. Сулова, И.Д. Батиева, А.В. Барбанов, А.Н. Волохонский и др. В отличие от перечисленных его 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. – Московского университета, поэтому мне пришлось многое ему доказывать и о многом спорить, т.к. он тяготел к школе Ленинградского университета. Не буду доказывать, что некоторые традиции и подходы к научным проблемам у этих школ разные. Защитив диссертацию, в институт прислала телеграмму: «Защитила единогласно, выглядела прекрасно, докладывала превосходно!». Эта телеграмма произвела на И.В. Белькова неизгладимое впечатление. Конечно, в некоторой доле лукавства мне не откажешь, и от скромности я не умру. «Обмывали» мою кандидатскую всем миром, тогда это мероприятие называлось банкетом. После ухода гостей осталось несколько меховых шапок, потом нашлись и их хозяева.



Лаборатория минералогии и музейные сотрудники (профгруппа) во главе с зав. лабораторией минералогии И.В. Бельковым, 1985 г.

В лаборатории и в институте существовала традиция поздравлять сотрудников с юбилеями, днем рождения, 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!»

Мужчины – минералог

«Мы знаем, что уже давно
Вам чаще, чем другим дано
Услышать ласковое слово
От самого И.В. Белькова
О, как завидуем, ей-ей,
Все 366 дней!»

Мужчины – минералог

«С тобой бок о бок десять лет
Проработав, желаем тебе –
Да простит нас Федотов –
Услышать признание в любви
От Белькова!
Что было б с тобою без шефа
Такого?!»

Мужчины – минералог

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

Мне нравилось работать в институте, я его любила и сейчас люблю и «болею» за институт, потому что в нем было интересно. 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 полуостров, его природу и богатства, полезные ископаемые, руды и минералы, что мог очаровать своим рассказом любого слушателя. Наш музей был детищем И.В. Белькова, об этом я уже писала, и поэтому не буду повторяться. Он приходил 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, и если чувствовал, что обидел, то старался заглазить свою вину. Он был эмоциональным, шумным и часто не мог себя сдерживать. Однажды распекая кого-то, он остановился у кабинета, где работал Ж.А. Федотов, который 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.



На могиле И.В. Белькова, 30 сентября 1997 г.
Т.Ф. Негруца, К.Д. Беляев, М.В. Фишман, М.Г. Федотова, В.А. Припачкин, И.Д. Батиева – в центре.

Моим кредо в общении с людьми и руководителями, в т.ч. и с И.В. Бельковым, было не вводить их в заблуждение, высказывать свое мнение и отстаивать его по возможности. Я думаю, что так и создается общественное мнение, которое может повлиять на нашу жизнь. Поэтому считаю, что неправы те, которые думают, 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! И.В. Бельков был ровесником Октября, человеком своего времени, активным строителем социализма или коммунизма, которые все мы тогда строили, исключительно обаятельным, умным и знающим геологию Кольского полуострова. Он был человеком, который не смог приспособиться к «перестройке», к новой жизни, к смене своего лидирующего положения. Его сердце не выдержало начавшихся с 1985 г. перемен в государстве и институте. Все, что связано с «перестройкой», коснулось 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 60-ые годы – стало пожилым, умудренным опытом предыдущих поколений и, в том числе, своих учителей. Так 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 годов - заключенный, сотрудник Особого геологического бюро в Мурманске. В 1939, 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” [19]. Эта краткая информация принадлежит Н.П. Чирвинскому. Его отец – профессор П.Н. Чирвинский в 30-х гг. “осваивал” вместе с В.Н. Годовиковым и другими геологами Кольский полуостров [26, 27].

Благодаря архивным поискам удалось узнать о некоторых подробностях жизни и деятельности В.Н. Годовикова на Кольском полуострове в 30 - 60-е годы минувшего века. Из материалов архивов устанавливается, что родился В.Н. Годовиков 16/IX-1907 г., социальное происхождение – из крестьян, жил в Ленинграде на проспекте Володарского, в 1926 г. закончил 37-ю Единую Советскую Трудовую школу 1 и 2 ступени в Петроградском районе, *при чем обнаружил достаточные знания по всем обязательным предметам курса...* [6; 4]. Естественное в этой школе преподавал его отец - Николай Иванович. Вероятно, именно благодаря своему отцу Виктор Николаевич и выбрал для себя нелегкий, как оказалось в дальнейшем, путь геолога.



Летом 1926 г. он сдавал экзамены в три ленинградских ВУЗа: Горный институт, Электротехнический и Политехнический. В последний институт, по результатам экзаменов, он был включен в список студентов, а в первых двух – в кандидаты. Как оказалось, осенью 1926 г. большое число принятых в Горный институт лиц не заняло своих мест, и все кандидаты были включены в список студентов. Прочувшись 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 13/IX-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 разведочного дела на организованной им кафедре Разведочного дела в Горном институте В.К. Котульский. Очевидно, что одним из слушателей этого курса лекций 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. предстояла оказаться на Кольском полуострове в составе Особого геологического бюро (ОГБ) при Мурманском ОГПУ.

Если версия из работы [19] верна, то арест все же 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. Хибиногорск [4]. Что касается способа попадания на Кольский полуостров, то здесь, все проще – большинство заключенных-специалистов попадало на полуостров через УСЛОН (Управление Соловецкими лагерями особого назначения).

В докладной записке Управляющему Треста “Апатит” от 4 января 1932 г. зав. ПТО П.Н. Владимиров (см. о нем и зав. ГРЧ Семеров сообщают: *По нашему плану геолого-разведочных работ на 1932 год 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 году 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 году в первую очередь необходима детальная разведка [20]. Проведение этих работ было поручено В.Н. Годовикову, и с 16 июня 1932 г. по 18 сентября 1932 г. он руководит Куэльпорской 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 топографической съемки г. Куэльпор в м-бе 1:5000 и 2 км² топосъемки Куэльпорского месторождения в масштабе 1:2000; 2) Геологическая съемка месторождения; 3) Произведены разведочные работы, вскрывшие месторождение: 839,15 пог. м канав, 60 пог. м шурфов; 4) Бороздовые 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 следующие объекты: ургит – 53 пробы, эгирин – 4, титаномагнетит – 3, сфен – 1; 6) Произведены поисковые работы в полосе ийолит-уртитов и смежных с ними пород на участке между г. Куэльпор и г. Кукисвумчорр [3].

В своем отчете В.Н. Годовиков пишет: «Необходимо отметить некоторую случайность в обнаружении Куэльпорского апатитового месторождения, обусловленную тем, что на карте Рамзая г. Куэльпор показана сложенной целиком из хибинита.

Первые находки апатит-нефелиновой породы и уррита в виде обломков в осыпях, были сделаны Б.М. Куплетским в 1929 году (см. «Материалы по петрографии и геохимии Кольского полуострова», часть 1, стр. 21), но не явились поводом к отысканию коренных пород выходов этих пород. В 1931 г. А.Н. Лабунцов при поисках сфена обнаружил в южной части западного склона Куэльпора 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 были 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) Куэльпорского месторождения не являлась безотлагательной [3].

Для сравнения необходимо привести некоторые данные по результатам предварительной разведки месторождения Южный Расвумчорр, проведенной в 1931 г. Запасы для открытой добычи были определены в 40 500 000 т апатито-нефелиновой руды, или 9 600 000 т Р₂О₅. Из них для зоны распространения густопятнистых 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 по всему участку месторождения составили 330 000.000 т апатито-нефелиновой руды, или 78 000 000 т Р₂О₅. Для Ийолитового отрога (участок, примыкающий к месторождению) запасы апатито-нефелиновой руды – 1 000 000 т [1]. Т.о., месторождение Плато Расвумчорр (Южный Расвумчорр) действительно оказалось более предпочтительным для разработки II очереди.

Формально работы на Куэльпоре проводились ЛГРТ – Ленинградским геолого-разведочным трестом, который в тот момент имел в Хибиногорске геолого-разведочную базу. Однако, в соответствии с договором между ЛГРТ и ОГБ, общее, а также оперативное руководство поисково-разведочными работами 1932 г. на Куэльпорском апатитовом месторождении, как и на ряде других объектов (месторождения железистых кварцитов Железная Варака и Печегубское, сульфидов никеля в Монче-тундре и Волчьей Тундре, железных руд в Кольском фиорде), осуществлялось заведующим ОГБ В.К. Котульским. Между ним и ответственными исполнителями отдельных проектов была налажена довольно регулярная почтовая связь. В отчетах В.Н. Годовиков сообщал о проделанной работе и своих наблюдениях, задавал вопросы, получал консультации и оперативную информацию.

Приведем выдержки из некоторых писем-отчетов В.Н. Годовикова в адрес руководства ОГБ:

21 го первый осмотр апатит. линзы г. Куэльпор.

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-32 (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 Семена 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 справочник Розенбуша, 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. бороздою 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 № 7от 17/VIII-1932 он сообщает, что сдал Казанскому материал: 15 кг титаномагнетита 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 сент. закончить полевые работы [11]

Одно из ответных писем В.К. Котульского 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»

[8]

21 – 25 ноября в Мурманске, а затем 26 – 27 ноября 1932 г. в Хибиногорске проходила 1-й заполярная геолого-разведочная конференция. В ней также 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 (см. о нем [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 неудосужились прислать материал, который по уговору с вами должны были выслать не позднее 15-12 декабря с.г. Зав. Геолбюро: Катульский.»* [9]

Следующий эпизод связан уже 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 года – 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 тонн пирротина.

44-х тонная проба богатой пирротиновой руды была отобрана и отправлена в Ленинград. Как отбиралась проба и почему эта тема вызвала несколько докладных и служебных записок? Оказалось, что проба была отобрана путем ручной рудоразборки, 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 Западной части Кольского полуострова /Монче-Тундры/ мне было предложено к 1-му марта 1933 г. взять еще 50 тонн 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 тонн богатой пирротиновой руды»* [7; см. также 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 планишета, 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; см. также 25].

Очевидно, доводы геологов не нашли понимание 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 времени непрерывно реорганизовывалась, что не могло не сказываться на качестве работ. В конце 1932 г. ЛГРТ был преобразован в Северо-Западный районный геологоразведочный трест. В период ликвидации ЛГРТ было прекращено финансирование работ проводимых на полуострове. Так, например, на пирротиновой разведке рабочие остались без хлеба. Заботы о них пришлось брать на себя руководству треста “Апатит”. Новое руководство СЗГРТ вскоре готово было договариваться с трестом “Апатит” о том, чтобы найти решение накопившихся проблем, и получить завершённые отчеты по не профинансированным должным образом поисковым работам. Из письма Управляющего СЗГРТ в адрес руководства Треста: « (...) мы считаем совершенно не допустимым задержку обработки материалов и представлении отчетов по работам 1932 года выполнявшихся при вашем содействии и обусловленных 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 фьорде, где исполнитель инженер Константов срок 15/IX-33.

4) Отчет по м-ям сульфидов Ньюдайвенча Исполнитель профессор Катильский 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 ЛГРТ 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 Кукисвумчоррского месторождения, из чего следует, что В.Н. Годовиков непосредственно участвует в этих работах с 1 августа по 15 декабря 1935 г. [21].

По данным, приведенным в [19] (см. выше), следующий арест произошел в 1939 г., и 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 о других подробностях периода 1937-1945 гг. отыскать не удалось. Временное удостоверение № 7099 (на период времени с 3/I-46 г. по 3/VII-46 г.) было выдано В.Н. Годовикову Половинкинским РО НКВД (ст. Половинка Молотовской области). Этот документ и фигурирует в Трудовом договоре, который был заключен между директором комбината “Апатит” М.И. Селезевым 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 – дополнительная 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): Селезев. 2/XII-48 г.» [23]. С 1/I-46 г. В.Н. Годовиков – главный геолог Управления Треста Апатит (в Москве приказ по Управлению Горно-химической промышленности № 206 о назначении подписан 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 было возложено исполнение обязанностей начальника ПТО. Не трудно представить себе, в чем заключался круг его обязанностей в первые послевоенные годы: налаживалась вся прерванная войной и эвакуацией деятельность Кировского апатитового рудника, работа АНОФ-1, 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., однако, 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. главного 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 по теме: “Особенности тектонической структуры месторождения Юкспор”, как представитель 6-й комплексной экспедиции [18]. С 10/VI-64 г. – он работает старшим геологом по геол. 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 работ» [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 благодарностью» [5]. Вскоре после окончания работы на Кольском полуострове В.Н. Годовиков вернулся в Ленинград, где и скончался в 1974 г.

По словам к.г.-м.н. Е.А. Каменева, в 60-е годы они с В.Н. Годовиковым жили в соседних подъездах в доме на ул. Фестивальной в Кировске. Был он очень дружелюбный, доброжелательный. В частных беседах, если заходил разговор о репрессиях, сразу сильно расстраивался, и разговоры на эту тему прекращались. Е.А. Каменев для себя отметил, что Годовиков был очень осторожен: прочитывая какой-либо печатный текст, отчет, он ставил запятые даже там, где они, по мнению Е.А. Каменева, и не были нужны (на всякий случай, чтобы подстраховаться)... По

воспоминаниям д.г.-м.г. П.М. Горяинова, будучи аспирантом в Геологическом институте КолФАН СССР в 1959-62 гг., он довольно часто встречался с В.Н. Годовиковым, который в тот период времени 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. Точилиным, обсуждал с ним научные проблемы, чувствовалась его хорошая подготовка для этого. Говорил на разные темы, был начитанным, однако, не “болтал” даже в застольях. Весьма располагающий к себе. Давая какие-либо ответы на вопросы 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 облакался в некую официальную, суховатую форму, с характерными, рубленными, “канцелярскими” фразами. Рэм Карпов, начальник Кольского РайГРУ ценил в нем его умение снискать канцелярские тонкости при проведении ГРП, написании отчетов, ведении переписки с вышестоящими инстанциями. Был он дружен с Е.А. Гедуовисом, также был с ним хорошо знаком В.Л. Богатырев. Его правой рукой в геол. 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 рассказывала, что он нервозный, спит плохо... В 1968 г. В.Н. Годовиков вышел на пенсию, и вскоре уехал в Ленинград. Его сын, Лев Викторович, работал в Геологическом институте КолФАН СССР с 1964 по 1977 г.

Такова краткая и полная драматизма история жизни одного из геологов, судьба которого самым тесным образом оказалась связанной с Хибинами, с Кольским полуостровом.

Документы, приведенные в настоящей работе, по возможности, опубликованы с сохранением орфографии и пунктуации оригиналов. Автор выражает глубочайшую благодарность директору Кировского филиала Государственного архива Мурманской области М.Д. Петровой, главному специалисту архива С.М. Салимовой и всем сотрудникам архива, заведующей ведомственным архивом ОАО “Апатит” Н.А. Михеевой и сотрудникам архива, заведующей архивом ОАО “МГРЭ” Г.Н. Власовой, заведующей архивом СПГТИ (ТУ) Н.Ю. Евстигнеевой за помощь, оказанную при сборе материалов.

Список литературы

1. *Боголепов К.В.* Подробный отчет Расвумчорской поисковой партии по работам лета 1931 года. 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 1-ой 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-отчет В.К. Котульскому 17/VIII-32 г. ФГАМО. Ф. 179. Оп. 1. Д. 190. Л. 34-35.
12. Письмо-отчет В.К. Котульскому 5/VII-32 г. ФГАМО. Ф. 179. Оп. 1. Д. 190. Л. 90-91.
13. Письмо-отчет 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, ВСЕГЕИ, 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 Кукисвумчорского 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 1-ой заполярной геолого-разведочной конференции 21–27 ноября 1932 г. Л.-М.-Н-ск: Изд. 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. Труды III Ферсмановской научной сессии Кольского отделения Российского минералогического общества, посвященной 50-летию Кольского отделения Российского Минералогического общества. Апатиты, 27–28 апреля 2006 г. Апатиты: Изд. К&М. 2006. С. 53-57.
26. *Шпаченко А.К.* Нордическая фаза Петра Николаевича Чирвинского // Минералогия во всем пространстве сего слова. Труды II Ферсмановской научной сессии Кольского отделения Российского минералогического общества, посвященной 140-летию со дня рождения В. Рамзая. Апатиты, 18-19 апреля 2005 г. Апатиты: Изд. К&М. 2005. С. 27 – 30.
27. Шпаченко А.К. П.Н. Чирвинский на Кольском полуострове (по архивным данным) // Проблемы минералогии, петрографии и металлогении. Научные чтения памяти П.Н. Чирвинского. Пермь, 2–3 февраля 2006 г. Пермь: Изд. 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 составе экспедиции Г.Я. Седова к Северному полюсу, изучал геологию Новой Земли и Земли Франца-Иосифа, где его имя носят теперь 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 геолог-сотрудник Дальневосточного отд. Геолкома. Проводил многолетние исследования геологического строения Сучанского района 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, посвятившем А.М. Павлову несколько публикаций. В течение восьми лет он занимался отысканием материалов о судьбе М.А. Павлова. В конечном итоге, результаты его работы сложились в книгу о М.А. Павлове [3].

В связи с тем, что среди мест, где работал М.А. Павлов отмечен и Кольский полуостров, то автор попытался прояснить это, т.к. в библиографических указателях по геологическим публикациям о Кольском полуострове работы Павлова не приводятся. В беллетризованной биографии чл.-корр. АН СССР В.Ю. Визе, написанной Г. Григорьевым [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 полуостров. Участники экспедиций сплавились по р. Умбе, посетили Ловозерские и Хибинские тундры”.

Полагаясь, в основном, на материалы В.И. Ремизовского, попытаемся кратко изложить очерк жизни геолога М.А. Павлова.

Михаил Алексеевич происходил из потомственной геологической семьи. Его отец, Алексей Михайлович, после окончания Горного института (по первому разряду) с 1881 по 1897 год работал на Луганских заводах и в частных обществах (“Московское каменноугольное производство Любвин и К”, “Деконская солекаменная копь”, заводы Абамелек-Лазаревой, Миасские золотые промыслы Асташева, золотые прииски тайного советника Ратькова-Рожнова). Еще студентом, в 1880 году, 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-го июля 1897 г. А.М. Павлов служит окружным инженером 1-го горного округа Замосковских горных заводов. А с 1-го июля 1901 г. окружной инженер Московско-Рязанского горного округа “горный инженер, статский советник Павлов 1-й” назначен Управляющим во Временное Управление по оборудованию Сучанского каменноугольного предприятия в Приморской области. С 20-го декабря 1904 г. Алексей Михайлович стал помощником начальника Горного Управления Южной 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 году А.М. Павлов был избран членом Горного Совета и по царскому указу Правительственному Сенату получил чин Действительного Статского советника. Согласно именного указа от 09.12.1856 г. лица, достигшие по гражданской службе чина Действительного статского Советника (4-й 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 1-й переезжал по служебным назначениям с севера на юг, 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, что вскоре было замечено профессором А.А. Иностранцевым. Уже после второго курса Санкт-Петербургское общество Естествоиспытателей привлекает студента Павлова для проведения полевых работ, сначала на Среднем и Северном Урале, а затем в Олонецкой губернии. В третий полевой сезон М.А. Павлов был командирован в Ловозерскую тундру, для проведения Петрографических изысканий.

Следует отметить, что Ловозерские тундры со времени их открытия научному миру В. Рамзаем [7; 2] в 1887 г. до 1910 г. никем из научных работников больше не посещались. Кроме того, в 1891 г. и 1903 г. на побережье Кандалакшского залива, в т.ч. и на Турьем Мысу работал Е.С. Федоров (см. настоящий сборник).

В результате в породах Турьего мыса им была установлена ассоциация нефелина и апатита, и профессор Е.С. Федоров в 1908 г. не преминул высказаться о будущем промышленном использовании этих минералов из щелочных пород Кольского полуострова [6].

Можно предполагать, что командировка М.А. Павлова в 1910 г. Санкт-Петербургским обществом Естествоиспытателей могла иметь одной из задач поиска апатита в щелочных породах.



По данным Г. Григорьева, в составе экспедиции кроме Павлова еще студенты: Владимир Визе – географ и Василий – ботаник. Экспедиция началась в июне 1910 г. При подъеме вверх по р. Умбе, разбился карбас, в результате чего были утеряны минералогические сборы 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, в 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 полуострова”. 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 это 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 году, Владимира Юльевич Визе на Международном конгрессе по изучению Арктики встретился с “отцом камня плодородия” – академиком 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. Очевидно, 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 в двух предыдущих, спутником ему был его друг В.Ю. Визе. Вместе, 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 “Святой мученик Фока” [5].

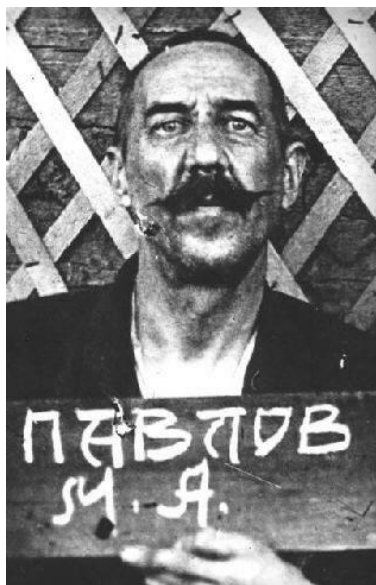
Участие в экспедиции на “Святом мученике Фоке” принесло молодому геологу мировую известность. На заседаниях Петербургского общества Естествоиспытателей Михаил Алексеевич выступил с двумя докладами. Первый – “О геологических работах, произведенных на Новой Земле и Земле Франца-Иосифа в экспедиции к Северному полюсу в 1912 – 1914 гг.” Резюме по этому докладу Павлова было опубликовано в Протоколах общества и в “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 университет, а затем перевелся в Уральский (Екатеринбургский) горный институт на должность доцента кафедры петрографии и минералогии. Работал, в основном, на Урале.

В первых числах августа 1919 г. в связи с наступлением отрядов Красной Армии Уральский горный институт эвакуировался во Владивосток. Профессора и доценты института 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 районе Чичибу. А 25 октября 1922 г. красные войска вошли в г. Владивосток и на этом закончилась гражданская война, и началась новая советская жизнь.

М.А. Павлов продолжил преподавание в Дальневосточном университете, также много времени уделял полевым работам. Он проводил геологическую съемку на разных участках 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, профессор Михаил Алексеевич Павлов, изучал Сучанское каменноугольное месторождение, вел геологическую съемку, открыл ряд продуктивных пластов, 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 Павлова отправили в ДАЛЬЛАГ НКВД, где его поставили вести геологические исследования вдоль автожелезнодорожного тракта Волочаевка-Комсомольск, – там предполагалось строительство железной дороги. В ходе этих работ он обнаружил признаки марганцевых руд, сумел заинтересовать руководство НКВД. Осенью 1933 г. за счет ресурсов ДАЛЬЛАГА была образована поисковая партия из заключенных. В составе одного геолога (Павлов), одного десятника (он же коллектор) и тринадцати человек рабочих. В 1934 – 1936 гг. М.А. Павлов разведывает месторождение марганцевых руд на Ванданском хребте. В ходе работ проходились шурфы, штольни, бурились скважины. Работы завершаются подсчетом запасов и написанием отчета о разведке месторождения. По подсчетам М.А. Павлова запасы Ванданского месторождения составляют не менее семисот тысяч тонн руды, а прогнозные ресурсы – два миллиона тонн. 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 были переведены в лагерь на общие работы, т.е., на лесоповал. И уже в лагере его обвинили в антисоветской пропаганде, восхвалении фашистов и саботаже. 4 июня 1938 г. в составе 40 человек “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 фотоархива М.А. Павлова.

Список литературы

1. Григорьев Г. Дороги ведут в Арктику. – М.: Изд. Мысль, 1969. 160 с.
2. Пеков И.В. Ловозерский массив. История исследования, пегматиты, минералы. – М.: Изд-во 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. Заблоцкий. М.-СПб.: МПР РФ, ВСЕГЕИ, РосГео. 1999. 3-е изд. испр. и доп. 452 с.
6. Сергеев И. Шхуна “Святой 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. 3, № 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, приведенной в работе [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 полуострова 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 во 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 он был одним из активных участников работ по строительству комбината «Североникель», но какова была его непосредственная связь с геологами, для меня было не совсем 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, строительстве комбината «Североникель», а также при проведении геолого-разведочных работ на месторождениях Мончегундры. Первым из пяти разделов «экспертного заключения» (по сути, обвинительного заключения), был вопрос о причинах позднего открытия богатых жил на участке 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 г. до февраля 1937 г. занимал должность заместителя 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 его 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 г. по февраль 1937 года 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 повлекла 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]. Т.о., в непосредственные обязанности В.А. Рундквиста входило «обеспечение и правильное направление всех проводимых геолого-разведочных работ для комбината Североникель». Потому и оказался он вместе в одной компании с геологами С.Б. Аксельрудом и В.К. Котульским. По остальным пунктам обвинений: по вопросу строительства опытного комбината, по вопросу изысканий и проектирования комбината «Североникель», за срыв строительства в целом, за тяжелые бытовые условия и антисанитарное состояние жилья В.А. Рундквист отвечал уже вместе с другими инженерами и директорами...

Кстати, инженерская жилка в семье Рундквистов – черта потомственная. Дед Василия Александровича Иоганн (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 в Архангельске в пароходстве фирмы «Нобель» на первых речных пароходах. Его сын, Александр, отец Василия Александровича, также получил техническое образование в Санкт-Петербурге и работал на Урале машинистом на паровозах у заводчиков Демидовых [5].

Как это автоматически происходило в то время, после ареста Д.В. Рундквиста настала очередь его брата, Константина, талантливого инженера-конструктора, который к тому времени 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, Татьяны Васильевны Рундквист, к.г.-м.н., научного сотрудника Геологического института КНЦ РАН, вероятно, в 1918 г. (или 1919 г.) Василий Александрович и его младший брат Константин были какое-то время под арестом в связи со своим «иностранном 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, для «иностранцев»

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 арестом, В.А. Рундквист прочитал несколько полезных книг: “Историю Геродота”, “Историю Флоренции” Никколо Макиавелли. 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 гг., затем за 1920–24 гг., затем за 1927 г. Перерывы были вызваны необходимостью зарабатывать деньги на пропитание. Примерно такой же график учебы был и у его брата-погодка 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 прочих, круглых печатей стоит четырехугольная печать: “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 комиссия, и что за проверку прошел В.А. Рундквист?..

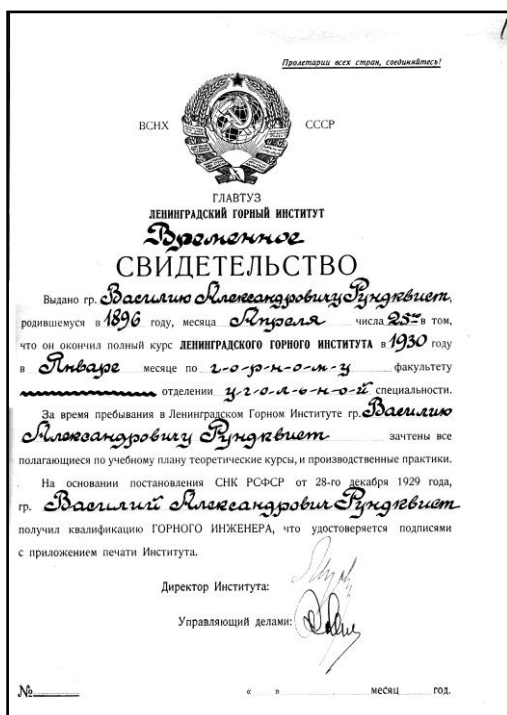
Другой интересный эпизод из биографии В.А. Рундквиста. Как следует из его выступления на 60-лети, он написал две дипломные работы, но защита прошла лишь в декабре 1929 г. (проект Риддерской обогатительной фабрики). По неизвестным причинам, диплома он не получил. В своем заявлении на имя директора Горного института он пишет: “Прошу выдать мне диплом об окончании Ленинградского Горного института. Горный институт окончил в 1929 году, диплома не брал. Сдача экзаменов по курсу горного факультета была мною закончена в 1924 году. 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 ряд других документов, связанных с получением копии диплома датированы

1946–48 гг. Диплом (или 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 быть заведующим 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 заместителем директора “Механобра” по научно-технической части (1934–35), главным инженером и заместителем начальника строительства комбината “Североникель” (1935–38), отсидеть полтора года в Мурманской тюрьме НКВД (1938–39), и все это без диплома о высшем образовании...

После освобождения В.А. Рундквист вскоре вернулся в Ленинград и продолжил работать в “Механобре”, руководя техническим отделом института. Во время Отечественной войны в период эвакуации “Механобра”, он работал в Свердловске, на обогатительных фабриках Урала, Средней Азии и Казахстана. А получением диплома В.А. Рундквист озаботился уже после окончания войны.

Возможно, такая 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. Мишуринов получили в 1951 г. Но,



вероятнее всего, это было связано с его назначением начальником вновь организованной лаборатории № 1, на которую, в то время, при отсутствии специализированных институтов, была возложена задача по исследованию вопросов, связанных с обогащением руд “редких металлов” [6].

По словам Т.В. Рундквист, Василий Александрович в послевоенные годы вместе с другими сотрудниками “Механобра”, в частности с В.Ю. Брандтом, работал над проблемой обогащения урановых руд в горючих сланцах месторождения Силламяэ. Понятно, что работы были “режимными”, и не исключено, что под давлением кадровиков Василий Александрович в этот период времени и был вынужден заняться получением диплома.

И еще один штрих, характеризующий В.А. Рундквиста: в этот период времени вполне реально было получить ученую степень кандидата или доктора наук без защиты диссертации (по совокупности работ). Нужно было лишь собрать соответствующие бумаги, характеристики и прочее. Но он не считал это для себя возможным. А диплом для отдела кадров, вероятно, пришлось все же получить...

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

Список литературы

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

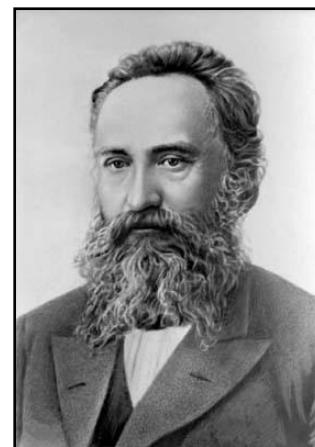
Е.С. ФЕДОРОВ И А.К. БОЛДЫРЕВ НА КОЛЬСКОМ ПОЛУОСТРОВЕ

А.К. Шпаченко

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

Многие страницы жизни и научной деятельности Евграфа Степановича Федорова и Анатолия Капитоновича Болдырева освещены с достаточной полнотой в обстоятельных публикациях [4, 11 – 14 и др.]. Однако, эпизоды их жизни, связанные с Кольским полуостровом, известны крайне слабо. Е.С. Федоров начиная с 1896 по 1908 гг. опубликовал шесть работ по петрографии и полезным ископаемым Кольского полуострова (в большей мере, 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 на Кольский полуостров.

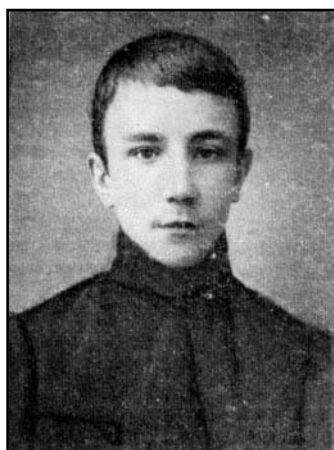
В 1891 г. Горный департамент командировал “для разведок” на берега Кандалакшской губы и на Медвежий остров горных инженеров Л.А. Лебедзинского и Е.С. Федорова. С Люцианом Антоновичем Лебедзинским Е.С. Федоров работал в 1894 – 1890 гг. в экспедициях по Северному Уралу, где тот также занимался административно-хозяйственными делами и оказался “...превосходный, деятельный хозяин; кормил партию хорошо, все были им довольны” [11]. В поездке по Белому морю Л.А. Лебедзинский заболел (менингит ?) и вскоре умер в психиатрической больнице [11]. В последствии был опубликован лишь петрографический отчет Е.С. Федорова. Из воспоминаний жены Е.С. Федорова, 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 месяце [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, между Москвой и Санкт-Петербургом, где в Горном институте читал лекции по кристаллографии. И 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 по-прежнему 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, Людмила Васильевна, в своих воспоминаниях пишет, что А.К. Болдырев и Евграф Степанович стали довольно тесно общаться, начиная 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].



Примечательно, что за год до этого Е.С. Федоров прекратил свои еженедельные поездки из Москвы в Санкт-Петербург для чтения лекций по кристаллографии в Горном институте. Вероятно, в Петровско-Разумовское к

А.К. Болдырева направил В.В. Никитин, еще один ученик Е.С. Федорова, которого Евграф Степанович, 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 его 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 смутяня, портящий дело. Выходит несообразность” [11].

Известно, что у Е.С. Федорова были весьма сложные взаимоотношения с Санкт-Петербургской Академией наук [11, 12]. Из письма С. Ольденбурга, секретаря Академии наук к Е.С. Федорову, в котором

обсуждались разные стороны взаимоотношений Академии наук с Е.С. Федоровым: "...когда Вы нашли необходимым устройство экскурсии на Кольский полуостров, 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" на Кольский была предпринята по инициативе Е.С. Федоров. Позволю предположить, что работы на Кольском п-ве, вернее даже, на побережье Кандалакшского залива, были для Е.С. Федорова, своего рода, отдушиной от напряжений, связанных с его тогдашней жизнью... К сожалению, в опубликованной литературе не нашла отражения поездка Е.С. Федорова в июне 1903 г. на побережье Кандалакшского залива вместе с А.К. Болдыревым [11]. По материалам этих полевых работ Е.С. Федоров опубликовал несколько минералогическо-петрографических статей [5 – 10]. А последняя в этом ряду его работа содержит провидческую оценку будущего промышленного использования апатита и нефелина, которые он установил и проанализировал в породах Турьего полуострова [10].

В своих 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 академика Е.С. Федорова от Академии наук [3]. Во вступлении к "Петрографии Восточного Мурмана" А.К. Болдырев пишет следующее: "Летом 1902¹ года я ездил в качестве коллектора с проф. Е.С. Федоровым на Белое море. Мы объехали берега Кандалакшского залива, собрав 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.-Петербуржском Горном Институте.

Предварительное сообщение о собранных мною на Мурмане породах (а также и о собранных нами пред тем в Кандалакшском заливе) было сделано проф. А.С. Федоровым в 1903 г." [1]. С 1904 г. по 1910 г. вследствие студенческих волнений наступил перерыв в 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 через год, в январе 1911 г. он был арестован и отправлен в ссылку на Северный Урал. Опубликована работа была уже в 1913 г., когда А.К. Болдырев находился в административной ссылке в Нижнем Тагиле, где, благодаря хлопотам другого его учителя, проф. В.В. Никитина, получил место геолога в Нижне-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 осмотрел и отметил в лошине к югу от города скопление раковин современных моллюсков, перекрытые торфом, а 2-го 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 стан. 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 – не смог нанять лодку, и А.К. Болдырев предпринял 10 км экскурсию вверх по реке Дроздовке. Можно только сожалеть, что он "проскочил" губу Ивановскую, там его коллекция пополнилась бы не только "красными гранитами". И, 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-го 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 полуострова и ее критический анализ (от Бётлинга, 1840 г., до Федорова, 1905 г.), подробное петрографическое (макро- и микроскопическое) описание отобранных образцов пород, и шлифов, и заключение, в котором на основе математического расчета P-T условий, А.К. Болдырев обосновывает возможность образования гранитов Мурманского побережья в результате перекристаллизации и плавления минералов в ходе динамометаморфизма. Вероятно, больше А.К. Болдырев в своих работах к геологии и петрографии Кольского полуострове не обращался. Что интересно в данном эпизоде кроме самого факта самостоятельно выполненной научной работы? Наверное, это обстоятельство, при которых работа была проведена. Наглядный пример взаимоотношений Наставника и Ученика.

А дальше... была их повседневная жизнь, в которой А.К. Болдырев пишет своих первые работы по кристаллографии и участвует в студенческих сходках, а директор Горного



¹ 1902 г., как год работы с Е.С. Федоровым на Кольском полуострове, указанный в "Петрографии Восточного Мурмана" следует воспринимать, как описку или опечатку.

института Е.С. Федоров организует учебный процесс, а также канализацию и пожарную сигнализацию в помещениях института... В 1910 г. А.К. Болдырев был 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 был 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 помог 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], руководил которым А.К. Болдырев до своего ареста 8 октября 1938 г.

Таким странным образом переплетались события в жизни Учителя и его Ученика. Поездка на Кольский полуостров летом 1903 г. была одним из общих эпизодов их жизни.

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

Список литературы

1. *Болдырев А.К.* Петрография Восточного Мурмана (Лапландия) // Записки Имп. АН. VIII серия. По физико-математическому отделению. Т. XXXI. №8. СПб. 1913. 101 с.
2. *Болдырев А.К.* Е.С. Федоров. Некролог (машинопись). Архив АН. Фонд 543, опись 5, № 26.
3. http://www.ras.ru/namogozovarchive/7_actview.aspx?id=4290
4. Личное дело *А.К. Болдырева*. Архив СПБГГИ(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. С-Пб Минералогического общества. 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, 5 серия. 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. ВО Наука. 1992. 370 с.
13. *Шафрановский И.И.* Евграф Степанович Федоров. М-Л: Изд. АН СССР. 1963. 284 с.
14. *Шафрановский И.И.* Федоровская кафедра кристаллографии, Федоровский институт и Федоровские сессии // Е.С. Федоров. Очерки, воспоминания современников, материалы. Труды С-Пб общества естествоиспытателей. Серия 1, т. 93. С-Пб, Изд. С-ПГУ 1999. С. 125 – 132.
15. *Шафрановский И.И., Алявдин В.Ф.* Анатолий Капитонович Болдырев (1883–1946). Л.: Наука, 1978. 256 с.

ОСОБОЕ ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ БЮРО ПРИ МУРМАНСКОМ ОГПУ, 1932-33 гг.

А.К. Шпаченко

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

В известной работе, посвященной памяти геологов-жертв репрессий сталинского режима имеются многочисленные ссылки на то, что в 30-е годы XX века на Кольском полуострове существовала так называемая “Мурманская шарашка” ОГПУ [34]. Документы из филиала государственного архива Мурманской области в г. Кировске (ФГУ “ГАМО”) позволяют пролить свет на малоизвестные страницы истории геологических работ на Кольском полуострове.

Какова возможная предыстория этой организации (в документах она называется по-разному: Мурманское геологическое бюро, Мурманское консультационное бюро, ОПГБ, 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 30-х гг. играла одну из ключевых ролей. Страна остро нуждалась практически 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-заклученных” и последовавшей за этим организацией первых исправительно-трудовых лагерей. Заклученных начинают рассматривать как стратегический источник рабочей силы, а ОГПУ-НКВД – как “производственный” наркомат, способный реализовать важнейшие государственные производственные 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 острове Вайгач и побережье Карского моря (июль 1930 г.) [2], “Дальстрой”, для разведки и добычи золота в верховьях реки Колымы (13 ноября 1931 г.). Летом 1930 г. в Северном р-не Беломорстроя 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 кадры геологов. И они поступали 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 полуострова решением ВСНХ были возложены на него. Кроме того, на Кольском продолжали работать минералого-геохимические отряды Академии Наук, проводившие тематические петрографические, минералогические и геохимические работы в разных частях полуострова под общим руководством академика А.Е. Ферсмана. На полуострове также работали партии Ленинградского районного геолого-разведочного управления. 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 полуострова 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 был организован Ленинградский районный г.-р трест Ленгеоразведка. На Кольском п-ове образуются сначала Хибинская, а затем, в I кв. 1932 г. Мурманская г.-р. базы ЛГРТ, сотрудники которой ранней весной 1932 г. начали геолого-разведочные работы в Мончетундре и Заимандровском районе.

Но, практически сразу же после начала работ, уже в апреле 1932 г., практически все геологоразведочные работы на полуострове (за исключением разведок в Хибинах) были подчинены новой геологической организации – Особому геологическому бюро при Мурманском окружном отделе ОГПУ.

Первый из известных доступных 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. Катувскому В.К. Просим командировать н/с Геолога А.Ю. Серк на месторождение Железная Варакка для осмотра и консультации (не разб., А.Ш.) геолога разведочных работ и последующего доклада конторе Новпромапатит 25/III». [24].

Кадров квалифицированных геологов на полуострове 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 1-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 почтовому 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. Софьи 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, Чуноундровская, 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, и непосредственно перед арестом):

- Котульский Владимир Климентьевич – заведующий бюро, горный инженер, главный геолог и зам. директора НИГРИ месторождений металлов, профессор, заведующий кафедрой Разведочного дела Горного института;

- Берлинг Николай Иванович – заместитель заведующего бюро, геолог, зав. Бюро учета Геолкома;
- Годовиков Виктор Николаевич – инженер-геолог;

- Джексон 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, Вошинин В.П. и Фирсов А.Н.

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., Луну минералогическую 10-кратную, Микроскоп минералогический со столиком Федорова и иллюминатором, Шлифовальный станок, в случае отсутствия, Срочно чугунную доску и стекло для изготовления шлифов, Материалы из расчета на 2000 шлифов: канадский бальзам, ксилол, корундун разных номеров, крокус и алюминий для полировки рудных шлифов, Вульфовские сетки и Федоровские диаграммы (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»): «Минералогия: Hintze С. 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 Южной Африке, в виде отдельных изданий, в трудах Южн. 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. Очевидно, в его работе принимали 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 ЛГРТ к 1-му июля с/г в соответствии с утвержденными планами Геолого-Разведывательных работ по Кольскому полуострову составить объем работ для организуемой лаборатории в Мурманске. ЦНИГРИ, Механобру и Институту прикладной минералогии к 5-му Июля с.г. ознакомиться с объемом работ составленным ЛГРТ и дополнить его работами, не включенными ЛГРТ, по мнению институтов, необходимыми для разрешения вопроса о природе вещества и практической его применения в той или другой отрасли промышленности. Наметьте 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. Алешину №88 от 4/VII-1932 г.

Карело-Мурманский Комитет при Президиуме Облисполкома при сем препровождает протокол совещания от 25/VI-32 за № 58-100 для сведения и руководства.

Карело-Мурманский Комитет (подпись)»

Пометка: «Константову по Механобр, 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 написаны и отправлены в Ленинград [13]. И в Мурманск, вскоре, стало поступать оборудование из Механобра, ЦНИГРИ и др. институтов.

«В ЛГРТ, копия Мурманск. база. В ответ на Ваш № 336 от 29/VI относительно составления пятилетнего плана геологоразведочных работ на Кольском полуострове сообщаем, что таковое будет срочно выполнено по получению от Вас следующих материалов: 1) имеющиеся в ЛГРТ и ЦНИГРИ данные по степени исследованности Кольского полуострова в геологическом отношении с приложением имеющихся диаграмм. 2) имеющиеся у Вас наброски по пятилетнему плану. 9/VII-1932 (подпись) Котульский

Резолюция: отправьте из Мурм. геолбазы за подписью т. Коновалова 13/VII-32»

[21].

Среди документов ОГБ есть и такая записка: «ЛГРТ 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 (заключенный, з/к – “заполярный комсомолец”, или “забайкальский комсомолец”, А.Ш.).

«Бюро геологов

Председателю Мурм. Окрисполкома

В виду необходимости обеспечить в кратчайший срок ведущие геолого-разведочные работы на железу, известняки и др. ископаемые химической лабораторий, нами в начале лета было временно уступлено Мурм. 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 /Алешин/. [16]

Оставшиеся на базе сотрудники ОГБ постоянно взаимодействовали с сотрудниками Мурманской геологической базы, 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), там и находились, и 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

Мургеологической базой 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. Мурман. Окр. Отд. ОГПУ
Геолог-экономист

/Алешин/
/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 Геологической базе, 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-вещественник, обрабатывает полевые материалы А.Ю. Серка и С.В. Константова по железистым кварцитам Кольского фьорда 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 слюда Ловозерского района (в Кейвах) и графите [3]. А в своей обстоятельной докладной записке (9/X-32 г.) он обосновывает необходимость создания на Кольском полуострове при органах управления Мурманским округом научно-исследовательского института, который бы занимался широким кругом вопросов, связанных с полезными ископаемыми полуострова. 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, 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 бы 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 Геологическом бюро материала.

15/X-32 61/11

Начальник Мухрандела ПП ОГПУ

/Алешин».

[18]

В одной из своих 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 полуострова, о его экономической географии, энергетических ресурсах и топографической съемке.

Данный сборник имеет в виду привлечь внимание к Кольскому полуострову 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]

Необходимое пояснение: нескольких сотрудников Геолкома, в т.ч. Н.И. Берлинг и М.Н. Джаксон, были осуждены по т.н. “Делу Геолкома” за “разглашение данных о запасах полезных ископаемых на территории СССР”. Под следствием тогда находилось 32 геолога, среди которых были также 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 полуострову. Ленинград 2 ноября 1932 г.

Присутствовали: Балева Е.М., Дымский Г.А., Катульский В.К., Куприянов А.А., Невский А.А. /председатель/, Осоловский М.Г. /секретарь/, Пирогов К.П., Салье Е.А., Чернобровин В.С.

Слушали: Сообщение председателя о цели настоящего заседания – очертить 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, содокладчики С.В. Константинов и Д.Ф. Мурашов. (...)». Всего, из 17 запланированных докладов шесть докладов было поручено подготовить сотрудникам ОГБ: по цветным металлам и пирротину (медь, никель, золото и др.) – В.К. Катульскому; стройматериалам – 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 чего 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 полуострова. В связи с чем, ОГБ развернуло оживленную переписку с ГРП и ГРБ.

«№ 73 В Хибиногорскую геологоразведочную базу ЛГРТ г. Хибиногорск. Обогажительная, 23

Геологическое Бюро при Муокротделе ОГПУ просит поспешить с присылкою ему музейных образцов полезных ископаемых всех обследуемых Вами месторождений и характерные пород. Образцы кроме обычного формата 9x12 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 Муокротделе ОГПУ вторично просит поспешить с высылкой ему музейных образцов пород и руд месторождений сульфидов Ньюдуавенча, 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 Механобр

15 ноября 1932 г.

Вх. 108 д. 24.

Геологическое Бюро, г. Мурманск, ул. Профсоюзов, 11, гражд. Катульскому.

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. Констульт. бюро (подпись) Лобов

Алешин (подпись) Резолюция: Годовикову (подпись) Катульский». [15]

Суть отзыва заключалась в том, что по легкости флотации минералы располагаются в следующем порядке: сначала апатит, затем “черные” минералы (титаномагнетит и эгирин), и последний – нефелин. И это их такое свойство. Поэтому выделить первым нефелин (и достаточной чистоты, чтобы направлять 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 области, 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 полуострова за 1932 г. и перспективы на 1933 г.; 2. Обеспечение Ленинградской промышленности топливом; 3. Шпицбергенские угли (...). В протоколе отмечено: «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. Малявкина), 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. был принят на должность экономиста-плановика Горно-геологического отдела треста “Апатит”, А.Ю. Серк зачислен специалистом по железу, а 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 своего заведующего В.К. Котульского: непосредственное руководство работами по разведке медно-никелевых руд на Сопче, Ньюдауйвенчу 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 р.р. Поной и Пуранч (орг. 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. настоящий сборник), а также [11] и П.Н. Чирвинский [43; 44] продолжали работать на Кольском полуострове до 1941 г., затем Котульский был эвакуирован в Норильск. Повторный арест произошел уже в 1949 г., в Ленинграде, по возвращении из Норильска. По имеющимся данным, В.К. Котульский 24 февраля 1951 г. скончался при этапировании в Норильлаг [34].

С.Ф. Малявкин по данным [34] был освобожден досрочно после пересмотра дела 8. 05. 1934 г. коллегией ОГПУ. После освобождения работал в ЦНИГРИ-ВСЕГЕИ, скончался в 1937 г.

С.В. Константов работал в системе треста “Апатит” до мая 1936 г. [10], вероятно, после этого вернулся в Ленинград (и, возможно, продолжал до 1948 – 49 гг. 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. настоящий сборник).

А.Ю. Серк до 1938 г. работал вместе с В.К. Котульским и другими в системе треста “Апатит”, а затем, треста “Североникель” [11]. Вновь он 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] (или расстрелян в 1939 г.).

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

М.Е. Раковщик также продолжил работать по специальности в системе треста “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 своей основной специальности в тресте “Апатит”, о дальнейшей его 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, заместителю директора С.М. Салимовой, сотрудникам ГАМО В.М. Тарасюк и Д.Р. Коробицыной и всем сотрудникам архива, а также заведующей Ведомственным архивом ОАО “Апатит” Н.А. Михеевой за неоценимую помощь, оказанную 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. М.-СПб.: 1999, 3-е изд. Гл. ред. В.П. Орлов. Отв. редакторы Л.П. Беляков, Е.М. Заблоцкий. М.-СПб.: Изд. МПР РФ, ВСЕГЕИ, РосГео. – 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://vizs.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 Хибинскую и Мурманскую базы ЛГРТ, Железную 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. Геолог-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 Геолго-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 Геолог-разведочной Конференции в Мурманске по Кольскому полуострову. 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. Изд. 3. – М.-СПб.: Изд-во 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. Сигачев, М.Б. Смирнов, С.Г. Филиппов, Д.В. Шкапов. Научные редакторы: Н.Г. Охотин, А.Б. Рогинский. Москва, “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 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. Труды I заполярной геолог-разведочной конференции. Хибингорск, 21-27 ноября 1932 г. – Л.-М.-Н-ск: Горгеонефтеиздат, 1933. – 200 с.
45. Шпаченко А.К. П.Н. Чирвинский на Кольском полуострове (по архивным данным) // Проблемы минералогии, петрографии и металлогении. Научные чтения памяти П.Н. Чирвинского. Пермь, 2-3 февраля 2006 г. Пермь: Изд. ПГУ. 2006. – С. 3 – 14.
46. Шпаченко А.К. Нордическая фаза Петра Николаевича Чирвинского // Минералогия во всем пространстве сего слова. Труды II Фермановской научной сессии Кольского отделения Российского минералогического общества, посвященной 140-летию со дня рождения В. Рамзая. Апатиты, 18-19 апреля 2005 г. Апатиты: Изд. К&М. 2005. С. 27 – 30.

ВЫДАЮЩИЙСЯ ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ СТРАТЕГ ДВАДЦАТОГО ВЕКА АЛЕКСАНДР ВАСИЛЬЕВИЧ СИДОРЕНКО

Н.П. Юшкин

В 60^х-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 году, став учащимся Кировского горно-химического техникума, тесно связанным и учебным процессом, и практиками с Кольским филиалом АН СССР. А Александр Васильевич был в то время Председателем Президиума этого филиала.

Летом 1954 г. меня направили на практику в Геологический институт филиала.

Филиал был небольшой. Он помещался в двух двухэтажных деревянных домиках на 25-ом километре, на Кукисвумчорском 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 комнатке на семью. Но академический филиал жил полноправной исследовательской жизнью, его авторитет и в городе, и в стране был высоким. Александр Васильевич тоже был авторитетной фигурой. Он был депутатом городского совета, и за него, впрочем, я голосовал, 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 ВИМС’а, 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 и копался под бинокляром в минералогических пробах.

На следующую практику я опять отпросился в филиал. Мы занимались минералогическими исследованиями молибденового месторождения на западе Кольского полуострова, изучали интереснейшие грейзены и пегматиты в его районе. Руководителем темы был А.В.Сидоренко. Впрочем, он руководил и многими другими темами, в том числе и геоморфологическими, и видимо тогда, на Кольском, он глубоко проникся идеей о единстве эволюции геологических процессов на различных этапах развития земли, о взаимосвязи геосторических событий, которую всесторонне прорабатывал и пропагандировал всю жизнь.

Закончив в конце 1955 г. техникум я уехал с Кольского полуострова, но старался следить за жизнью филиала. А филиал 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 не продуманным и ошибочным, и 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 полуострове.

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 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 был он министром 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, это 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 и 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. Общество могло вести самостоятельную политику в области минералогии и смежных наук, могло 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 смутение 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 покорила всех. Это была умная речь о фундаментальной роли минералогии в единении геологических наук, о важнейших ее задачах. И эта речь, несомненно, 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. Раза 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, 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, после принятия решений вдруг как-то сумел подняться на кафедру П.Вадило и начал свое очередное “разоблачение” Шафрановского и его “банды”, которые завладели ВМО. И речь, и поведение маньячные, но весь зал слушает. Как справиться — усадить, лишиться слова — не демократично, тем более в первый день президентства. Дать высказаться — говорит ахиною, 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 подадите в Президиум. Мы Вам незамедлительно ответим.

Вадило довольный садится — писать клеветы для него радость. Он после выхода каждой кристаллографической книжки пишет от имени разных лиц в дирекцию соответствующих институтов письма, в которых крушит автора Шафрановского и возмущается, что есть один крупный кристаллограф П.Вадило, а его даже не цитируют. Или пишет жалобы в обком, почему сингонии классифицируют так, а не этак - это вредительство. Помнится, во время президентства П.М. Татаринова на юбилейном съезде с иностранцами, Вадило удалось выскочить на трибуну и облить грязью всех, кто попался в поле зрения - П.М. потом публично извинился. А А.В. справился легко.

Став вице-президентом АН СССР, Александр Васильевич начал создавать себе институт, как по традиции повелось у высокого руководства.

Это было широко известно, ходили проекты института осадочной геологии докембрия. Порученцы А.В. 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, можно только по решению правительства. Во-вторых, зачем же еще докембрийский институт, когда уже есть один в Ленинграде. И вдруг неожиданное для всех решение - А.В. 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 перетечка лучших московских умов, особенно молодых, перспективных. А Институт осадочной геологии докембрия был, оказывается, дезинформацией, громоотводом, о чем не знали даже самые доверенные помощники А.В.

Александр Васильевич очень много сделал для Всесоюзного минералогического общества. Общество при нем окрепло, стало намного активнее, получило как бы второе дыхание.

Резко вырос состав общества, появились новые отделения, облегчилось руководство. Появились, хоть немного, но свои штатские 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.

Александр Васильевич был научным организатором и руководителем удивительно ширококомасштабным. 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 том числе минералообразованию в

современных пустынях, кандидатскую диссертацию защитил по жильным месторождениям Копет-Дага. Он много сделал в области литологии, в области изучения докембрия, в геохимии, биогеохимии. По сути дела им создано космическое земледование, идейному организационному оформлению которого он отдал много сил. По его инициативе создается Комиссия по изучению природных ресурсов с помощью космических средств, которую он с 1976 г. возглавляет, 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 года.

Несомненно, что 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 Кольского филиала АН СССР, на юбилейной сессии АН СССР и др. И может быть, поэтому его доклады, которые я слушал, были масштабные, 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, информированность его 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 наших исследований, в становлении коллектива, в 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 откликнулся 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 посчитал ведущими и реформаторскими — Д.В. Рундквисту, А.Г. Жабину, 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 Всесоюзного минералогического общества, на которой чествовали Илариона Иларионовича Шафрановского в связи с его 75-летним юбилеем. 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, а А.В., отличавшийся грузной фигурой, вылетел в окно и смертельно ударился об асфальт.

Дмитрий Васильевич Рундквист в растерянности тряс листом бумаги, зажатый 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 зачитал и передал ему душевное президентское приветствие, которое его до слез растрогало, а потом, уже вечером мы достойно, по-русски почтили память Александра Васильевича.

Я часто езжу на Кольский полуостров, с которым связала меня моя судьба, бываю в Апатитах, в Кировске, на 25-ом километре, где размещался Кольский филиал Академии наук 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 ГИН'а 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 хлопотливую 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 конференции было приурочено создание Мончегорского представительства Кольского отделения РМО, в котором на сегодня пять новых членов РМО. Значение этого события видится в следующем. В прошлом году Кольское отделение РМО отметило свое 50-летие. Все это время оно охватывало лишь жителей гг. Апатиты и Кировск. Открытием Мончегорского представительства Кольское отделение РМО начинает 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 Кольского НЦ 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

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 акад. 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 полуострова минерал котульскит $Pd(Te,Vi)$, 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 Российского минералогического общества, продолжающего изучение богатств региона.

Российское минералогическое общество создано почти два века тому назад – в 1817 году – 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 Российском минералогическом обществе, то третья – 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 заместитель 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 научных и правительственных 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 полуострове 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 научных и правительственных 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 рано 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 2006 г. состоялась уже третья сессия) 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 молодежи 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 шесть человек – 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

Ведущий научный сотрудник отдела металлогении 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 году, где с небольшим перерывом (1941 – 1946 гг.) трудился всю свою жизнь.



Родился Иван Ильич 18 июня 1885 года 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 году, 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 г.) Иван Ильич был направлен в геологический Комитет России, где, работая в отделе полезных ископаемых, он вместе с профессором А.А. Полкановым изучал геологию и рудоносность советской Лапландии. Позже, будучи ученым секретарем секции «Золото и Платина», он активно работал под руководством профессора 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 редкометальной 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 году особым приказом Министра Геологии СССР Ивану Ильичу Чупилину было присвоено персональное звание «Директора геологической службы I ранга».

После возвращения во ВСЕГЕИ (1946 г.) 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.

Всего И.И. Чупилиным было 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, обрабатывающих данное сырье. За свои работы И.И. Чупилин был награжден Правительством СССР орденами «Знак почета», «Трудового Красного Знамени», многими медалями.

За это время Иван Ильич Чупилин стал одним из лучших знатоков минералогии многих металлов, в том числе 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 приходилось ему 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.

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 города Мончегорска, г. Мончегорск, History@monch.mels.ru.

Уважаемые участники конференции! Для нашей встречи сегодня как нельзя более хороший повод. Впервые, мы собрались накануне Дня геолога, во-вторых, в этом году исполнилось 75 лет со дня начала геологических исследований Монче-тундры.

Один из старейших геологов как-то сказал: «Металлургия начинается с горы», с горы, в которой есть запасы промышленных руд. Не была бы найдена руда, не построили бы комбинат и город, не сидели бы мы здесь сейчас. В становление и развитие Мончегорска внесли свой вклад люди многих профессий: геологи, проектировщики, строители, горняки, металлурги и т.д. Но, несомненно, одно, 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 общего геологического строения различных регионов страны, в картографии которых 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 году был расформирован. Котульский стал директором геологоразведочного института цветных металлов. А в 1930 году его арестовали. Он был осуждён по 58-й статье 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 году В.И. Кондриков пригласил Котульского в Хибиногорский трест «Апатит», а оттуда направил в Монче-тундру, где в это время шли интенсивные геологические поиски, на должность консультанта-геолога. Но фактически Владимир Климентьевич стал с 1934 года научным руководителем всех проводившихся здесь геологоразведочных работ. Он прибыл на Мончу несколько раньше официального назначения, в октябре 1934 года.

К тому времени ситуация с разведкой здесь рудных запасов была очень непростой. Результатом трёх предыдущих геологических сезонов были находки залежей бедных вкрапленных руд на сопках Нюд и Сопча, замеченных еще Ферсманом в 1931 году. Содержание никеля в них составляло менее 1%. Кроме того, на Нитгисе и Кумужьей были околтурены 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 году количество разведанных геологами запасов никеля составила 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 его работы.

Встала первоочередная задача – расширить сырьевую базу, чтобы обеспечить завод рудой. 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 для разведки. Помощь оказал Кондриков и необходимые станки были доставлены. В 1935 году здесь работало 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 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 в этом 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 Котульский этого не делал, продолжал бурение, прослеживая аномальные зоны. Для этого было необходимо большое гражданское мужество и уверенность в успехе. Ведущую роль Котульского 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 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 находилась под самым пристальным вниманием 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 В.К. геологический кружок, который был, как вспоминала молодой в то время геолог Г.М. Шешукова, «не менее чем настоящий научный семинар. Кроме самого 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 году 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». В последствии многие «ученики» школы Котульского сами стали крупными руководителями.

Одним из них был И.В. Галкин, которому Владимиру Климентьевич предложил должность начальника участка «Кумужье-Тростниковый-Ниттис» и изложил идею о топографическом выражении жил. И именно Галкину, о котором говорили «застенчивый до робости, и непреклонный до мужества» принадлежит честь открытия на Ниттисе в 1937 году богатых жильных руд с 5 – 6-процентным содержанием никеля. Это открытие, когда на Ниттисе уже почти все махнули рукой, многократно увеличило цифры подсчитанных запасов, позволило значительно удешевить проект строительства комбината, так как не нужно было строить обогатительную 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 Котульского. Те же самые люди, которые упрекали его в отвлечении внимания от «перспективной Сопчи» и требовавшие убрать буровые с Кумужья и Ниттиса, стали обвинять его уже 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 года, присланные 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 притом, что Владимир Климентьевич и так был фактически арестантом. Дело даже дошло до вызова комиссии из Москвы, которая, объективно разобравшись, сняла все обвинения. Конечно, 1938 год – это 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 Котульского стал также предварительный подсчет рудных запасов открытых в Монче-тундре месторождений. Современник тех событий геолог 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 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 году, когда были известны только бедные вкрапленные руды, и второй раз в 1938 году, 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, 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 цифра запасов составила 184 824 т никеля. На то время это составляло 36 % всей рудной базы СССР.

С началом ВОВ Владимир Климентьевич оставил Мончегорск и уехал в Норильск. Доброй памятью о нем стала рудная база комбината «Североникель», запасов которой хватило до 1969 года.

Среди научных трудов Котульского, связанных с Монче-тундрой, можно выделить 8-томную научную монографию, вышедшую в 1949 году. Ранее в журнале «Разведка недр» вышла его статья «Новые месторождения Монче-тундры».

В памяти многих мончегорцев В.К. Котульский, ученый с мировым именем, навсегда остался человеком, олицетворяющим собой высокий профессионализм, трудолюбие, интеллигентность и нравственную чистоту. Учитывая его исключительные заслуги перед мончегорцами 17 января 1986 года Мончегорский городской совет народных депутатов принял решение: «Присвоить улице в северо-восточном районе города имя В.К. Котульского». Наша конференция – это 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 полуострове, был признанным специалистом по вопросам теории рудообразования.

В.К. Котульский «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, С.С. Смирнова.

Но все это написано в 70-е годы, спустя 20 лет после смерти Котульского, в пору реабилитации жертв политических репрессий. А в ту же пору, когда В.К. Котульский жил и работал в Монче-тундре, о нем мало говорили, а больше молчали. Первая, известная нам печатная работа Котульского по проблемам Кольского полуострова появилась в 1933 году. Называлась она «Результаты разведки и перспективы по железным рудам Кольского полуострова» и была опубликована в «Трудах 1-й Заполярной геолого-разведочной конференции».

А, спустя несколько лет, точнее в 1938 году, 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, Анатолий Александрович 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 Котульского обстоятельно рассматривают его ученики Ф.И. Вольфсон и Н.С. Зонтов в статье, опубликованной в «Известиях Академии Наук СССР» (№ 6, 1969). Они отмечают: «Основные идеи, высказанные ученым по вопросам генезиса и 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 полуострова (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 годы его держали в тени, как представителя старого (еще с царских времен) Геолкома и человека, сотрудничавшего в 1919 – 20-е годы с белогвардейским правительством А.В. Колчака. В 30-е годы он отбывал 10-летний срок наказания на Кольском полуострове: сначала в Особом геологическом управлении (в 1932 – 1933 гг. в должности его начальника), затем в тресте «Апатит» (консультант), потом в Мончегорске, на комбинате «Североникель». После войны, в 1949 году, Котульского «замели по т.н. «Красноярскому» делу. И опять его имя исчезло из анналов истории.

Во-вторых, Котульский был узким специалистом по рудным месторождениям, и многие, даже работавшие рядом с ним в Мончегорске, знали о нем не много. Вот поэтому-то в книге В.Я. Познякова о «Североникеле» о Котульском мы находим всего несколько беглых упоминаний. Инженер-металлург, приехавший в Заполярье в канун войны, знал геолога Котульского издалека. А сам Котульский, чтобы не усугубить свое сомнительное и незавидное положение «консультанта» и не подвести других сотрудников «Североникеля», предпочитал помалкивать. И, тем не менее, в монографии Владимира Яковлевича Познякова мы находим ряд интересных деталей по нашей теме.

Во-первых, В.Я. Позняков дает предисторию изучения Монче-тундры (от экспедиции Б.А. Попова в 1920 году до «набегов» А.Е. Ферсмана в 1930 – 1931 годах). Автор говорит и об экспедиции К. Висконта в 1922 году, и исследованиях Г.Д. Рихтера в 1929 году).

Во-вторых, в книге «Североникель» дается высокая оценка деятельности Котульского на посту научного руководителя «Новпромапатита» - «крупный специалист проф. В.К. Котульский» (с. 14).

В-третьих, у Познякова дается отличная от других авторов дата начала работы Котульского в Монче-тундре в качестве главного геолога «Североникеля» (январь 1934 года) и указывается, что профессор жил в одном из бревенчатых коттеджей на Монче с начальником строительства Н.Н. Воронцовым (с. 19).

В-четвертых, Владимир Яковлевич утверждает, что именно Котульский настоял на исследовании районов Ниттиса и Кумужей вараки, где геологами И.В. Галкиным и Л.А. Баженовым в начале 1937 года были обнаружены мощные жилы богатой руды.

Все это происходило в период массовых репрессий, когда могли квалифицировать, как вредительство любое решение геологов.

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», вышедшего в свет в 1936 году, 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 году В.К. Котульский заявлен как автор отдела «Геология» во втором томе «Географического словаря Кольского полуострова» по разделу: «Геология и полезные ископаемые Заимандровских тундр (Монче и др.)». В 1948 году в журнале «Советская геология» (сб. 29) была напечатана статья В.К. Котульского «Современное состояние вопроса о генезисе медно-никелевых сульфидных месторождений».

А сколько аналогичных работ разбросано по архивам! Нам известно, что в фондах комбината «Североникель» с 1936 года лежала рукопись Котульского «Геологическое описание района Монче-тундры» (об этом есть упоминание во втором томе «Географического словаря Кольского полуострова», с. 233.). Отчеты, докладные записки, научные работы, всякого рода наброски Котульского есть, вне всякого сомнения, в фондах ГАМО (коллекция документов В.И. Кондрикова), Кировского архива, ОАО «Апатит» и областного управления ФСБ. Изучить их, пустить в научный оборот – задача историков XXI века.

Впервые громко заговорили о В.К. Котульском в годы реабилитации жертв политических репрессий. Его имя появилось в книгах памяти, в воспоминаниях друзей и сослуживцев, в краеведческой литературе, в специальных публикациях по геологии. В год 90-летия В.К. Котульского (в 1969 г.) появилась выше 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 года в Ленинграде. Котульский обвинялся в том, что в свое время в Сибири «организовал Геологический комитет, содержащийся на средства белогвардейского правительства, в 1925 году 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-Гольдфильдс» секретные сведения по Алтайским месторождениям». 19 января 1932 года коллегией ОГПУ Котульский был приговорен по 58-й статье (пункты 7 и 11) к 10 годам лишения свободы.

Вторично Котульский был арестован 10 мая 1949 года по т.н. «Красноярскому делу» («Красноярское дело» было сфабриковано по «сигналу» корреспондента газеты «Правда»: геологи Сибири и центра обвинялись в сокрытии урановых месторождений на территории Красноярского края). Вот по этому делу Котульский был осужден 28 октября 1950 года, ОСО при МГБ СССР дало ученому 25 лет лагерей. При этапировании в Норильсклаг он и скончался.

Но в этой справке о В.К. Котульском из книги «Репрессированные геологи» есть, на наш взгляд, три неточности: во-первых, говоря об экспедициях Котульского надо исключить Кавказ, заменив его Кольским полуостровом; 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 появлялся Котульский с «секретарем» (и вовсе не в Москве).

Кроме вышеназванных книг и статей исследователи проблемы «В.К. Котульский и Монче-тундра» должны знать, по крайней мере, еще две публикации:

1) В 1978 году 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 году (с. 76 – 78).

Говоря об историографии обозначенной в научном сообщении проблемы, надо особо подчеркнуть еще раз пионерскую роль краеведа и регионоведа А.А. Новичкова. Анатолий Александрович справедливо отмечал, что в старых книгах о Мончегорске деятельность В.К. Котульского замалчивалась, что он заслуживает должной памяти потомков.

Однако я не могу не возразить уважаемому Анатолию Александровичу. Я никогда не приклеивал Котульскому ярлык «политической индифферентности», однако считал 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 Котульском из БСЭ дана неточно.

Тем не менее, важно подчеркнуть, что Новичков в своем очерке о 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.

Новичков вел переписку и разговаривал с В.И. Ездоровой, Н.С. Зонтовым, П.В. Лялиным, М.Г. Кривенко, С.М. Рутштейном, Г.М. Шешуковой и использовал эти воспоминания. Так Г.М. Шешукова, гл. геолог Норильского комбината, в своих воспоминаниях писала, как Котульский учил молодых геологов Монче-тундры, как по выходным дням работал их геологический кружок. П.В. Лялин, гл. геолог комбината «Североникель» сообщал, что «отказом в помощи он никого не огорчал».

Однако при всем уважении к Петру Владимировичу Лялину, я не могу положиться на его мемуары, ибо прямых контактов с 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 историографии – об использовании материалов СМИ (средств массовой информации). Их не так много, но, тем не менее, могут быть полезными при исследовании указанной проблемы следующие газетные материалы:

- Татур В. Страна ждала от них победы. – Мончегорский рабочий, 1972, 11 апреля;
 - Богорад Н. Встреча на улице Красноказарменной. – Там же, 1972, 27 июня;
 - Лапий С. Владимир Котульский: это улица в три дома. – Там же, 1999, 16 сентября;
 - Горюнова Е. Есть такой минерал. – Там же, 2006, 21 января.
- И еще о четырех статьях о Котульском можно вспомнить.

В 1967 году был опубликован очерк бывшего мончегорца, инженера В. Лебединского. Но, к сожалению, в этой статье не все достоверно, даже дата смерти указана неверно, да и родился Котульский не в Одессе, а в Белостоке, не в польской, а русской семье.

13 апреля 1989 года 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 году в «Сибирской газете» № 20 (этот номер вышел в мае) была опубликована статья Леонида Виноградского «Норильск: и ненавижу и люблю!». Там утверждается, что Котульский был награжден орденом Ленина (но я в этом сомневаюсь).

И, наконец, в 1998 году дал справку о Котульском краевед С.Н. Дашинский в газете «Рыбный Мурман» (3-9 июля). Но и тут на 10 строчек текста приходится три ошибки:

- 1) «Руководил разведочными работами на Кольском полуострове 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 Елена Рудольфовна Михайлова сообщила мне данные о В.К. Котульском из Интернета.

Вот они: В биографических материалах, в справке о В.К. Котульском, составленной Р.И. Вербицким и Л.В. Добрыниной, в основном приводятся давно известные факты. Но есть и новые детали:

- 1) В 1930 году 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 году орденом Трудового Красного Знамени» (а в другой справке Интернета говорится о двух орденах – это сомнительно).

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

К сожалению, и в Интернете та же беда, что 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 года. Одной из первых тем работы Клуба: «Презентация фотоальбома В.К. Котульского», сохранившегося в архиве А.А. Новичкова и посвящена она была 20-летию со дня присвоения одной из улиц города имени Котульского.

Анатолий Александрович Новичков знал Котульского в детстве 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 Котульский всерьёз начался в 1987 году, когда в Мурманском книжном издательстве вышла книга «Не просто имя – биография страны», которая включала в себя очерки о людях, оставивших заметный след, и 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 старожилом и патриотом города, так как мои родители приехали в Мончегорск в 1934 году. Я позвонила редактору книги А.Б. Тимофееву и спросила: «Почему в книге нет очерка о Котульском В.К.?». «Значит, у вас нет такой улицы», - ответил мне редактор. Я ответила: «Такая улица есть».

Александр Борисович не поленился и приехал в Мончегорск. Я провела его по городу. Показала ему сохранившиеся двухэтажные дома на бывшей улице Западной, последний оставшийся коттедж на бывшей набережной 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 года, 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 незавершенного, остался на мне на многие годы.

Можно сказать, что эта конференция для меня – личная реабилитация.

Самое интересное другое. Ведь знаки жизни мне подавала ещё и раньше. В 1973 году в Москве в мастерской известного скульптора В. Дудника мне подарили книгу «Курс кристаллографии» издания 1897 года, 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, тогда это называлось оптическими константами.

В своих архивах я нашла сборник «Старинные русские романсы и песни» под редакцией Е. Катульской, 1961 года. Здесь были два сомнения. Во-первых, не было отчества, во-вторых, фамилия «Катульская» была написана через букву «А». В декабре 2006 года в Санкт-Петербурге я попала на концерт «Старинного русского романса». Выступали Надир Ширинский и Андрей Субботин. Надир Ширинский рассказывает 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, здесь говорили о его работе, а 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 научной 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 годах 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 года, 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. Что интересно: лапти 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, способный, 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 года 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. И только исключительное самообладание, и чувство долга позволили Владимиру Климентьевичу не пасть духом и успешно продолжать работу.

Котульский был великолепным организатором, умело подбирал и воспитывал кадры, и не случайно, сотни геологов, его непосредственных учеников и помощников выросли в крупных учёных. Академики Бетехтин А.Г., Григорьев И.Ф., Смирнов С.С., Русаков М.Н., член-корреспондент АН Билибин Ю.А., 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 года о том, что Котульский В.К. был арестован и сослан на Кольский полуостров, я не нашла. Писали, что он был вынужден уехать на Кольский полуостров в связи с расформированием Геолкома, или в 30-е годы занимался проблемами никеля. В 2003 году вышла Энциклопедия «Геологи и горные инженеры» А.И. Мелуа, издательства «Гуманистика». Там написано: «Арестован в 1930 году 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, связанная с арестом, выглядит следующим образом. В 1916 году шёл третий год войны. Особенно остро ощущался недостаток в минеральном сырье. По инициативе Вернадского были созданы комиссии по изучению естественных производительных сил страны. Раздел «Минеральные ресурсы» поручили Геолкому. И В.К. Котульский принимал активное участие в разработке плана.

В конце 1918 года по личному распоряжению В.И. Ленина усилили финансирование геолкома и были организованы 4 экспедиции: на Урал, в Сибирь, где была установлена Советская власть. Две на Алтай: Болдырев – Заряновский район, Котульский В.К. – Усть-Каменогорский район. В Петрограде в то время 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. Директор 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 году, 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 полуостров, где работал начальником Особого геологического бюро. В 1933 г. в Хибиногорске консультант треста «Апатит». 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 отдела при Норильском горно-обогатительном комбинат. Внёс большой вклад в освоение процесса электролиза никеля и налаживание работы комбината в оборонных целях.

В 1944 году Владимир Климентьевич вернулся в Ленинград, получил учёную степень доктора минералогических наук и звание профессора. Работал в институте «Гипроникель».

Вновь арестован по «Красноярскому делу» в 1949 году. Осуждён (1950 г.) на 25 лет лагерей. Умер в 1951 году, реабилитирован 5 мая 1954 год.

Его именем назван проезд в городе Норильске и минерал класса теллуридов – котульскит, в 1963 году».

Именем вдохновителя и руководителя поиска руд в Монче-Тундре названа одна из улиц северо-восточного района города Мончегорска.

1 февраля 2007 года Городской совет ветеранов войны, труда, вооружённых сил и правоохранительных органов, ветеранский клуб, клуб любителей истории города Мончегорска при Музее истории города, и объединение «Дети войны» обратились к Председателю Совета депутатов муниципального образования города Мончегорска господину Е.Б. Коклянову и в комиссию по рассмотрению предложений об установке памятной (мемориальной) доски на территории города Мончегорска с ходатайством: «В связи с празднованием юбилейной даты 70-летия города Мончегорска об установке памятной (мемориальной) доски на улице Котульского». Предложения 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.

НАПРАВЛЕНИЯ ГЕОЛОГО – РАЗВЕДОЧНЫХ РАБОТ НА КОЛЬСКОМ ПОЛУОСТРОВЕ НА СОВРЕМЕННОМ ЭТАПЕ

В.А. Павлов, И.В. Поляков

ОАО «ЦКЭ», г. Мончегорск, cke@monch.mels.ru

За последние десятилетия направление геологоразведочных работ на Кольском полуострове коренным образом изменилось. Если раньше огромное значение играли поисковые работы на цветные металлы (медь, никель), черные металлы (железо), то на сегодняшний день приоритетными направлениями являются поиски алмазов, платиноидов, золота.

ОАО «Центрально-Кольская экспедиция» в настоящее время проводит поисковые работы на алмазы на Терском берегу Белого моря и в центре Кольского полуострова. В южной и юго-восточной частях полуострова экспедицией ведутся работы на трех площадях: Ермаковской, Варзугской, Пулоньгской.

В пределах Ермаковской площади ранее уже были выявлены две алмазоносные кимберлитовые трубки «Ермаковская-7» и «Ермаковская-20». На наиболее крупной трубке «Ермаковская-7», имеющей в плане размеры 100 x 100 м, в 2000 году был пройден карьер общей глубиной 15 м и отобрана проба из кимберлитов весом 55277 кг. 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 том числе 19 кристаллов крупнее 1 мм и меньше 2 мм, а остальные крупнее 0.5 мм и мельче 1 мм. Вес самого крупного алмаза – 15.2 мг. По результатам минералогического описания алмазов приблизительное содержание кристаллов ювелирного качества по количеству составляет 25 – 30 %. Полученные данные подтвердили алмазоносность кимберлитовой трубки, хотя и не имеющую в настоящее время практического значения. По опыту работ в различных алмазоносных регионах мира в пределах одного куста количество трубок составляет не менее 5 – 10 тел. При этом параметры алмазоносности даже близлежащих трубок, а соответственно их промышленный потенциал, могут значительно отличаться. На данном основании можно сделать вывод, что перспективы Ермаковской площади на обнаружение промышленно-алмазоносных кимберлитов остаются весьма высокими.

Кроме того, 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 обнаружено три кристалла алмаза и минералы-спутники «алмазной ассоциации», т.е. минералы, образовавшиеся при таком же давлении и температуре, что и алмаз. Все это значительно повышает перспективы указанных площадей.

В центре Кольского полуострова поисковые работы на алмазы ОАО «Центрально-Кольская экспедиция» проводит на Туломо-Териберской площади, расположенной между Мурманском и Оленегорском.

Поисковые работы на алмазы на всех вышеуказанных объектах проводятся за счет средств иностранных инвесторов (Everfor Diamonds PLC).

В 2006 году завершены региональные работы по оценке алмазоносности всей Мурманской области. В результате выделено несколько площадей, перспективных на выявление кимберлитовых (лампроитовых) источников алмазов. Работы выполнены за счет средств областного бюджета с участием компании «De Beers».

Российская компания АК «АЛРОСА» за счет собственных средств проводит поисковые работы на алмазы в юго-восточной и восточной частях Кольского полуострова 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 района и на Волчьих тундрах. Финансируют работы зарубежные инвесторы.

На проявлении платиноидов Вурчайвенч, которое находится южнее г. Мончегорска, работы ведутся за счет собственных средств компании «Норильский Никель».

В 2006 году завершены поиски металлов платиновой группы за счет средств федерального бюджета на юге Мурманской области на Ковдор-Зеленоборской площади. Хотя промышленных объектов и не выявлено, говорить о бесперспективности этой площади на платиноиды пока рано.

Разведочные и поисковые работы интенсивно ведутся рядом совместных предприятий на Федорово-Панских тундрах.

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

Мончегорскими гидрогеологами (ОАО «ЦКЭ») ведутся работы по оценке прогнозных ресурсов подземных вод для хозяйственно-питьевого водоснабжения г. Мончегорска в районе руч. Гирино, а также по мониторингу качественного состава вод в родниках Мурманской области.

Таким образом, перспективы Кольского края на наличие большого разнообразия полезных ископаемых с каждым годом укрепляются, что позволяет с оптимизмом смотреть в будущее жителям края и следующим поколениям Кольских геологов.

ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ В МОНЧЕГОРСКОМ РАЙОНЕ

В.С. Пустовойтов

ОАО «ЦКЭ», г. Мончегорск

За период с 1930 по 1938 год в Мончетундре, в окрестностях нынешнего г. Мончегорска были выявлены значительные запасы богатых жильных и бедных вкрапленных сульфидных медно-никелевых руд. Результаты разведки позволили Правительству уже в 1934 году принять решение о строительстве горнометаллургического комбината «Североникель», который 8 октября 1938 года дал первую плавку металлического никеля Мурманского Заполярья. При проектировании комбината снабжение металлургического завода предполагалось осуществлять рудой мончегорских месторождений: богатых руд «Ниттис-Кумужье»; вкрапленных бедных руд «пласта 330» Сопчи, уч-ка Нюд и других месторождений. До войны разрабатывались руды «Ниттис-Кумужье» и велись подготовительные работы на уч-ке Сопча. После войны работы велись только на «Ниттис-Кумужье».

В изучении руд Мончегорска принимали участие ряд выдающихся советских геологов, в числе которых ведущую роль играли академики А.Е. Ферсман, А.Г. Бетехтин, члены-корреспонденты Н.А. Елисеев и А.А. Амирасланов, доктор наук В.К. Котульский и др. Геологическое изучение Мончегорского района можно грубо разделить на несколько периодов.

Первый период – 1930 – 1937 гг. характеризуется общегеологическим изучением района, открытием медно-никелевых месторождений и рудопроявлений, предварительной их разведкой и оценкой, созданием новой горнорудной базы никелевой промышленности.

Первые находки медно-никелевых руд были сделаны в 1930 году геохимическим отрядом под руководством академика А.Е. Ферсмана в норитах западного склона горы Нюдауйвенч. Работа А.Е. Ферсмана, открывшего первые рудопроявления, была доведена до конца благодаря упорному труду многих известных геологов. В течение многих лет (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 медно-никелевых руд принадлежит академику А.Е. Ферсману, а создание горнорудной базы – В.К. Котульскому.

Второй период заканчивается в 1952 – 1953 гг. Он характеризуется детальным изучением месторождений и рудопроявлений приповерхностных руд и на относительно неглубоких горизонтах никеленосного плутона. В 1947 году под руководством профессора В. К. Котульского в институте «Гипроникель» проведена обработка всех геологических материалов по Монче-гундре. Результатом этой большой обобщающей работы явилась 8-томная монография «Монче-тундра и ее месторождения медно-никелевых руд». Здесь интересно отметить предсказания В.К. Котульского о возможности нахождения слепых сульфидных жил в массиве Сопчи, расположенных вдоль оси массива. В тоже время, работами этого этапа был сделан вывод об очень малой вероятности обнаружения новых медно-никелевых месторождений на небольших глубинах.

Третий период, заканчивающийся в 2001 году, характеризуется изучением глубинной структуры Мончеплутона и поисками глубинного оруденения. В результате данных работ доказано, что перспектива выявления промышленных руд в пределах Мончеплутона далеко не исчерпана. Так, буровыми работами установлено комплексное медно-никелевое с ЭПГ оруденение в осевой надмульдовой части подошвы массива НКТ, а также в юго-восточном ответвлении жильного поля от горы Ниттис к оз. Сопча. Кроме этого, при проведении глубинных геофизических исследований Мончегорского района в 2000 – 2003 гг. выявлен ряд глубинных аномалий в Островском массиве, в осевой части Мончетундровского массива, а также на восточном фланге этого массива, отождествляемые с залежами медно-никелевых руд.

Четвертый период, следующий за третьим и продолжающийся по настоящее время, характеризуется развитием поисковых работ на малосульфидные платинометалльные руды.

В последнее время одним из основных направлений геологических работ становятся поиски и разведка месторождений благородных металлов. Этому способствуют как находки малосульфидных платинометалльных руд в расслоенных массивах Мончегорского и Кировско-Апатитского районов, так и высокая стоимость этих металлов на мировом рынке.

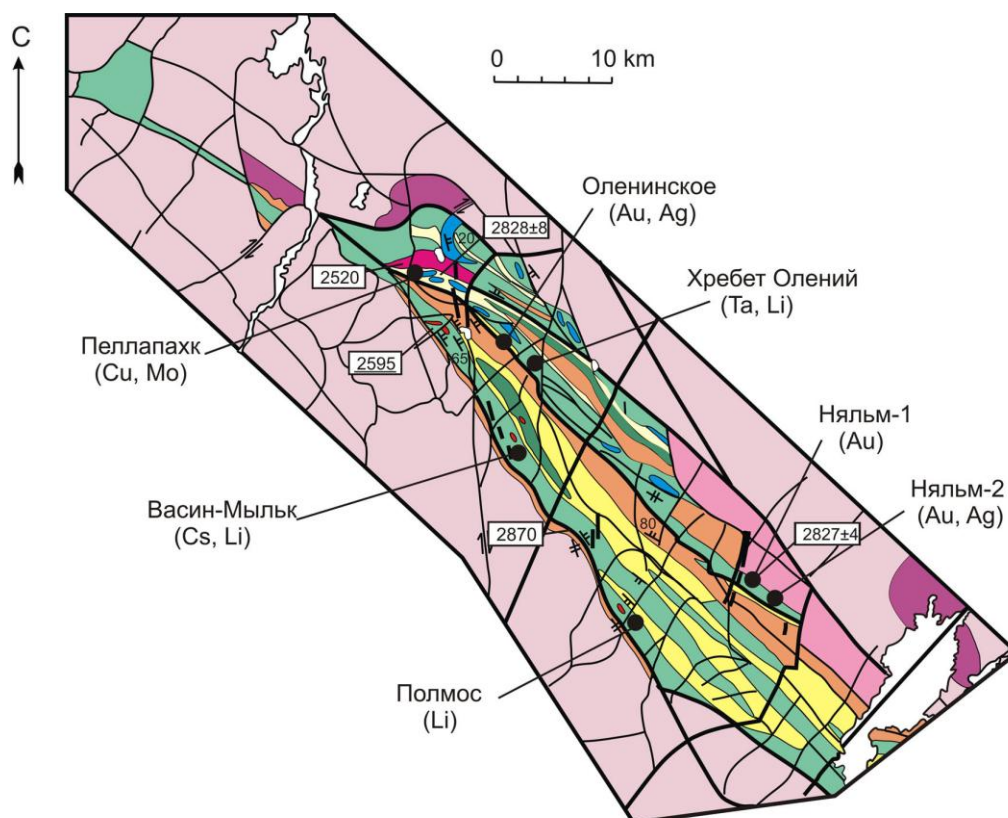
Одним из перспективных объектов для расширения региональной сырьевой базы являются проявления платинометалльных руд в массивах Умбареченского (Имандровского) интрузивного комплекса, Мончетундровского и Волчъетундровского массивов (есть находки ЭПГ и в Чунатундровском массиве), расположенных в центре исторически сложившегося горно-рудного района Мурманской области (гг. Мончегорск, Апатиты, Кировск) с развитой инфраструктурой и характеризующихся наибольшим ресурсным потенциалом.

В качестве объектов поисковых работ последнего времени были выбраны площади развития крупных массивов Имандровского интрузивного комплекса, включающая массивы г. Ягельная, Девичъетундровский и Островской массив (условно отнесенный к Имандровскому комплексу), Мончетундровский и Волчъетундровский массивы, в пределах которых и проводятся работы, нацеленные на поиски и предварительную оценку платинометалльного малосульфидного оруденения, а также на попутное изучение других типов руд: железо-титан-ванадиевых, хромовых, сульфидных медно-никелевых и др.

В этом году заканчивается поисковая стадия геологоразведочных работ на этих объектах и начинается оценка выявленных проявлений платинометалльных руд. На всех вышеперечисленных объектах выявлены довольно значительные содержания ЭПГ, качество и количество которых будет определено в ходе оценочных работ.

Резюмируя все вышеизложенное можно сделать вывод, что Мончегорский район обладает огромным рудным потенциалом. Отработанные на сегодняшний день приповерхностные медно-никелевые руды составляют лишь небольшую часть от потенциальных ресурсов более глубоких горизонтов. А, учитывая огромные суммарные ресурсы платинометалльных как сульфидных, так и малосульфидных руд, а также наличие в Мончегорском районе месторождений и проявлений хромовых, высокованадиевых титаномагнетитовых руд и других видов минерального сырья, Мончегорский район может играть ведущую роль в России в развитии горной промышленности.

ГЕОЛОГИЯ И ПЕТРОГРАФИЯ



СУБЩЕЛОЧНОЙ МАГМАТИЗМ КЕЙВСКОЙ СТРУКТУРЫ

В.Р. Ветрин

Геологический институт КНЦ РАН, Анапты, e-mail: vetrin@geoksc.apatity.ru

В центральной части Кольского полуострова расположена крупнейшая в мире неоархейская провинция щелочных гранитов и граносиенитов, площадь которой превышает 2500 км². Большой вклад в изучение щелочных гранитоидов сделан И.Д. Батиевой и И.Д. Бельковым, на протяжении ряда лет производивших изучение геологического строения и вещественного состава гранитоидов [1, 2]. По мнению этих исследователей происхождение щелочных гранитоидов было обусловлено процессами дифференциации исходной магмы толеитбазальтового состава, происходивших в условиях длительной тектонической стабилизации. Ими было показано, что эволюция апаитовых расплавов приводила к накоплению в породах летучих компонентов, а также ряда 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 составе которого выделяются нижний и верхний структурные яруса. Массивы щелочных гранитов прорывают породы нижнего структурного яруса, сложенного главным образом тоналитовыми гнейсо-гранитами и метавулканитами дацит-риолитового состава. Возраст массивов, определенный U-Pb методом по циркону, колеблется от 2674 ± 6 млн. лет (Западные Кейвы) до 2751 ± 41 млн. лет (Понойский массив, [3]). С щелочными гранитами пространственно ассоциируют породы основного состава, возраст которых определен в пределах 2740 – 2660 млн. лет [3, 4]. При изучении западной части Кейвской структуры нами установлено, что формированию щелочных гранитов предшествовало внедрение субщелочных расплавов среднего и кислого составов, и образование пород как субщелочного, так и щелочного составов происходило в пределах узкого возрастного интервала, не превышавшего ~ 10 млн. лет.

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

- амфибол-биотитовых латитов-кварцевых латитов-трахириодацитов,
- амфибол-биотитовых кварцевых монзонитов-кварцевых сиенитов-субщелочных гранитов,
- амфибол-биотитовых трахидацит-трахириодацит-риодацитов,
- пироксен-амфибол-биотитовых порфириовидных гранитов.

Первые два комплекса характеризуются близким составом магматических производных, связаны между собой постепенными переходами, имеют аналогичный возраст (латит- 2675 ± 9 млн. лет, кварцевый монзонит и кварцевый сиенит- 2672 ± 7 млн. лет), и образуют единую **латит-монзонит-гранитную вулканоплутоническую 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 равнозернистые или порфириовидные породы с аллотриоморфнозернистой, гранофировой, микроделеритовой структурами. В латитах вкрапленники образованы главным образом лейстами плагиоклаза, количество вкрапленников не превышает 15–20 %. В кварцевых латитах вкрапленники наряду с плагиоклазом представлены кварцем и калиевым полевым шпатом. Структуры пород интрузивной фации – монзонитовая, микропегматитовая, порфириовидная, осложненные процессами бластеза и перекристаллизации. Главные породообразующие минералы ассоциации – кварц, плагиоклаз (от 35 – 40% An в центре зерен до 25 – 27% An в краевых частях зерен), калинатровый полевой шпат (промежуточный ортоклаз), биотит (F=59 – 67), роговая обманка (ферроэдентит, F=60 – 71), иногда присутствует пироксен (диопсид, F=36 – 58). Акцессорные минералы – магнетит, ильменит, пирит, циркон, титанит, эпидот, апатит, алланит, гранат, гематит, молибденит и рутил. По содержанию кремнезема породы ассоциации варьируют в пределах 55 – 75 мас. %, и на диаграммах Харкера образуют непрерывные линейные тренды с четко проявленной обратной корреляцией между SiO₂ и TiO₂, FeO, CaO, MgO, P₂O₅, выдержанным содержанием глинозема (12 – 14% Al₂O₃) и увеличением концентраций Na₂O и K₂O по мере увеличения кремнекислотности. Указанные особенности состава свидетельствуют о происхождении пород из расплавов, образованных в процессе кристаллизационной дифференциации с обособлением амфибол (пироксен) – титанит – апатитовых реститов. Содержание кварца в кварц-ортоклаз-микропегматитовых срастаниях составляет 39-40%, что определяет величину давления воды при образовании пород интрузивной и эффузивной фаций как ≤ 0.5 кбар. Спектры распределения РЗЭ в породах эффузивной и интрузивной фаций имеют относительно пологий наклон ((La/Yb)_n = 6 – 12) и характеризуются отчетливо выраженной отрицательной европиевой аномалией (Eu/Eu* = 0.4-0.8), что приближает их к щелочным гранитам. По сравнению с континентальными латитами и кварцевыми латитами [5] породы латит-монзонит- гранитной ассоциации обогащены тяжелыми РЗЭ, и по концентрациям преобладающего количества редких элементов занимают промежуточное положение между составами континентальных латитов и щелочных гранитов.

Примечание: здесь и далее значения U-Pb возрастов цирконов по данным изучения на ионном микрозонде SHRIMP-II, г. Санкт-Петербург

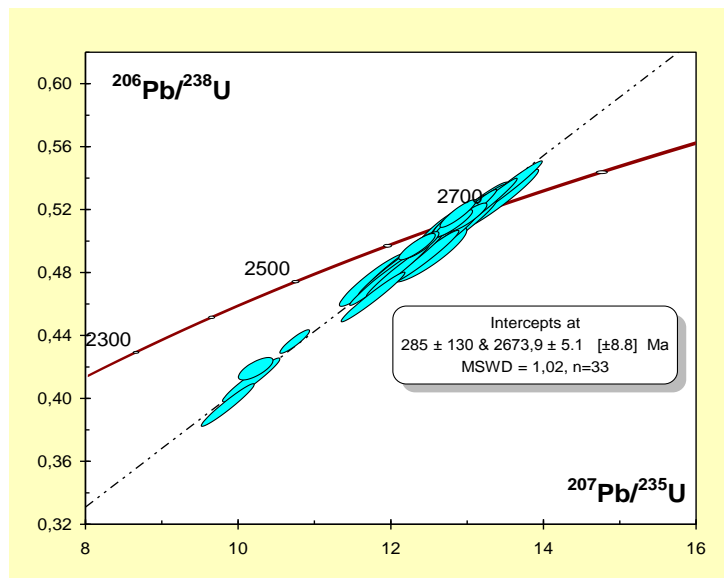


Рис. 1. Диаграмма с конкордией для циркона из пород латит-монзонит-гранитной ассоциации

Для рассматриваемых пород установлено существенное обогащение молибденом (до 22 ppm), чем было обусловлено появление в них акцессорного молибденита. Повышенные концентрации цинка (до 150 ppm) и кадмия (до 0.36 ppm), возможно, обусловлены наличием в породах акцессорного сфалерита.

Комплекс амфибол-биотитовых трахидацит-трахириодацит-риодацитов сложен метаэффузивными и субвулканическими породами повышенной или нормальной щелочности. Структуры пород порфиридные, часто с хорошо выраженным идиоморфизмом зерен плаггиоклаза, также аллотриоморфнозернистые, 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. Пластинки биотита образуют параллельные сростки с кристаллами амфибола или обособленные кристаллы, плеохроирующие в буровато-желтых тонах. Акцессорные минералы представлены титанитом, эпидотом, цирконом, апатитом, алланитом, молибденитом. Циркон образует светло-коричневые, бесцветные кристаллы цирконового типа, размер 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, темноцветных минералов. Возраст циркона определен в 2667 ± 8 млн. лет (рис. 2), что рассматривается как время магматической кристаллизации пород комплекса.

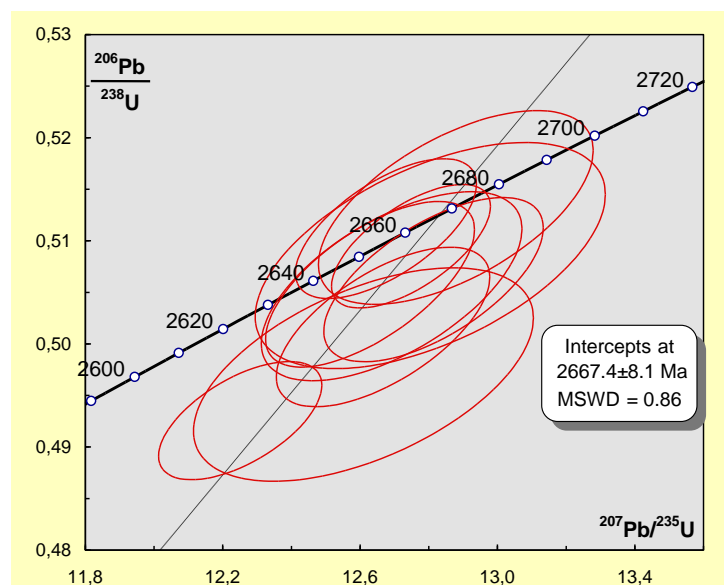


Рис. 2. Диаграмма с конкордией для циркона из амфибол-биотитовых трахидацит-трахириодацит-риодацитов,

На петрохимических диаграммах в координатах “ SiO_2 —породообразующий окисел” фигуративные точки гранитоидов образуют тренды, сходные с линиями эволюции составов пород латит-монзонит-гранитной ассоциации. Исключение составляет глинозем, количество которого уменьшается при увеличении

концентрации SiO_2 , что может свидетельствовать об участии плагиоклаза при образовании реститов в процессе кристаллизационной дифференциации исходного расплава.

Комплекс пироксен-амфибол-биотитовых порфиroidных гранитов представлен крупнозернистыми неравномернозернистыми породами, образующими трещинные интрузии площадью до 100 км^2 . Граниты состоят из порфиrowкрапленников микроклин-пертита, плагиоклаза, размер которых достигает $2 - 3 \text{ см}$ в длину, и главной массы породы кварц-полевошпатового состава, имеющей аллотриоморфнозернистую структуру. В межзерновых промежутках порфиrowкрапленников располагаются темноцветные минералы – биотит, амфибол, реже моноклинный пироксен, как правило образующие линзовидные скопления. К местам скопления темноцветных минералов приурочены кристаллы и зерна аксессуаров – циркона, сфена, рудного минерала, апатита. Кристаллы калиевого полевого шпата вкрапленников представлены крипторешетчатым микроклином-пертитом, количество пертитов обычно не менее 30%. Во внутренних частях кристаллов находятся включения зерен главной массы породы кварц-полевошпатового состава, пойкилитовые кристаллики амфибола. Пертиты часто имеют резко удлинненную форму и ориентированы субпараллельно, что может свидетельствовать о кристаллизации порфиrowкрапленников в векторном поле напряжений, обусловленном подъемом расплава. Зерна порфиrowкрапленников плагиоклаза по размерам всегда уступают кристаллам калиевого полевого шпата, часто находятся во внутренних частях последнего 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-зеленоватого 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 катодоллюминесцентных снимках отчетливо проявлена тонкая осцилляторная зональность. U-Pb возраст циркона составляет 2673 ± 10 млн. лет (рис. 3) и интерпретируется как возраст кристаллизации гранитов. На концентрационных диаграммах “ SiO_2 – породообразующий окисел” граниты рассматриваемого комплекса характеризуются особенностями состава, аналогичными породам комплекса амфибол-биотитовых кварцевых сиенитов-гранитов.

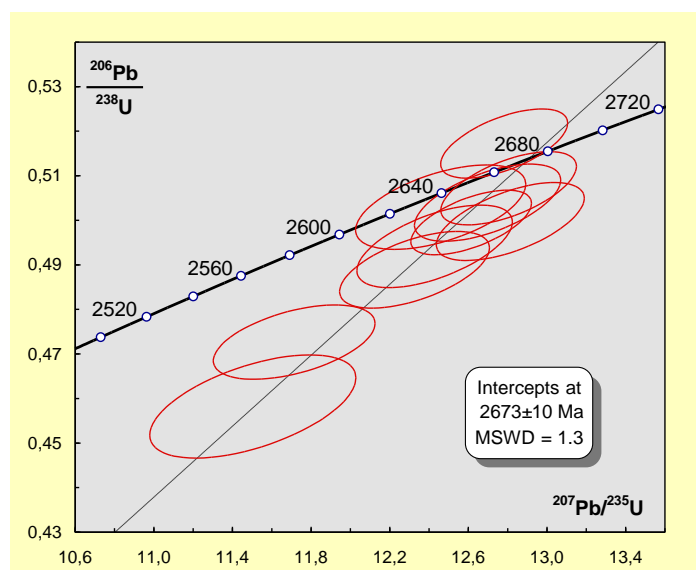


Рис. 3. Диаграмма с конкордией для циркона из пироксен-амфибол-биотитовых порфиroidных гранитов.

С целью сопоставления состава и возраста рассмотренных выше субщелочных пород со щелочными гранитами были изучены эгирин-арфведсонитовые граниты находящегося южнее массива Белые Тундры, площадь которого составляет около 240 км^2 [1]. Под микроскопом щелочные граниты характеризуется наличием вкрапленников пертитового калиевого полевого шпата и аллотриоморфнозернистой главной массы породы кварц-полевошпатового состава. Темноцветные минералы представлены роговой обманкой и эгирином, местами присутствует биотит. Роговая обманка – арфведсонит – плеохроирует от зеленовато-синего до желтоватого цветов, и образует крупные кристаллы длиной до 1 см , а также агрегаты кристаллов между порфиrowкрапленниками полевых шпатов. С темноцветными минералами ассоциируют зерна аксессуарных минералов – титанита, апатита, циркона, который образует бесцветные, розоватые кристаллы цирконового типа, h:l от 1:3 до 1:5, размер $0.2 - 0.05 \text{ мм}$, иногда с включениями темноцветных минералов. Кристаллы с зональностью осцилляторного типа, образованы гранями призмы $\{110\}$ и пирамиды $\{111\}$, и морфологически сходны с цирконами из рассмотренных выше субщелочных пород. U-Pb возраст циркона определен в 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 массива Западные 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 процессе внутрикоровой дифференциации магм, исходных для комплексов субщелочных пород.

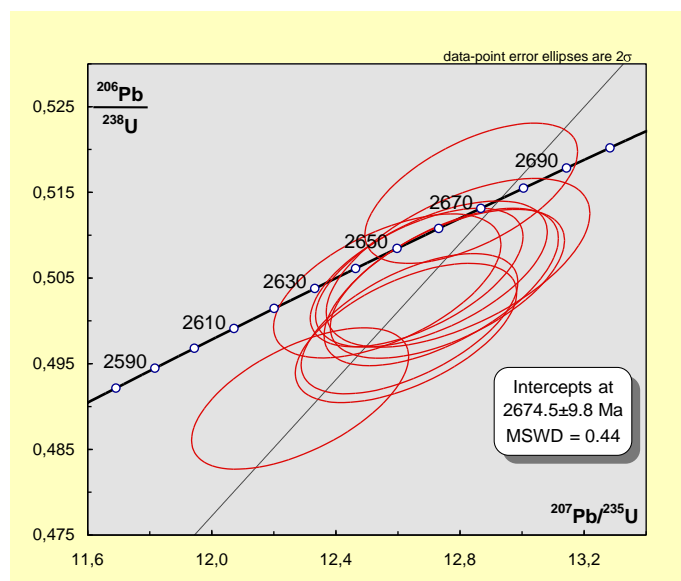


Рис.4. Диаграмма с конкордией для циркона из щелочного гранита массива Белые Тундры

Таким образом, время образования латит-монцит-гранитной ассоциации определено в 2674 ± 5 млн. лет, комплекса амфибол-биотитовых трахидацит-трахириодацит-риодацитов – в 2667 ± 8 млн. лет, комплекса пироксен-амфибол-биотитовых порфировидных гранитов – в 2673 ± 10 , и возраст щелочных гранитов массива Белые Тундры составляет 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, составляющую около 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, конечным 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, что 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, габброноритами – создавались благоприятные условия для процессов кристаллизационной дифференциации, приводивших в конечном итоге к формированию щелочных гранитов.

Грант РФФИ 07-05-00100, госконтракт № АЛ-02-06/32, программа № 4 приоритетных исследований ОНЗ РАН.

Список литература

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 полуостров) // Геохимия. 1999. № 11. С. 1178 – 1190.
5. Таусон Л.В. и др. Геохимия мезозойских латитов Забайкалья. Новосибирск: Наука, 1984. 215с.

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

Р.М. Галимзянова

Геологический институт КНЦ РАН, Ananuty, 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 возрастом 2.4–2.5 и 2.0 млрд. лет. Интрузивные тела 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 многочисленные малые тела того же состава (друзиты). Для этой группы тел типичны крупные размеры, широкий от магнезиальных до железистого спектр составов дифференциатов и платинометалльная минерализация. Интрузии второй группы меньших размеров, наиболее типичные для Печенгской структуры (габбро-верлиты), гранулитового пояса (лерцолит-вебстерит-габбронориты), характеризуются малыми размерами, невысокой степенью дифференциации и преимущественно 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 км (Песчаноозерская) до 35 км (Ондомозерская). Здесь также представлены две группы тел: предположительно сумий - габбро и пироксениты (кукшинский комплекс); сариолий-людиковый - перидотит-пироксениты (массив Подземельный, Фомкин). Для Ондомозерского, Песчаноозерского и Пялочноозерского массивов, раннее относимых к сумию, установлен возраст 1.9 млрд. лет, как и для интрузивов печенгской структуры. Вместе с тем, в данных массивах не выявлены существенные концентрации Ni, что предполагает поиск критериев для целей петрохимической типизации интрузивов одного и того же возраста Терского блока. В данной работе с этой целью приведены результаты сопоставления петрохимических характеристик пород Ондомозерского и Пялочноозерского массивов и эталонных интрузивов раннего протерозоя Кольского региона.

Ондомозерский комплекс расположен в центральной части Терского блока, где протягивается на расстояние до 18 км при ширине 8 км и в целом полого от 5° до 45° погружается на ЮЗ. Дифференцированная его серия представлена оливинowymi габбро (450 м) и кварцевыми габброноритами двух фаз внедрения. Оливиновые габбро содержат прослой от 3 – 45 см до 10 м анортозитов, 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 оливинном, пироксеном и магнетитом: внутренняя паргасситовая (f[#] = 21.1 – 23.6 %), внешняя – плеонаст-паргасситовая. 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 (Orx₃₉), 9.9 – 26.5% клинопироксена (Crx₂₆) и 55.5 – 74.1% лабрадора (57% An), биотит, кварц, ильменит и апатит. Суммарное содержание кислой компоненты (Qtz, Zrn, Vt, Ap) в области кровли массива возрастает до 24.6%, и состав пород отвечает здесь уже габбро и, затем - диоритам. На площади интрузива выявлены колчеданное 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 эндербитов и гранулитов. В структурном плане блок гранулитов в виде СВ ассиметричного тела протяженностью 16 км и шириною от 1 до 6 км полого (5 – 30°) надвинут на гнейсы позднего архея и тектонически нарушен без сохранения первичных контактов всех пород. В целом в разрезе интрузива (снизу вверх) сменяются плагиолерцолиты, оливиновые плагио вебстериты (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 аксессуарные алюмошпинель (7.7% Cr₂O₃, 0.3% NiO), плеонаст (1.9% Cr₂O₃, 0.3% NiO) и пирротин (0.3% NiO). В вебстеритах присутствует также ильменит и бурый гадингсит (2.5% TiO₂, 0.6% Cr₂O₃), габброноритах - 40 – 45% лабрадора (54.3 – 61.6% An), орто- (Orx₃₂) и клино (Crx₂₂) пироксены, 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 окисных минералов. Все породы претерпели метаморфизм в условиях гранулитовой, гранат-амфиболитовой и амфиболитовой фаций.

Минералогические критерии выбора сходных исследованным интрузивам пород формаций Кольского региона основаны на характеристиках минерального состава 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, Плотиций и Юнгес гранулитового пояса, печенгского и нясюкского комплексов.

Результаты сопоставления представлены 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. При чем Ондомозерский и Пялочноозерский массивы при отмеченных выше минералогических особенностях образуют совместно с массивами гранулитового пояса единое поле составов, промежуточное между характеристиками расслоенных интрузивов сумия и интрузиями печенгского типа.

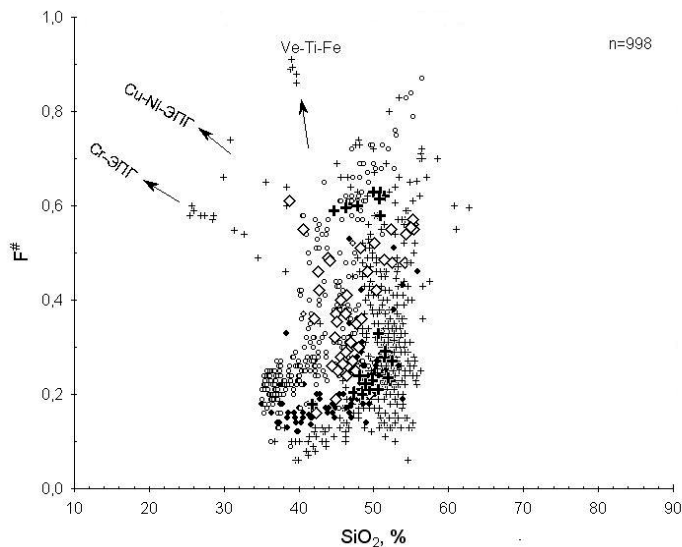


Рис.1. График соотношений SiO₂ - Fe[#] в породах основных массивов Терского блока и типовых интрузивных комплексов раннего протерозоя Кольского региона.

Массивы: 1 – Ондомозерский; 2 – Пялочноозерский; 3 – Беломорского подвижного пояса (Застейд, Суэнлагаш, Юнгес, Плотичий, Фомкин ручей, стрельнинский комплекс); 4 – Печенгской структуры (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)

В целом Ондомозерский и Пялочноозерский интрузивы с учетом наличия в минеральном составе магматического титанистого амфибола сходны массивам габбро-лерцолит-вебстеритовой формации Плотичий, Застейд, Суэнлагаш и Юнгес Лапландско-Кольского гранулитового пояса, а также массивам участка Фомкин ручей западной части Терского блока. Sm-Nd возраст массива Суэнлагаш этой группы равен 1.89 млн. лет [6].

На диаграммах F[#]-SiO₂ и K_{hy}-Sum_{Fsp} фигуративные точки пород массивов закономерно наращивают оливин-клинопироксеновый тренд дифференциации. Для данной группы характерны невысокие значения пироксенового модуля K_{hy} в отличие от расслоенных интрузивов. Породы относятся к оливин- и кварцнормативным магматитам настового уклана, 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, согласно [2]. Вместе с тем Ондомозерский интрузив в отличие от Пялочноозерского по степени насыщения кремнеземом близок к породам печенгского комплекса (рис.1, рис. 3), что с учетом существенных различий концентраций титана и никеля не позволяет ставить данные интрузивы в один петрохимический ряд. Заметно повышенные концентрации хрома в оксидах и силикатах Пялочноозерского интрузива в отличие от Ондомозерского массива, близки параметрам габбро-пироксенитов стрельнинского комплекса, широко представленного на площади Терского блока.

Все это в совокупности указывает на существенные химические и металлогенетические различия интрузивов Терского блока, обусловленные, по-видимому, особенностями эволюции мантийных магм на уровне глубинных очагов в период 1.9 млрд. лет. Приведенные петрохимические данные позволяют исследованные интрузивы отнести к членам габбро-лерцолит-вебстеритовой (Ондомозерский) и габбро-пироксенитовой стрельнинской (Пялочноозерский) формациям среднего-позднего карелия. По мнению многих исследователей, данный период знаменует

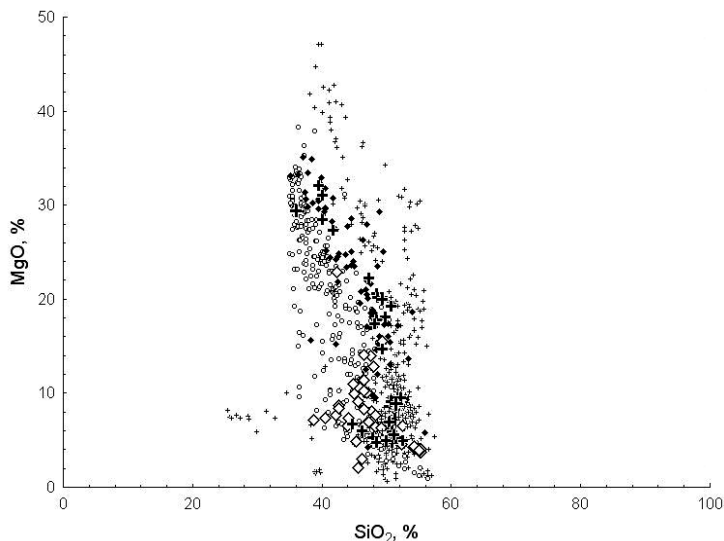


Рис. 2. График соотношений SiO₂-MgO (%) для интрузивных комплексов раннего протерозоя Кольского региона (количество проб – 998).

Условные знаки см. на рис.1.

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. 3. График соотношений $F^\#$ - TiO_2 (%) для интрузивных комплексов раннего протерозоя Кольского региона (количество проб – 998).

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

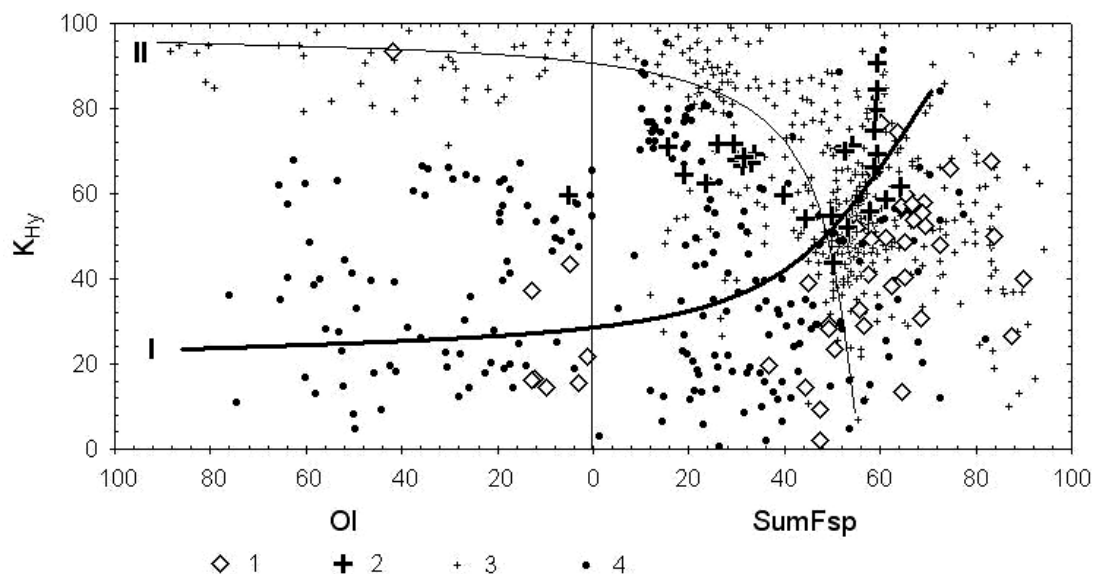
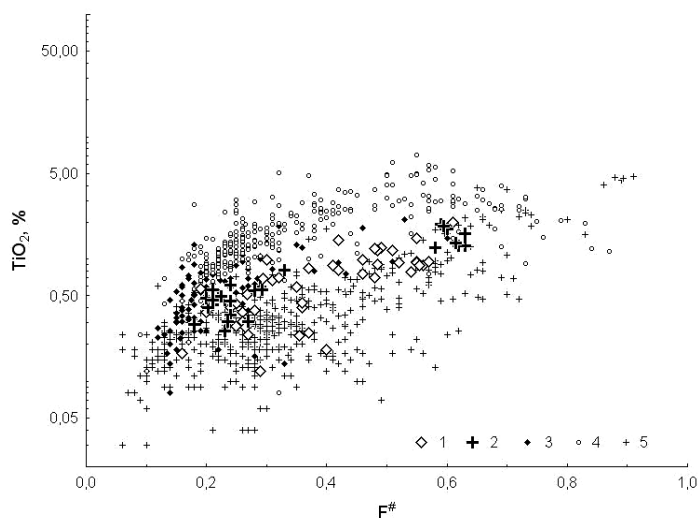


Рис.4. Диаграмма соотношений минеральных коэффициентов (K_{Hy}) – OI – $SumFsp$ (по Дубровский, 1998) для интрузивов раннего протерозоя Кольского региона.

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

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 никелености раннепротерозойского (сумийского) гипербазит-базитового магматизма Кольского полуострова // Никеленость базит-гипербазитовых комплексов Карело-Кольского региона. – Апатиты: Изд. КФАН СССР. 1988. С. 11 – 14.
3. Радченко А.Т., Балаганский В.В., Басалаев А.А., Беляев О.А., Пожиленко В.И., Радченко М.К. Объяснительная записка для Геологического карте северо-восточной части Балтийского щита М 1:500 000. –Апатиты: Изд. КФАН 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, изд-во КФАН СССР, Апатиты, 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. 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, Апатиты

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 останцов:

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

Дальнейшие исследования подкрепили эти следствия 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 минерагении 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 исследователи из различных организаций. 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 пенепленизированной поверхности Балтийского щита в мезозое, и более молодую площадную гидрослюдистую, образовавшуюся в неогене при педипланиации. По его представлению линейная кора представляет собой корни площадной каолиновой коры выветривания, некогда покрывавшей значительную часть пенепленизированной поверхности Балтийского щита. В верхней зоне этой коры при ее образовании разрушались все неустойчивые и промежуточные по устойчивости к агентам химического выветривания минералы, такие как биотит, амфиболы, пироксены, полевые шпаты и другие, а синтезировался главным образом каолинит. Не претерпевали изменений минералы устойчивые: кварц, магнетит, ильменит, лейкоксен и ряд других. На большей части территории бывшего СССР мезозойский пенеплен 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 100м до 2.5км, а ширина от нескольких метров до первых сотен метров. Их мощность изменяется обычно от 2 до 30м. По предварительным данным запасы каолина в отдельной залежи не превышают 5 миллионов тонн [6]. Наиболее крупные месторождения обнаружены в северных предгорьях Ловозерских тундр и на Прихлебинской равнине к югу от Хибинского горного массива; мелкие известны в районе Больших и Малых Кейв, сланцев серии имандра-варзуга, на восточном склоне горы Озерная варака, массивах Африканда, Вуориярви и других [3]. Они большей частью приурочены к зонам дизъюнктивных дислокаций. В последние годы установлена перспективность на каолины Федорово-Панского расслоенного комплекса в центральной части Кольского полуострова [7]. Элювиальные каолины Кольского региона характеризуются высоким содержанием красящих оксидов, особенно железа, вследствие чего не могут быть использованы при производстве бумаги. Результаты технологических исследований показали, что каолины 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, что и каолиновая, 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 около 100 м. Преобладающим минералом в линейных корах является сунгулит. Продукты сунгулитового выветривания, как и каолинового, характеризуются высокими содержаниями оксида железа (около 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. Однако только в юго-западной части Ковдорского массива выявлено месторождение с небольшими запасами P_2O_5 . По данным Ковдорской геологоразведочной партии апатито-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 залегают в карстовых воронках; рудоносные жилы в зонах тектонических нарушений прослеживаются до глубины порядка 200м.

Неогеновая кора выветривания гидрослюдистого типа развита на невысоких водораздельных пространствах, 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 региона на склонах холмов и в предгорьях обнаружены делювиальные и делювиально-пролювиальные отложения, сходные с нею по составу. Эта кора выветривания сохранилась в виде останцов, площадь которых достигает десятков (до сотен) квадратных километров; мощность изменяется от 5 до 20м, увеличиваясь на породах ультраосновных-щелочных массивов до 50м и более. Останцы неогеновой коры повсеместно представлены песчано-дресвянистыми, реже глинисто-песчаными продуктами среди которых имеются округлые останцы менее измененных или измененных только с периферии исходных пород. Они обнаружены на породах почти всех щелочно-ультраосновных и щелочных массивов Кольского полуострова. По составу останцы обычно мало отличаются от материнских пород, но бывают и исключения. Так, на карбонатитовом штоке массива Салланлатва развита залежь железоксидных охр. Её размеры в плане – 0.5 x 0.7км при мощности 3 – 32 м. Залежь состоит из лимонита и гётита (41 %), барита (23.8 %), гематита, магнетита (4.6 %), а также псиломелана, пиролюзита, гидрослюды, хлорита и карбонатов.

Останцы неогеновой коры выветривания щелочных пород Ловозерского плутона широко развиты на северных склонах образованного плутоном горного сооружения (Ловозерских тундр). Площадь их распространения точно не установлена; мощность в отдельных скважинах достигает 17м. Зона выветривания пород представлена глинисто-дресвяным материалом. Глинистые продукты выветривания – метагаллуазит, гидраргиллит и гетит – присутствуют в небольших количествах. Содержание их возрастает вверх по разрезу. К коре выветривания гидрослюдистого типа пород 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 пределах субширотной полосы. Ось этой полосы на западе близка к 68° с.ш.; в Мурманской области по мере продвижения в восточном направлении она всё более отклоняется к югу. Ширина полосы, достигающая у границы Финляндии с Норвегией 160км, постепенно уменьшается в восточном направлении. В районе Ловозерских тундр и среднего течения р. Поной она составляет около 60км. Севернее останцы гидрослюдистой коры выветривания встречаются крайне редко; южнее останцы обнаруживаются несколько чаще, чем на севере региона, но тоже редки и характеризуются малыми мощностями. Упомянутая полоса совпадает с областью миграции ледоразделов ледниковых покровов четвертичного времени – областью, 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, по меньшей мере, одним из основных источников обломочного материала ледниковых отложений всего рассматриваемого региона являлась гидрослюдистая кора выветривания [8]. Сделанный вывод правомерно распространить практически на весь покров терригенных антропогенных отложений, поскольку морские, озерные и речные отложения формировались в ходе переработки, в основном, образований ледникового парагенетического ряда. Естественно предположить, что наиболее выветрелый материал сносился и отлагался в периоды ранних антропогенных оледенений и что именно этим, а не воздействием наложенных процессов, как принято считать, объясняется характерная для ледниковых отложений закономерность, заключающаяся в большей выветрелости древних морен, сравнительно с молодыми. К покрову четвертичных отложений в регионе приурочены месторождения песка, песчано-гравийных смесей, легкоплавких 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 полуострове 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. Этот плутон образует низкоротный островной массив (Ловозерские тундры) с платообразной поверхностью, возвышающийся над окружающей равниной на 500 – 950 м. На его склонах практически по всему периметру обнажаются породы дифференцированного или лопаритоносного комплекса и комплекса эвдиалитовых люавритов со сравнительно высоким средним содержанием лопарита. Однако россыпное месторождение этого минерала обнаружено лишь у северных предгорий массива, в связи с тем, что на его северных склонах

¹ Краткая характеристика этих россыпей приведена в специальной работе автора [11]. В ней же проанализированы факторы, обусловившие бедность рыхлого покрова Кольского региона россыпями

сохранились остатки миоцен-плиоценовой коры выветривания нефелиновых сиенитов, обогащенной лопаритом. Континентальные россыпи, образовавшиеся только за счет продуктов механической дезинтеграции пород указанных выше комплексов плутона, установлены во внутригорной котловине, у восточных и южных склонов Ловозерских тундр. Они не имеют практического значения в связи с низким средним 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, а во второй, включающий несколько эпизодов (периоды позднеледниковья московского оледенения, микулинского межледниковья и, вероятно, часть валдайского оледенения), в переотложении продуктов выветривания, помимо указанных агентов, принимали участие также водные потоки, горные ледники и их талые воды. Образовавшаяся полигенетическая продуктивная толща залегает под отложениями валдайского оледенения, мощность которых обычно составляет от 1 до 5 м, редко достигая 10 – 12 м. В ее разрезе чередуются горизонты слабо отсортированных более или менее промьгтых валунно-галечных песков и валунно-галечных 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 $3.5 - 5.5 \text{ г/см}^3$ (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 ($>12 \text{ г/см}^3$) 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 материнского источника, частично обязанной неогеновому выветриванию 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. Эту работу выполнил автор [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 к настоящему времени представлениям о формировании основных морен. Однако базируется оно главным образом на качественных данных. Правда, достаточно корректные попытки определения содержаний указанных составных частей морен предпринимались неоднократно, но только в гравийной, галечной и валунной фракциях. Что же 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, и результаты исследования какой-либо одной фракции нельзя распространять на всю породу.

Как известно, 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 эрратических 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 государств Прибалтики и Белоруссии, по данным А.И. Гайгаласа, И.Я. Даниланса, 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 участия 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. Дело в том, что 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 основном 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 мелкопесчаном – 0.8, в крупноалевритовом – 1.9 и мелкоалевритовом – 3.2 % [15]. Минимальные значения в мелкопесчаном 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, а 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 - минералов, которые наиболее характерны 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 же 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, как отмечалось, 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 процентах от веса пробы морены Русской плиты; a_i - содержание неустойчивых минералов, в процентах от веса класса крупности i морены Русской плиты; A_i - среднее содержание неустойчивых минералов, в процентах 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, как отмечалось, 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, а 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 слагают магматические и метаморфические образования, 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 процесса 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

Пионерные 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 и без того богатый фонд месторождений Кольского региона, который, тем не менее, продолжает пополняться до сих пор.

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.: Изд-во 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., 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 полуострова // Вестн. Воронеж. ун-та. Сер. Геология. – 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 полуострова// Вопросы геоморфологии и геологии осадочного покрова Кольского полуострова. - Апатиты, 1960. – Вып. 1. - С. 5 – 31.
10. Евзеров В.Я. Геология и минерагения четвертичных отложений северо-восточной части Балтийского щита: автореф. дис... д-ра геол.-мин. наук. – 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 // Известия АН СССР, сер. геогр. – 1987. № 2. С. 62 – 66.
14. Евзеров В.Я. Состав морен скандинавских ледниковых покровов (источники первичного материала и механизм образования) // Коря выветривания и гипергенные полезные ископаемые восточной части Балтийского щита. - Апатиты, 1983. - С. 84 – 103.
15. Раукас А.В. Плейстоценовые отложения Эстонской ССР. Таллин: Валгус, 1978. – 310 с.
16. Климашausкас А.Ю. О возможности применения минералогических данных для стратиграфического расчленения четвертичной толщи.//Вопросы геологии и палеогеографии четвертичного периода Литвы. Вып. 5. (Тр. Ин-та геологии (Вильнюс)). 1967. С. 41 – 50.
17. Савваитов А.С. О составе мелкозема моренных отложений в бассейне р. Салаца.//Вопросы четвертичной геологии. Вып. 1. (Тр. Ин-та геологии АН Латвийской ССР). 1962. Т. 8. 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, 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, посвященная проблеме “редкометальной рудоносности” гранитоидов. Одной из главных задач является выявление факторов, приведших в одном случае к образованию рудоносных гранитов, в другом – безрудных.

На Урале, как и в других складчатых поясах, известен ряд гранитных интрузий с проявленной в разной степени редкометальной минерализацией. Традиционно он выделялся в самостоятельный комплекс лейкогранитов, формирование которого завершает гранитоидный магматизм региона [1]. Кременкульский массив (Южный. Урал) является одним из представителей объектов с W-Мо специализацией.

Кременкульский массив расположен в пределах южного сегмента Восточно – Уральское 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 западной его 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.

Рудопоявление, представленное пятнообразными скоплениями мелкочешуйчатого молибденита на стенках трещин, в зальбандах кварцевых прожилков и вкрапленностью в гранитах, приурочено к зонам трещиноватости, окварцевания и грейзенизации. Кроме молибдена и вольфрама, в этих зонах установлены повышенные концентрации лития, рубидия, урана, бериллия. Пространственно с ними связаны золото - кварцевые жилы. Ореолы повышенных содержаний молибдена приурочены к центральной, вскрытой эрозионным срезом, части массива, а вольфрама - смещены от первых в СЗ направлении, где приурочены к сохранившейся кровле массива. [4; 8].

Граниты Кременкульского массива являются, по существующим на настоящий момент времени 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-Ar 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, порфиоровидная, обусловленная присутствием порфиоровидных 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-микропертит – около 30%; биотит – не более 3%. Акцессорные минералы представлены магнетитом, образующим зерна неправильной формы, апатитом, цирконом, ортитом, флюоритом, пиритом; местами, по данным [2] встречается монацит. По условиям формирования кременкульские граниты относятся к мезоабиссальному уровню.

По химическому составу они отвечают субщелочным лейкогранитам известково-щелочного ряда. В сравнении с наиболее изученными редкометальными гранитами Восточного 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 редкометальными гранитами наблюдаются при анализе распределения редких и редкоземельных элементов. Кривая распределения 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 обладают сходством 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]. Положение точек кременкульских гранитов располагаются в интервале от 27 до 24 (рис. 2), что укладывается в область редкометальных 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, располагаясь ближе к ориентировочной границе с безрудными (рис. 3).

Важная особенность массивов редкометальных гранитов – появление в них литий - фтористых 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. Грабежеевым описаны жильные мелкозернистые аплитовидные граниты с высоким содержанием (г/т, средние цифры) фтора - 3900, рубидия - 470, лития - 49, цезия - 25, бериллия - 10, ниобия - 103, олова - 14, молибдена - 21 [2], которые, вероятно, являются аналогами гранитов литий-фтористых фаций типичных редкометалльных массивов.

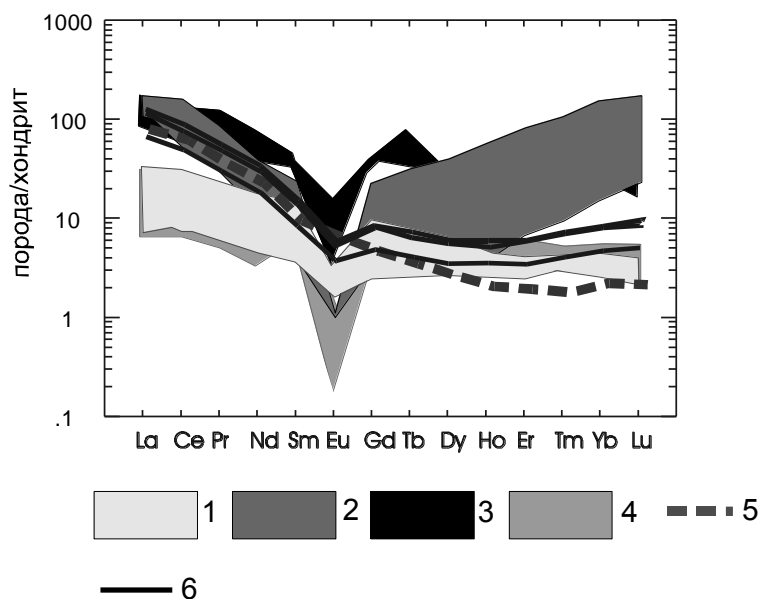


Рис.1 Хондрит-нормированное распределение РЗЭ в редкометалльных гранитах.

Условные обозначения: 1 – граниты Центрального массива Франции [14]; 2 – граниты Лосевского массива (Казахстан); 3 – граниты Монголии [7]; 4 – граниты Германии [13]; 5 – граниты Мальшевского массива (Ср. Урал) [10]; 6 – граниты Кременкульского массива.

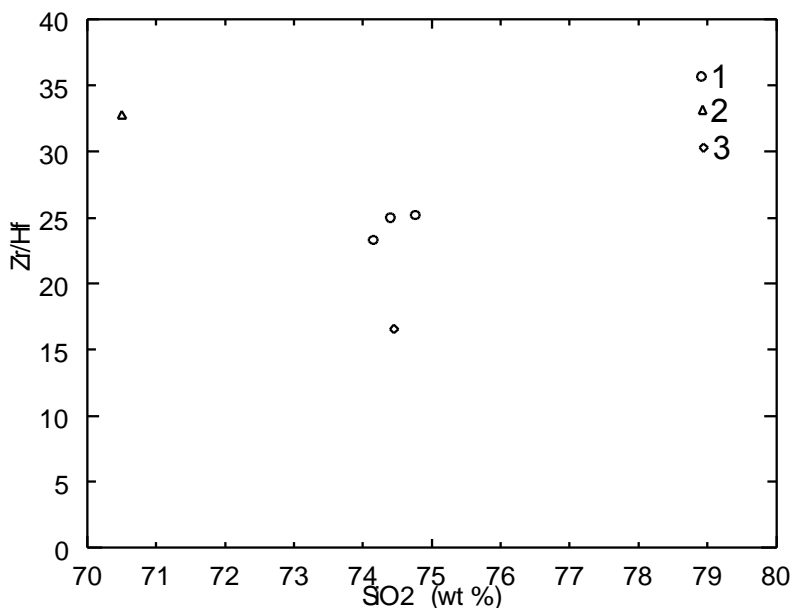


Рис.2. Диаграмма Zr/Hf – отношения для редкометалльных гранитов.

Условные обозначения: 1 - граниты Кременкульского массива; 2 – граниты Мальшевского 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 это значение 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, указывающее на влияние «недостаточность» коровой составляющей при формировании кременкульских гранитов.

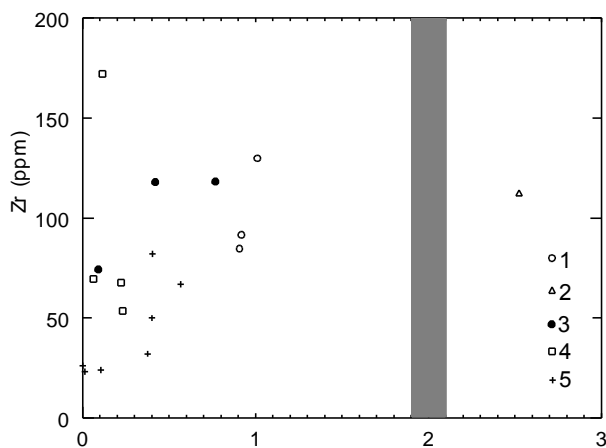


Рис.3. Диаграмма Zr–Ba/Rb – отношения для редкометалльных гранитов.

Условные обозначения: 1 – граниты Кременкульского массива; 2 – граниты Малышевского массива (Ср. Урал); 3 – граниты Орловского массива (В. Забайкалье) [3]; 4 – граниты Прибайкалья [3]; 5 – граниты Центрального массива Франции [14]. Темная линия – ориентировочная граница поля редкометалльных гранитов [7].

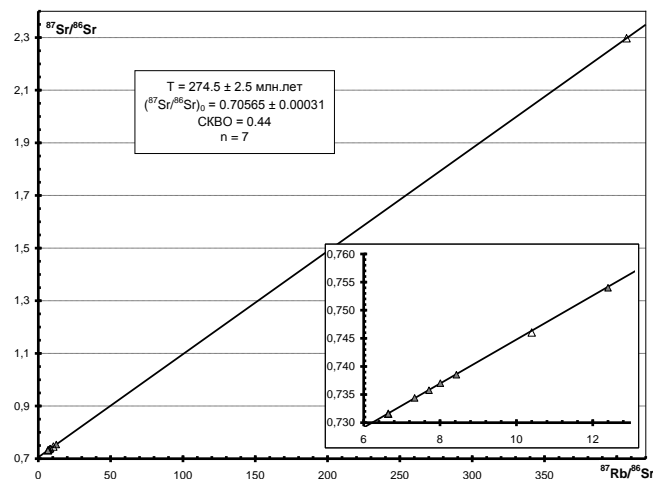


Рис. 4. Rb-Sr изохрона для гранитов Кременкульского массива.

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

Условные обозначения: серые треугольники – валовые составы гранитов, прозрачные – составы минералов (КПШ и биотит).

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

Список литературы

1. Грабежьев А.И., Кузнецов Н.С., Пужаков Б.А. Рудно-метасоматическая зональность медно-порфировой колонны натриевого типа (парагонитсодержащие ореолы, Урал). Екатеринбург: Изд. УГГГА. 1998. 172 с.
2. Грабежьев А.И., Чащухина 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, Фонд акад. В.И.Смирнова, 2004. С. 105 – 192.
4. Золов К.К., Левин В.Я., Мормиль С.И., Шардакова Г.Ю. Минерагения и месторождения редких металлов, молибдена, вольфрама Урала. Екатеринбург: МПР РФ, ГУПР по Свердловской обл., ИГТ УрО РАН, ОАО УГСЭ, 2004. 336 с.
5. Коваленко В.И. Петрология и геохимия редкометалльных гранитоидов. Новосибирск: Наука, 1977. 207 с.
6. Коваленко В.И., Костицын Ю.А., Ярмолюк В.В., Будников С.В., Ковач В.П., Котов А.Б., Сальникова Е.Б., Антипин В.С. 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 // Новосибирск: Изд-во СО РАН НИЦ ОИ ГТМ, 1998. 492 с.
8. Кузнецов Н.С. (отв. исп.). Отчет о геологической съемке и геологическом доизучении масштаба 1:200000 листа N-41-VIII (новая серия). Челябинская площадь. Челябинск, 1999. 2кн. 360 с.
9. Ляхович В.В. Факторы рудогенерирующей способности гранитоидов // Москва: Наука, 1983. 256 с.
10. Морозова А.В. Геохимия гранитов Среднего и Южного 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. Ж-л «Литосфера». №1. 2001. 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 // Chemical Geology (Isotope Geoscience Section). 125.1995. P. 249 – 270.
- Williamson B.J., Shaw A., Thirlwall M.F. Geochemical constraint on the genesis of Hercynian two-mica leucogranites from the Massif Central, France // Chemical Geology. 127. 1996. 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, Анатумы, 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 первых сотен метров, в отдельных случаях до километра.

Существуют различные точки зрения на происхождение таких 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 юго-запад, образуя открытые складки. Среди плагиогранитов отмечаются «теневые» участки реликтовых пород, по составу отвечающим диоритам, а также мелкие и крупные тела пород основного состава, имеющие размеры от 2 см до 30 м в поперечнике и сложенные темно-зелеными мономинеральными амфиболитами, полевошпатовыми амфиболитами, метапироксенитами и метагабброноритами.

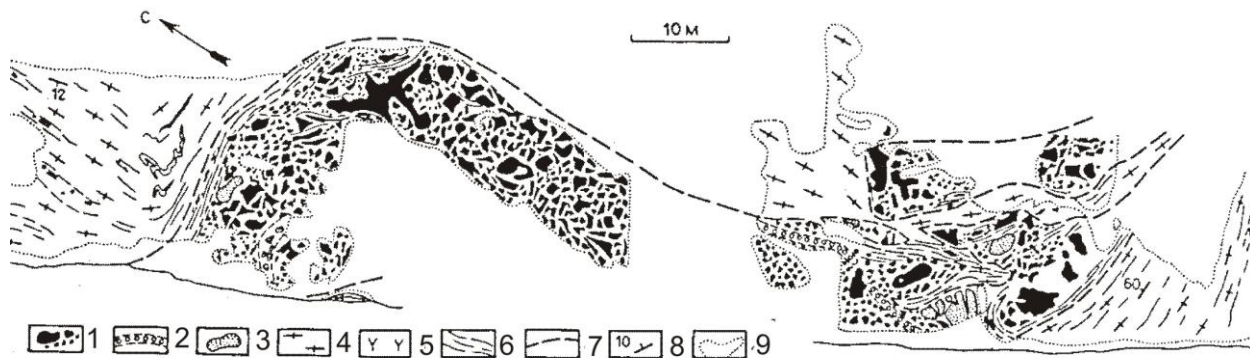


Рис. 1. Схематическая геологическая карта детального участка

1 – ксенолиты метапироксенитов (мономинеральных амфиболитов); 2 – дайкоподобное тело (прослеженное по ксенолитам) м/з полевошпатовых амфиболитов; 3 – ксенолиты метагабброидов (полевошпатовые амфиболиты); 4 – плагиограниты; 5 – метадиориты; 6 – зоны расланцевания; 7 – границы между разновидностями пород; 8 – элементы залегания; 9 – контуры обнажений.

На карте детального участка отчетливо видно, что большое количество угловатых обломков в плане представляют собой достаточно крупное единое изогнутое согласно с полосчатостью линзовидное тело. Обломки в краевой части тела расланцованы, имеют нечеткие контакты с плагиогранитами за счет ассимиляции и амфиболизации с образованием диоритов гибридного состава. Промежутки между обломками в краевой части тела выполнены расланцованными плагиогранитами, которые смяты в изоклинные складки (рис. 2А, 2Г). В центральной части этого тела отмечаются как отдельные деформированные обломки, так и массивные участки, в которых происходило фрагментирование с образованием линзовидных ячеек, промежутки между которыми заполнены пегматоидным материалом (рис. 2Б). В зонах расланцевания 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 метабазитов, представленных мономинеральными и полевошпатовыми амфиболитами присутствуют и вне крупного тела. Обломки иногда испытывали вращение и часто развернуты под 45° к полосчатости. Около обломков отмечаются асимметричные, вытянутые по сланцеватости, линзовидные участки с преобладанием темноцветного минерала рис. 2 Д). Граница округлых обломков метабазитов 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 «теневые» участки (рис. 2 Е, правый нижн. угол). Мелкие обломки хотя и разобщены, но, в целом, располагаются в пределах полос, обогащенных ими.

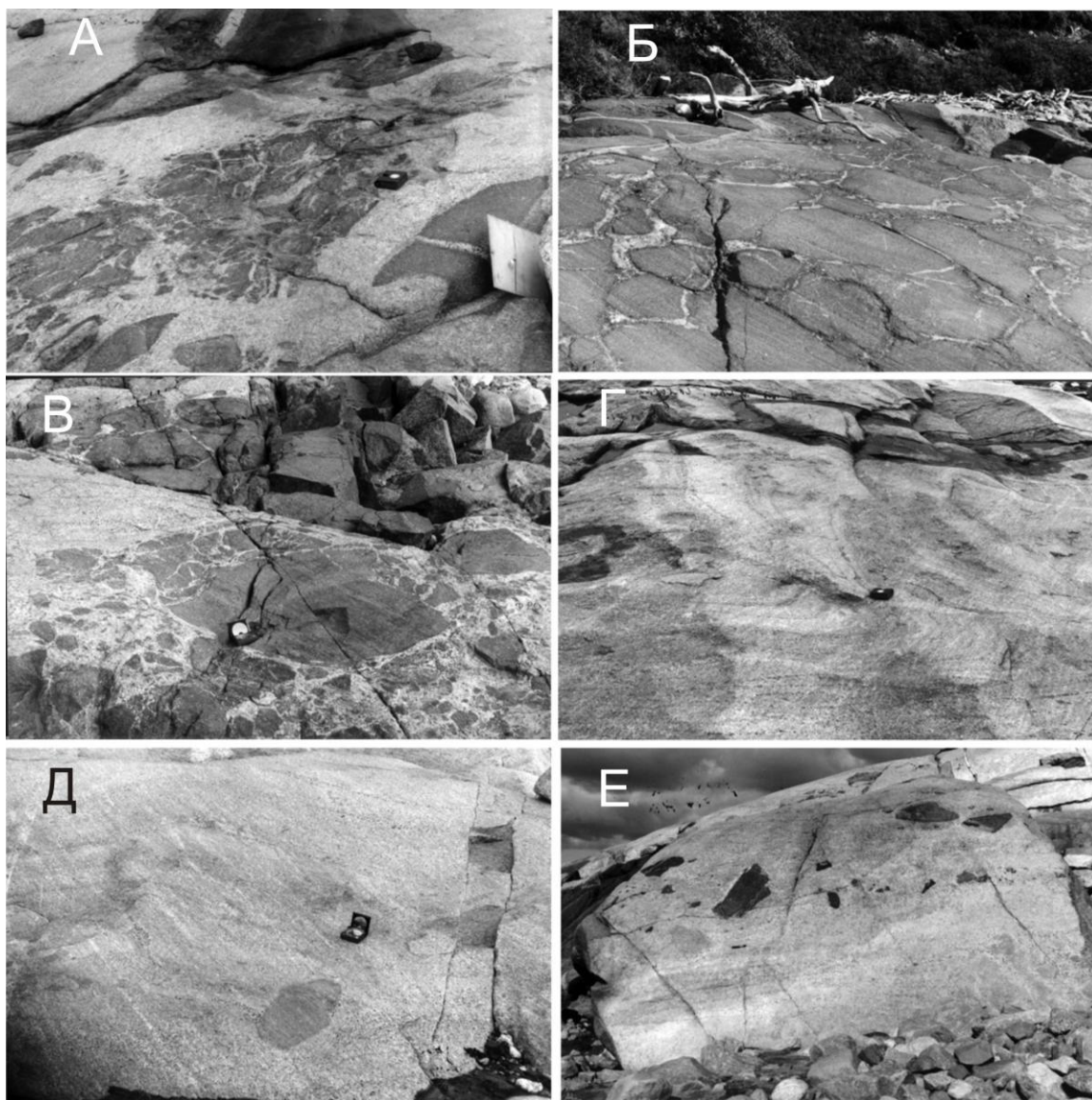


Рис. 2. Тела метабазитов в плагиогранитах Териберского сегмента (пояснения в тексте)

Для описанных разновидностей пород Мурманского домена были проведены изотопно-геохронологические исследования. Возраст цирконов из плагиогранитоидов Йоканьгского сегмента - 2.74 – 2.77 млрд. лет – интерпретируется как время кристаллизации этих пород. Возраст циркона из «ксенолитов» амфиболитового и диоритового состава - 2.72 – 2.74 млрд. лет – изначально рассматривался как время наложенного метаморфизма амфиболитовой фации [2]. Модельные Sm-Nd возрасты, рассчитанные для плагиогранитоидов и меланократовых включений разного состава как для Йоканьгского, так и Териберско-Вороньинского сегментов, укладываются в возрастной диапазон 2.7 – 3.0 млрд. лет. Полученные изотопные данные позволяют предполагать, что плагиогранитоиды и породы основного состава имели единый источник, из которого они последовательно выплавлялись с небольшим временным 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 пределах от -1.8 до + 3.3 и от -1.1 до + 0.25 для плагиогранитов. Таким образом совпадение начальных изотопных отношений говорит об едином источнике для всех разновидностей пород. На диаграмме $\epsilon_{Sr}(T)$ - $\epsilon_{Nd}(T)$ все точки как для меланократовых включений, так и для плагиогранитоидов располагаются в области гипотетической линии смешения мантийного и корового материала (рис. 3).

Таким образом, эти меланократовые включения, скорее всего, являются додеформационными и синдеформационными пластовыми (дайковыми) телами, внедренными в породы комплекса диоритов-плагиогранитов. Подобные скопления включений описаны для ряда гранитных батолитов разных регионов мира [4].

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

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

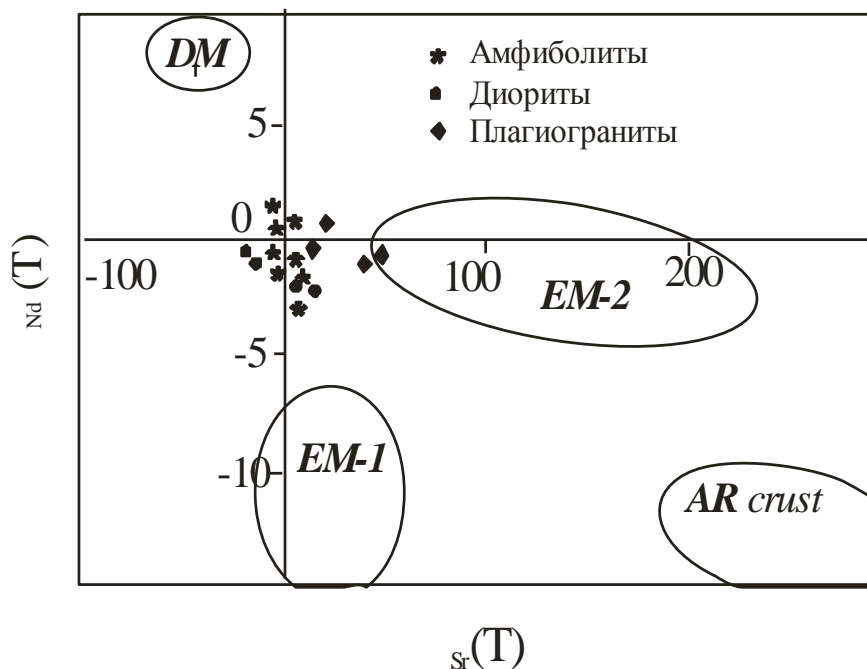


Рис.3. Диаграмма $\epsilon_{Sr}(T) - \epsilon_{Nd}(T)$ для плагиогранитов и меланократовых включений диоритов и амфиболитов Мурманского домена.



Рис. 4. Дайка долеритов, секущая полосчатость в плагиогранитах (А), она же, раздробленная и сцементированная микроклиновыми плагиогранитами (Б)

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

Список литературы

1. Ветрин В.Р. Гранитоиды Мурманского блока. Апатиты: Изд. КФАН СССР, 1984. 124 с.
2. Геология архея Балтийского щита. // ред. В.П.Петров. СПб.: Наука, 2006. 345 с.
3. Добржинецкая Л.Ф. Деформации магматических пород в условиях глубинного тектогенеза. М.; Л., Наука, 1989. 288 с.
 Kemp A.I.S., Hawkesworth C.J. Granitic perspectives on the generation and secular evolution of the continental crust // Treatise on Geochemistry. 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 (ИГЕМ РАН), Москва, korpechkov@yandex.ru

Значительную часть Беломорского подвижного пояса (БПП) восточной части Балтийского щита составляет так называемый инфракомплекс, преимущественно представленный породами тоналит-гранодиоритовой (ТТГ-) ассоциации. На происхождение пород этой ассоциации существуют различные точки зрения. Большинство исследователей в настоящий момент рассматривают эти породы как преимущественно интрузивные образования, возникшие при плавлении пород мантии или корового субстрата [3, 4]. Другие авторы считают, что преобладающим процессом при формировании пород ТТГ-ассоциации был процесс метасоматического преобразования преимущественно амфиболитового субстрата при подчиненном развитии процесса частичного плавления [1, 5].

Наши наблюдения показывают, что породы рассматриваемой ассоциации в целом полигенны, и наряду с очевидно интрузивными образованиями присутствуют и продукты метасоматической переработки амфиболитов. Последние на конечных стадиях переработки способны подвергаться частичному плавлению, а образовавшиеся при этом расплавы – перемещению. Таким образом, по крайней мере, часть интрузивных пород рассматриваемой ассоциации возникает за счет расплавов, возникших при частичном плавлении метасоматически проработанных амфиболитов.

Рассмотренные Т.Ф. Щербаковой [5] и другими исследователями пути гранитизации в целом соответствуют классической модели гранитизации, предложенной Д.С. Коржинским [2], согласно которой процесс метасоматоза (привнос кремнезема и щелочей) доводит состав гранитизируемой породы до близэвтектического, что приводит к последующему выплавлению гранитной эвтектики. При этом рстит, как таковой, не образуется. Действительно, при изучении гранитизированных пород хетоламбинского комплекса в большинстве случаев не удается обнаружить разностей, могущих соответствовать рститам.

В связи с этим представляет интерес изученный нами процесс гранитизации амфиболитов Нигрозерской структуры, который в значительной степени отличается от «модели Коржинского»: в пределах Нигрозерской структуры практически отсутствуют передовые метасоматиты и обнаруживаются породы, которые, с некоторой долей условности, 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 области и входит в состав т.н. Центрально-Беломорской мафической зоны (или Центрально-Беломорского зеленокаменного пояса) [3, 4], сложена преимущественно амфиболитами и апоамфиболитовыми породами, содержит также отдельные тела метаморфизованных ультраосновных пород.

Развитие апоамфиболитовых мигматитов, гранитоидов и метасоматитов приурочено преимущественно к достаточно узким (первые десятки метров мощности) и протяженным (до сотен метров) зонам сдвиговых деформаций. Строение этих зон чрезвычайно сложное, однако удается выделить несколько устойчивых петрографических разностей пород:

Неизменные амфиболиты. Главные минералы – амфибол и плагиоклаз, второстепенные – кварц, гранат, клинопироксен. Отличительной особенностью этих пород являются среднезернистые однородные структуры, массивные или слабо выраженные гнейсовидные текстуры. Содержание неизменных амфиболитов в пределах сдвиговых зон 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 проводилась по набору термометров программы GEOPATH – [6]) составляют 580 – 610°C, 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, лейкократизированные разности, обогащенные плагиоклазом и, часто, клинопироксеном за счет уменьшения содержания амфибола и граната, и меланократизированные разности. Среди последних выделяются разности, обогащенные амфиболом при уменьшении содержания других минералов, и разности, обогащенные гранатом и кварцем за счет уменьшения содержания амфибола и плагиоклаза (эти породы, весьма 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 составляют около 630°C, а 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 колеблются от 550°C для центральных частей зерен до 620°C для краевых. Темноцветные минералы порфиробластовых амфиболитов по сравнению с одноименными минералами неизменных амфиболитов обогащены магнием, а плагиоклаз – кальцием. Подобная тенденция изменения составов минералов и структурные наблюдения позволяют считать, что эти породы образовались за счет частичного плавления амфиболитов, то есть по своей сути являются реститами, а температурные оценки указывают на значительную роль субсолидных преобразований этих пород.

Лейкократовые породы. По составу отвечают гранитоидам или плагиогранитоидам. По структурной приуроченности можно выделить два типа лейкократовых пород.

Породы первого типа слагают обособленные изолированные линзообразные тела (мощностью до десяти сантиметров) в окружении меланократовых оторочек, характеризуются крупно- и гигантозернистыми структурами (вплоть до пегматоидной). В качестве темноцветных минералов содержат амфибол и гранат и никогда не содержат микроклин. Зональность темноцветных минералов ретроградная, а температурные оценки составляют 630 – 650°C для центральных частей зерен и 600 – 630°C для краевых.

Магматические аллотриоморфнозернистые структуры и ретроградная зональность минеральных зерен, по-видимому, указывают на то, что образование этих пород происходило из расплава. В таком случае температуру около 630 – 650°C можно принять как температуру солидуса. Эта температура оказывается несколько ниже, чем экспериментальная оценка солидуса амфиболитов при давлении 6 – 8 кбар (давление метаморфизма в БПП) (по [7] - около 660 – 670°C), что, по-видимому, надо объяснять либо погрешностями используемой системы термометров, либо участием в процессе мигматизации нигрозерских амфиболитов летучих компонентов, снижающих температуру плавления.

Лейкократовые 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 происходила при температуре 650 – 700°C, т.е. основная масса лейкократовых пород кристаллизовалась из расплавов, несколько перегретых относительно солидуса и, таким образом, способных к перемещению (в отличие от лейкократовых пород первого типа, которые, по-видимому, кристаллизовались *in situ*). После затвердения породы второго типа в значительной степени подверглись процессам микроклиннизации и вторичного окварцевания, 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 составляют (по гранат-амфиболовому термометру) 650 – 680°C, зональность минералов проградная.

Такие высокие температуры образования меланократовых пород первого типа, по-видимому, указывают на гиперсолидусные условия их образования, однако тенденция к обогащению темноцветных минералов железом, а амфибола еще и щелочами указывает на то, что плавление сопровождалось существенной метасоматической проработкой породы, по своей направленности отвечающей гранитизации.

Меланократовые породы второго типа слагают обособленные жилообразные тела, обычно локализованные среди порфиробластовых амфиболитов. Темноцветные минералы меланократовых пород характеризуются высокой магниальностью, зональность их также проградная, температуры образования составляют 570 – 600°C. Образование этих пород происходило, по-видимому, 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 небольшие (от мм до см мощности) жилообразные тела, могут развиваться как по меланократовым породам (в этом случае они содержат некоторое количество реликтового амфибола и оказываются близки к меланократовым породам второго структурного типа), так и по лейкократовым породам. Гранат-кварцевые породы, очевидно, имеют метасоматическое происхождение и являются продуктом кислотного выщелачивания апоамфиболитовых пород (в том случае, когда развиваются по меланократовым или меланократизированным породам) или продуктом сопряженного осаждения оснований (преимущественно железа – в том случае, когда образуются по лейкократовым породам)

Как показывают данные петрохимии и расчет баланса масс, мигматизация пород Нигрозерской структуры сопровождалась значительным привнесом кремнезема (около 25 частей на 100 частей амфиболита) и, в меньшей степени, щелочей (примерно по одной части оксида натрия и калия на 100 частей амфиболита),

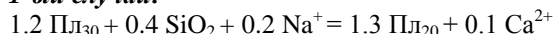
Таким образом, на основании детального изучения петрографии, петрохимии и минералогии пород Нигрозерской структуры можно сделать вывод о весьма сложном механизме их формирования, в котором оказываются совмещены процессы частичного плавления, метасоматоза и перемещения новообразованных

расплавов. При этом процессы метасоматоза и частичного плавления происходят одновременно, а состав новообразованных парагенезисов в значительной степени зависит от состава метасоматизирующего флюида.

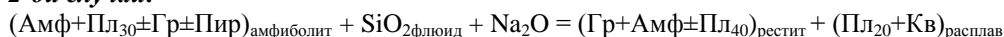
Рассмотрим это на примере механизма плавления амфиболитов и парагенетических соотношений темноцветных минералов гранитоидов.

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 – порфириобластовые 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:

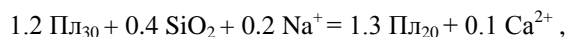
1-ый случай:



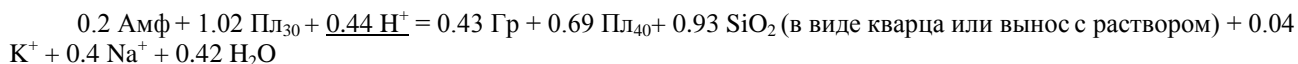
2-ой случай:



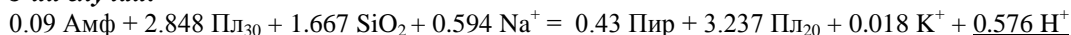
при этом реакция распадается на две комплиментарные части: с одной стороны – образование собственно расплава - реакция



с другой – образование рестита



3-ий случай:



Как видно из уравнений реакций, первый случай плавления реализуется в близонейтральных условиях (ионы водорода не присутствуют в уравнении реакции), второй случай – в кислых условиях (ионы водорода - в левой части уравнения), третий случай – в щелочных условиях (ионы водорода – в правой части уравнения). При этом наиболее часто реализуемым случаем в Нигрозерской структуре является второй, а первый и третий имеют подчиненное значение.

Парагенезисы гранитоидов. Как уже 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 субсолидными процессами.

Таким образом, максимально возможное количество минералов в системе – 6. Количество инертных компонентов в такой системе, согласно правилу фаз, - 4 (по-видимому, в качестве таковых могут быть выбраны Si, Al, Mg+Fe²⁺, Ca). Дивариантное равновесие отвечает сосуществованию четырех минералов. Вполне подвижными компонентами, как показывают уравнения протекающих в системе реакций, оказываются Na⁺, K⁺, H₂O, H⁺. Таким образом, эволюция гранитоидов может рассматриваться в рамках флюидно-магматического взаимодействия.

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

Таким образом, в пределах Нигрозерской структуры отмечаются парагенезисы, равновесные с флюидами как повышенной кислотности, так и повышенной щелочности, причем первые количественно преобладают. Не наблюдается каких-либо 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 пространственной локализации отмеченных парагенезисов: парагенезисы, отвечающие максимальной кислотности сосуществующего флюида приурочены к центральным частям сдвиговых зон, парагенезисы, отвечающие более низкой кислотности сосуществующего флюида – к периферийным частям сдвиговых зон.

Подобное сосуществование в пределах единой зоны сдвиговых деформаций парагенезисов различной кислотности-щелочности, на наш взгляд, является следствием дифференциации флюида по кислотности-щелочности в пределах такой зоны. Совершенно очевидно, что развитие сдвиговой зоны сопровождается возникновением существенного 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 сдвиговой зоны флюиды будут более плотными. В силу реакций диссоциации солей (например, NaCl+H₂O=NaOH+HCl) в

любом флюиде сосуществуют кислотные компоненты (в указанном случае – HCl) и более основные компоненты (NaOH). В связи с более высокой летучестью кислотных компонентов по отношению к основным, кислотные компоненты будут аккумулироваться в менее плотной фазе в центральных частях зон сдвиговых деформаций, основные – в более плотной фазе в краевых частях.

Именно таким механизмом дифференциации флюидов по кислотности-щелочности, по-видимому, может быть объяснено разнообразие парагенезисов мигматитов Нигрозерской структуры.

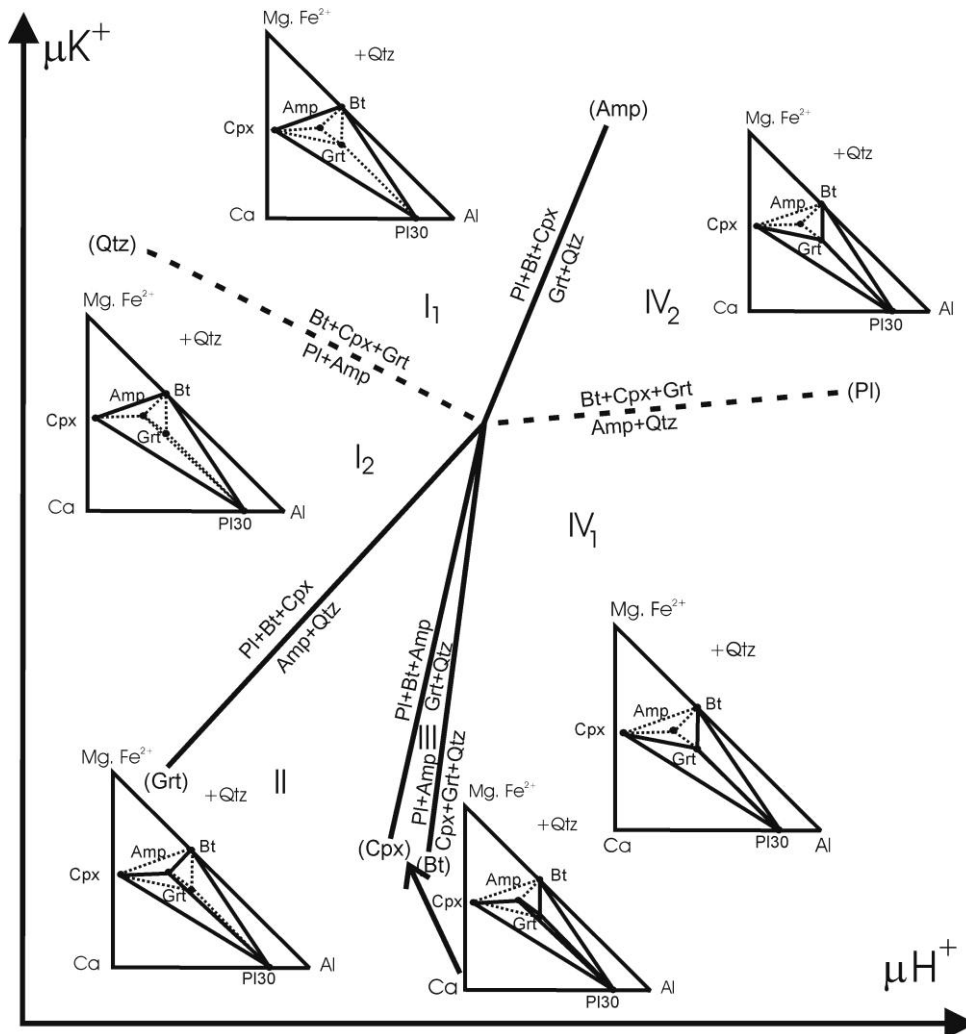


Рис. 1. Диаграмма парагенезисов гранитоидов Нигрозерской структуры в зависимости от химических потенциалов калия и иона водорода во флюиде.

Список литературы

1. Козловский В.М. Природа полосчатых текстур в мигматизированных амфиболитах хетоламбинской толщи Беломорского комплекса // Геология, полезные ископаемые и геоэкология северо-запада России. Материалы XVII молодежной научной конференции, посвященной памяти К.О. Кратца. Петрозаводск, 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., Бибикова Е.В., Степанов В.С., Степанова А.В. Беломорский подвижный пояс: общие черты геологического строения и эволюции // Беломорский подвижный пояс и его аналоги: геология, геохронология, геодинамика, минералогия. Путеводитель геологической экскурсии. Петрозаводск, 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 // XXIX Inter. geol. cong.: Abstracts. 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. Vol. 141. P. 251 – 267.

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

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, отличаясь от них высокой степенью метаморфизма слагающих пород средних ступеней амфиболитовой фации ($T = 550 - 600^\circ$, $P = 3.0 - 3.5$ кбар) [1]. В северо-западной части ЗКВ известно Cu-Mo месторождение Пеллапахк, а также несколько золото-сульфидных и золото-кварцевых рудопоявлений – Оленинское, Няльм-1 и Няльм-2 (Рис.1). Своеобразие этих месторождений во многом обусловлено многоэтапным проявлением процессов рудообразования [4].

Геохронологическими исследованиями пород ЗКВ установлено, что становление пояса происходило на протяжении 100 млн. лет с образованием основных вулканитов и пород коматиитовой 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].

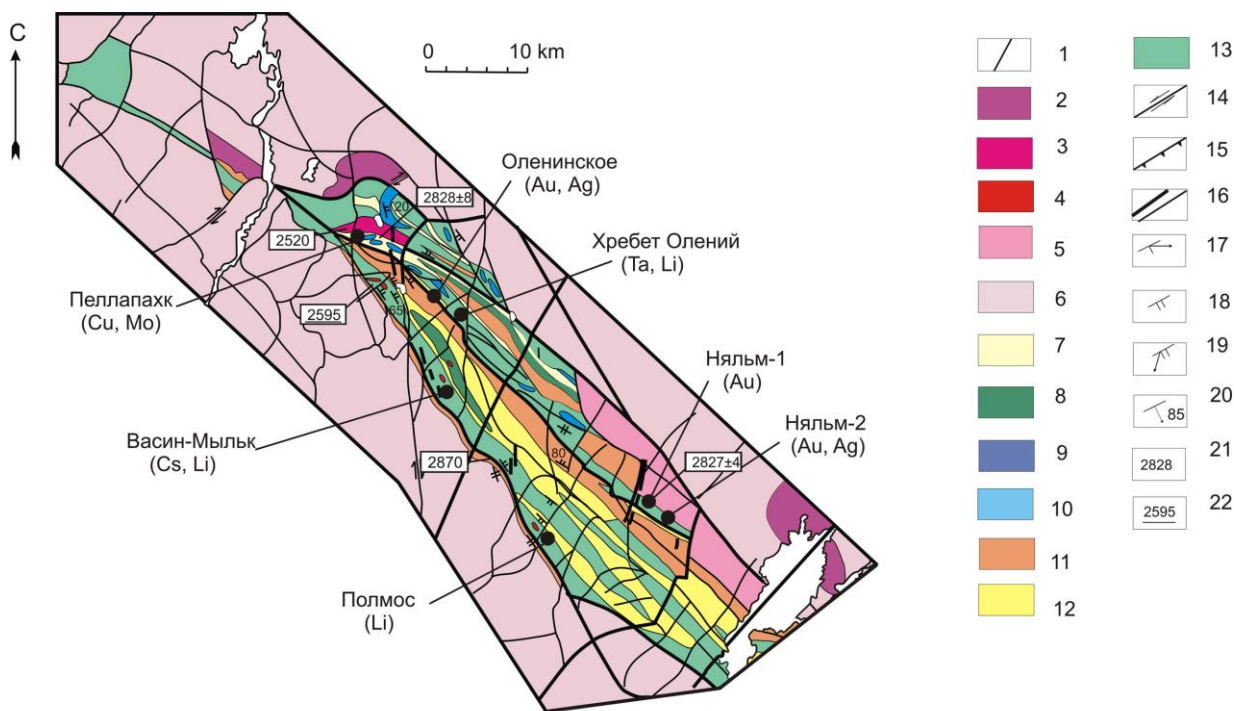


Рис. 1. Фрагмент геологической карты-схемы архейской шовной зоны Колмозеро-Воронья [Пожиленко и др., 2002]

1 – дайки диабазов и пикритовых порфиритов условно протерозойского возраста; 2 – микроклиновые лейкограниты; 3 – турмалиновые граниты; 4 – гранитные пегматиты с редкометалльной минерализацией; 5 – кварцевые монцодиориты и кварцевые диориты; 6 – плагимикроклиновые 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 (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: 21 – магматизма; 22 – метаморфизма

Рудопоявление Оленинское приурочено к минерализованной зоне в габбро-амфиболитах хр. Оленьего. Среди габбро-амфиболитов отмечаются зоны трещиноватости невыдержанной мощности и различного масштаба от сантиметров до десятков метров 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 x 200 м. Согласно результатам опробования, собственно рудные тела имеют линзовидное строение. Контакты рудных тел отчетливо трассируются зонами биотитизации. Метаморфическая и кристаллизационная сланцеватость пород ориентирована в северных и северо-восточных румбах [3]. Характер деформаций и приуроченность золотого оруденения к габбро-амфиболитам, характеризующимся высокой упругостью и хрупкостью, а не к контактирующим с севера и юга более пластичным глиноземистым сланцам, являются достаточно 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 юго-западной части рудопроявления Оленинское отмечено габбро-диоритовое тело, которое к северо-западу выклинивается и представлено будинированными кварцевыми жилами с арсенопиритовой минерализацией и видимым самородным золотом. Вмещающими породами являются гранат-слюдистые (глиноземистыми) сланцы. К юго-востоку мощность тела монотонно увеличивается до 140 м и продолжается не менее чем на 2 – 3 км (на дневной поверхности оно 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 – северо-западного, согласно общему простиранию структуры, и северо-восточного. Первый контролируется интрузиями базит-гипербазитового состава, второй поздними пегматитами, а зона пересечения нарушений – интрузиями среднекислого 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. На глубину оруденение прослежено до 300 м. Гранит-порфиры интрузируют сланцы и гнейсы червуртской свиты, которые секутся также микроклиновыми гранитами. И те, и другие секутся протерозойскими дайками диабазов, оливиновых габбро, оливиновых и пикритовых порфиров. Контакты со сланцами тектонизированы. Минерализованные зоны слагают линейные штокверки мощностью до 100 м, круто падающие на северо-восток.

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

Размещение рудоносных штоко- и дайкообразных тел диоритов и диоритовых габбро четко контролируется участками пересечения систем разломов субмеридионального и северо-западного направлений (Рис. 2). Их размеры составляют первые километры в длину и до 0.5 км в ширину. Все малые интрузии габбро-диоритового состава и ассоциирующая с ними золоторудная минерализация характеризуется 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 архея являются теми образованиями, с которыми пространственно-временная и, возможно, генетическая связь золоторудной минерализации просматривается особенно отчетливо.

Для изотопно-геохронологических исследований была отобрана проба наиболее массивных по своей текстуре кварцевых порфиров (KV-25) из небольшого по мощности (около 20 м) тела, расположенного у подножия северо-восточного склона г. Пеллапахк. В наименее измененных частях кварцевые порфиры представляют собой мелко- и тонкозернистые плотные породы светло-серой окраски с порфировыми вкраплениями кварца и плагиоклаза, размеры которых достигают 5 мм. Структура пород бластокатакlastическая или бластопорфировая. Минеральный состав: кварц (до 60%), плагиоклаз (15 – 30%) и биотит (10%). Акцессорные минералы представлены апатитом, сфеном, цирконом, магнетитом, пиритом. В качестве вторичных минералов присутствуют мусковит (иногда до 15%), карбонат (до 1%) и хлорит. Циркон в пробе состоит из длинно и короткопризматических кристаллов разного размера, в иммерсионном препарате в этих цирконах отчетливо просматривается тонкая осцилляционная зональность, свидетельствующая о кристаллизации циркона из расплава. Восемь фракций циркона определяют возраст равный 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 рудопроявления Няльм-1 была отобрана проба массивных кварцевых диоритов (KV-26), вмещающими породами для них являются глиноземистые сланцы и метабазалты. Структура пород бластопорфировая. Минеральный состав практически идентичен составу кварцевых порфиров пробы KV-25.

Таким образом, возраст кварцевых порфиров месторождения Пеллапахк и кварцевых диоритов рудопроявления с возрастaми 2828 ± 8 млн. лет и 2827 ± 4 млн. лет (рис. 3) полностью совпадают, в пределах ошибки, и фиксируют время внедрения интрузивных тел, несущих золотую и медно-молибденовую минерализацию.

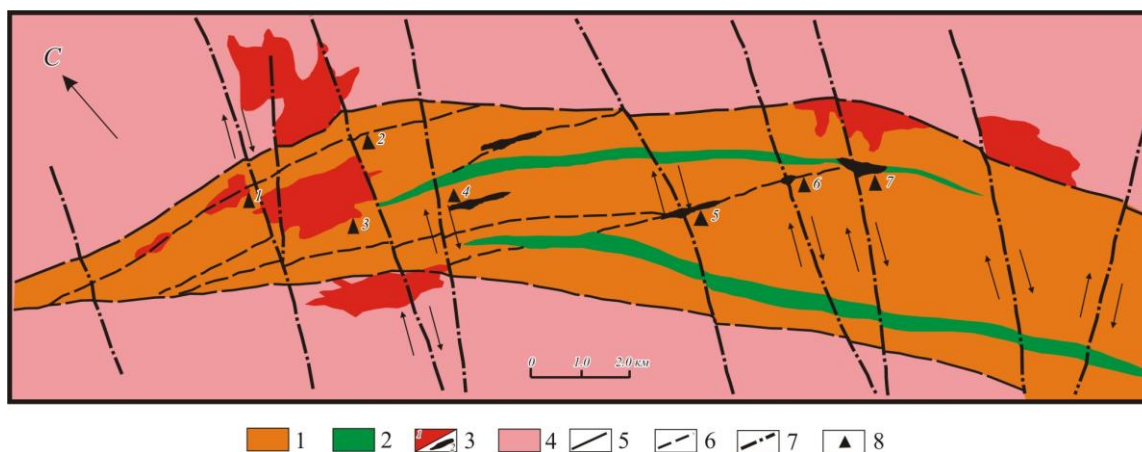


Рис. 2. Структурная схема северо-западной части зеленокаменного пояса Колмозеро-Воронья

1 – толииты, базальты, коматииты и кислые вулканыты; 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. Западная Лешая (Au), 2. Восточная Лешая (Au), 3. Пеллапахк (Cu, Mo), 4. Оленинское (Au, Ag), 5. Верхний Няльм (Au), 6. Няльм 1 и 2 (Au), 7. Мешень (Au)

Циркон состоит из полупрозрачных дипирамидально-призматических трещиноватых кристаллов коричневатого цвета. Ребра граней сглажены, $K_u = 3 - 4.$, на поверхности зерен часто наблюдаются следы растворения. Возраст четырех фракций циркона по верхнему пересечению с конкордией составил 2827 ± 4 млн. лет, СКВО = 0.52. Нижнее пересечение отражает современные потери свинца. Полученный возраст интерпретируется нами как время кристаллизации кварцевых диоритов.

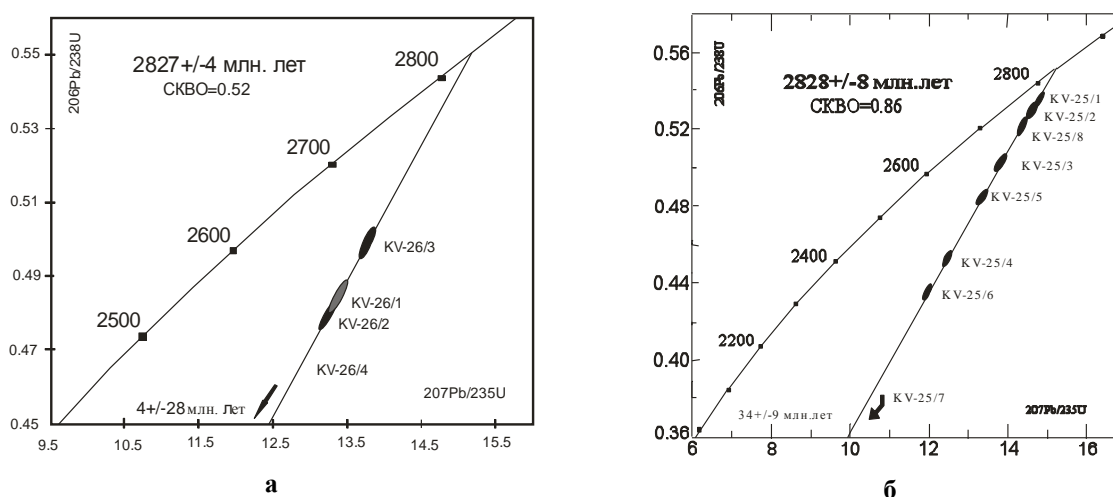


Рис. 3. Диаграмма с конкордией для кварцевых диоритов рудопроявления Няльм-1 (а) и для кварцевых порфиров месторождения Пеллапахк (б)

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) // Геология рудных 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: Изд-во КНЦ РАН, 2002. С. 33 – 39.
4. Галкин Н.Н. Геология и минералогия золоторудных проявлений Пеллапахк-Оленинского рудного узла, Кольский полуостров : автореф. дис. канд. геол. наук. – Москва: изд-во ИМПРЭ, 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: Изд. 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 Северной Карелии определяется первичной геохимией метаморфизованных вулканогено-осадочных комплексов, формированием регенерированных колчеданных руд или новообразованной золотосодержащей сульфидной и Sb-As-минерализации, хромитовыми и титаномагнетитовыми 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 ΔT разных знаков интенсивностью до нескольких тысяч нТл [1].

Таблица 1.

Содержание благородных металлов в минерализованных толщах и метасоматитах Северной Карелии в 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*
-	Тремолититы и метасоматиты по ним (ЮЗ склон)	18	н-0.01	0.004-0.018	н	н- 0.169
-	Тремолитит 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 (кern)	10				0.001-0.002**
-	Вкрапленно-прожилковые колчеданы в сланцах	12				н-0.006* **
-	Карбонат-тремолитовые сланцы по ультрабазтам	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	Титаномагнетитовые руды с единичными сульфидами в метаультрабазитах (С-2586/12)	2	0.21-0.22	0.81-0.77	н	2.1-2.5
-	Титаномагнетитовые 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 – количество анализов. Пробирный и химико-спектральный анализ выполнены в филиале ЦНИГРИ г. Тула (*) и в ПГО «Севзапгеология» (**). Данные Л.В. Кулешевич, В.Д. Слюсарева, В.С. Степанова. В.Н. Кожевникова (архив ИГ КарНЦ РАН).

В пределах этого пояса детальные геолого-геофизические исследования были 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 были обнаружены в зонах развития сульфид-кварцевых прожилков, полиметаллической или Sb-As-минерализации в измененных осадочно-вулканогенных толщах различного состава, а платиноидов и золота в сумме до 3.5 г/т в ильменит-титаномагнетитовых рудах (табл. 1).

Золото-содержащее сульфидно-кварцевое, полисульфидное и Sb-As-оруденение (1 тип) представлено халькопирит-пирротиновой, пирротиновой, арсенопиритовой или бертьерит-арсенопиритовой минерализацией, локализованной 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 плагиопорфилов, в северной части прорываются гранитами. Вкрапленно-прожилковое переротленное колчеданное оруденение с содержанием Au до 0.013 – 0.11 г/т развито в СВ части участка и представлено пирротинном, пирритом, халькопиритом и магнетитом (до 30 %). В ореоле штока и даек порфиоров 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 было выявлено три проявления золота (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. Золото до 1 г/т обнаружено в кварцевой жиле (мощностью 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 г/т, Be до 8 – 20, Sn 2 – 3, Bi 4 – 50 г/т, Ag от 0,1 – 3 до 20 г/т, Au 0,09 – 1 г/т. На проявлениях Винга 1 и 2 содержание Pd – 0,007 – 0,1 г/т, Pt – 0,014 – 0,017 г/т.

Таблица 2.

Микрозондовые 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		
сумма	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 юго-западной 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 косослоистыми 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 – сурьмяно-мышьяковая.

Золото-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, либо существенно арсенопиритовой, либо бертьерит-арсенопиритовой минерализацией. В минеральный состав руд в различных соотношениях входят, либо арсенопирит, пирротин, халькопирит, реже магнетит, ильменит, либо бертьерит,

плагионит, антимонит, сурьма, халькопирит, гудмундит, арсенопирит, герсдорфит, леллингит, парараммельсбергит, 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 г/т, Ag 1 – 2 г/т, Au до 0.02 – 0.55 г/т. Так как содержание Sb и As в прожилково-вкрапленных колчеданных рудах низкое, предполагается дополнительный привнос этих элементов 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. Золота 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 более 0.5 %, Co 0.12 %, Zn 0.08 %, Pb 0.005 %, Ni 0.08 %, иногда примеси Bi, Sn, Sb, Ag.

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 г/т, фуксит-сульфид-содержащих горизонты – до 0.1 – 0.17 г/т, 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, пирротином, содержание Au колеблется от 0.015 до 0.14 г/т (табл. 1).

Рудопроявление Вичаны приурочено к СЗ зоне расланцевания 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 – пирротином (до 10 – 30 %), реже встречается халькопирит, 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 Северо-Карельских структур содержат до 10 – 30 % сульфидов (преимущественно пирротин, реже халькопирит или арсенопирит), либо до 40 – 60 % магнетита. Для них характерны не высокие 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 г/т, иногда в зонах метасоматитов с турмалином и пирротином Au достигает 0.18 – 0.28 г/т (западнее оз. Железного).

МПП в ильменит-титаномагнетитовых рудах в ультрабазитах рудопоявления Травяная Губа. Богатые ильменит-титаномагнетитовые руды участка Травяная Губа приурочены к интрузии ультрабазитов сумийского возраста. С ними связана сульфидно-арсенидная минерализация МПП (до 1.58 г/т) 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 м и протяженностью до 200 м, но большая часть залежей закрыта четвертичными отложениями (рис. 1).

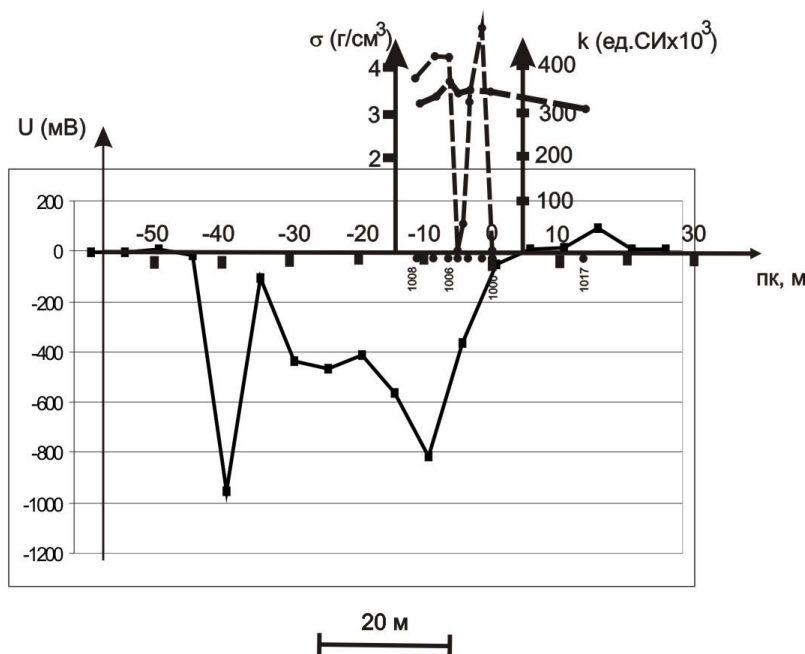


Рис. 1. Графики потенциала естественного электрического поля (U), плотности образцов (σ) и их магнитной восприимчивости (k) по профилю 5 участка Травяная Губа.

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

талами. Благороднометальная минерализация представлена арсенидами и сульфидами Pt и Pd, реже арсеновисмутитами с примесью Te (табл. 3), халькопиритом, борнитом и единичными зернами сам. металлов и интерметаллидов (Fe, Fe-Ni, Pd-Sn и реже сам. селеном) размером 1 – 10 мкм. Золото 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
Сумма	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 – сперрилит, 10-11 – Pd-Pt сперрилит, 12 – (Co, Ni, Fe, Pt)₂As, 13 – (Pd, Cu, Au)₃(Sn, As). 2 и 6 сростание. Микроанализатор фирмы Tescan, аналитик А.Н. Терновой.

Список литературы

1. Голод М.И., Гришин А.С., Кищенко 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. докладов рег. симпозиума «Благородные металлы и алмазы севера Европейской части России». Петрозаводск, 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 Северной Карелии // Новое в минералогии Карело-Кольского региона. С. 141 – 160.
4. Металлогения Карелии. Петрозаводск, 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: Операт.-информ. материалы. Петрозаводск, 1991. С. 33 – 38.
6. Слюсарев В.Д., Кулешевич Л.В., Гришин А.С. Сурьмяно-мышьяковая минерализация района Тикшозера в Северной Карелии // Геология рудных месторождений. 1994. Т.36. № 1. С. 73 – 76.
7. Степанов В.С. Благороднометальное рудопроявление Травяная Губа и возможная генетическая связь его с комплексом габбро-анортзитов Западного Беломорья // Геология и полезные ископаемые Карелии. Вып 4. Петрозаводск. 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 академик А. В. Сидоренко, ведущее место несомненно принадлежит палеолитологии метаморфических комплексов. Основы этого направления были заложены в период его деятельности на Кольском полуострове. Именно тогда в Геологическом институте возглавляемого Александром Васильевичем Кольского филиала 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, Александр Васильевич всемерно способствовал развитию палеолитологического направления учения о метаморфизме. Широко используя свой немалый, как это теперь принято говорить, «административный ресурс», он активно поддерживал работы научных групп соответствующего профиля, складывавшихся в те времена в академических, отраслевых и вузовских организациях на огромной территории нашей страны от Карелии, Белоруссии и Украины до Средней Азии, Сибири и Дальнего Востока. Однако объединяющим духовным центром, своего рода «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 участие в их работе, как и возможность публиковаться на страницах издававшихся здесь научных трудов по литологии и литостратиграфии докембрия.

В шестидесятые-семидесятые годы в рамках этого общего направления сложилась его более локальная ветвь, которую я назвал тогда палеолитологией ультраметаморфических комплексов. В ходе проведения разноплановых исследований в различных регионах выявлялись все более многочисленные данные, свидетельствовавшие о явном 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 Восточной Сибири. Проблема явно 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, палингено-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 была 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 выхода в свет нашей монографии.

И 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 проследить изменения отдельных пачек и даже пластов преобразуемых пород. На Енисейском кряже в пределах Посольненского гранитного массива в процессе проведения государственной геологической съемки пятидесяти тысячного масштаба была выявлена и четко прослежена реликтовая слоистость гранитов, непосредственно переходящая по простиранию в слоистость замещаемых гнейсов. В Австралии подобных объектов не оказалось, и там можно было опираться только на косвенные данные – на корреляцию составов пород.

Не могу не упомянуть и исследования И.Б. Щербакова, разделившего архейские гранитоиды Украинского щита на основе особенностей минерального состава и химизма на *апопелитовые* и *апобазитовые*, обстоятельно охарактеризовав те и другие и сформулировав свои критерии различия этих сообществ. Монография И.Б. Щербакова [8] вышла в свет в 1975 г., то есть, фактически после статьи Б. Чаппела и А. Уайта. Но я бы отметил, что это была все-таки монография, т. е. работа итоговая, а не тезисная статья с заявкой на идею. Так что в начале 70-х годов мы с И.Б. Щербаковым явно опережали наших зарубежных конкурентов. Однако вскоре ситуация кардинально изменилась. Б. Чаппел провел в последующие годы 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 двумя новыми «М» и «А» типами гранитов. Все это привело к заслуженному всемирному признанию Чаппеловской классификации.

Напомню основы этой классификационной схемы, которую порой несколько шутливо называют «алфавитной» (см. таблицу). *S-граниты* в пояснениях не нуждаются: они развиваются по первично-осадочным (преимущественно метапелитовым) протолитам, а потому являются чистейшим коровым продуктом.

Петрогеохимическая характеристика гранитоидных групп

по Б. Чаппелу [10] и гранитов Урала [5].

Компонент	Средние составы групп по Чаппелу				Граниты Урала	
	S	I	M	A	I	A
Информативные петрогенные компоненты, масс. %						
n	578	991	17	148	216	322
SiO ₂	70.3	69.2	67.2	74.6	70.8	75.1
Al ₂ O ₃	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
Na ₂ O	2.4	3.1	4.0	4.1	5.5	3.5
K ₂ O	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; значение Ga/Al увеличено в 1000 раз;

A. I. – агапитовый 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 природу 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 алюминия, кальция, магния и стронция, высокой относительной железистостью, обогащены галлием, цирконием и редкоземельными элементами (кроме европия). Им свойственно высокое содержание фтора. Они варьируют по составу от щелочных лейкогранитов (алаяскитов) до кварцевых сиенитов. Из темноцветных минералов для них обычны высокожелезистый биотит и щелочные амфиболы (особенно, арфведсонит), иногда присутствуют натровые пироксены.

Природа А-гранитов наиболее дискуссионна. Их рассматривают как продукт плавления мафических нижнекоровых тоналитов, как результат смешения мафических и салических магм, или 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 данном случае все дело, все-таки, в специфике субстрата. Мы разделяем версию Б. Чаппела и полагаем, что протолитами А-гранитов являются породы, уже претерпевшие ранее 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 изолитогенных гранитных рядов, разделяя представления об исключительной важности в формировании гранитного слоя литосферы гипергенных процессов, и прежде всего химического выветривания первичного материала с его последующей осадочной дифференциацией продуктов этого выветривания в ходе транспортировки и седиментации. Эти процессы подготавливают вещество внешних оболочек земной коры к последующей гранитизации. Представления о существенной роли гипергенных процессов в гранитогенезе развивал и активно отстаивал В.М. Силинцын, утверждавший, что сияль «мог образоваться только на планете с атмосферой и гидросферой, преобразующими энергию солнечных лучей посредством климатических процессов в геологическую работу» [7, стр. 4].

Небесные тела, лишённые атмосферы и гидросферы, не должны, по его мнению, иметь аналогов земного типа. Собственно, то же самое утверждал за 50 лет до В.М. Сеницына 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 в этой публикации именно о поверхностной воде, о воде гидросферы.

После безвременной гибели Александра Васильевича работы по изучению литологии докембрия утратили свой приоритетный уровень. Соответствующее направление исчезло из централизованных академических программ, хотя такие исследования, тем не менее, никогда не прекращались. Что же касается палеолитологии ультраметаморфитов и изучения вклада экзогенных факторов в формирование гранитоидов [4], то сторонников представлений В.И. Вернадского и В.М. Сеницына у нас 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 серьёзном издании тогда и думать не приходилось.

Тем не менее, к девятидесятилетию Александра Васильевича есть все основания говорить о возрастающем интересе к его работам и о крепнущем признании его палеолитологических моделей. Начало этого «ренессанса» заложено в ГИНе, где А.В. Сидоренко возглавлял некогда лабораторию литологии метаморфических комплексов. В 2002 г. вышел в свет солидный (более 450 с.) том трудов этого института «Вертикальная аккреция земной коры» [1]. Эту книгу открывает глава «Терригенные отложения как источник материала континентальной коры». Ведущий автор и идеолог монографии – академик 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 Российской академии наук на рубеже XXI века!

Подчеркнем, однако, 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]. Как видно, 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 // Статья в сб. «Современные проблемы геологии» (тр. ГИН, вып. 565). М.: Наука, 2004. С. 69 – 88.
3. Махлаев Л.В., Коробова Н.И. Генетические гранитоидные ряды докембрия Таймыра. Красноярск: Кр-ское кн. изд-во, 1972. 158 с.
4. Махлаев Л.В. Изолитогенные гранитные ряды. Новосибирск: Наука, Сиб. отделение, 1987. 153 с.
5. Махлаев Л.В. Гранитоиды севера Центрально-Уральского поднятия. Екатеринбург: Изд-во 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. Сеницын В.М. Силь. Л.: Недра, 1972. 167 с.
8. Щербаков И.Б. Петрография докембрийских пород центральной части Украинского щита. Киев: Наукова 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. Miner. and Petr. 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, Апатиты

В результате поисково-съёмочных и картосоставительских работ в масштабе 1 : 200000 и крупнее, особенно интенсивно развивавшихся в СССР в конце первой начале второй половин 20-го столетия, стало очевидно, что ведущее значение, в дальнейшем увеличении минерально-сырьевого потенциала и оптимизации обеспечения промышленности страны необходимыми ресурсами высококачественных полезных ископаемых, принадлежит областям развития докембрийских образований. Территория Кольского полуострова приобрела в этом плане 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 научно-обоснованного прогнозирования и глубинных поисков новых видов и генетических типов месторождений полезных ископаемых. Выдающеюся роль в решении этой задачи принадлежит А.В. Сидоренко - президенту Кольского филиала АН СССР (1952 – 1961 гг.), министра геологии и охраны СССР (1962 – 1975 гг.) и вице-президента АН СССР (1975 – 1982 гг.), обосновавший принципиально новую научную концепцию качественно изменившей всю технологию и тактику познания и освоения минеральных ресурсов докембрия [3 – 8]. Крупный вклад в методологию системного изучения докембрийских образований внесли исследования И.В. Белькова [1 и др.] и его научно-организационная деятельность в должности директора ГИ КНЦ КФАН СССР (1961 – 1985 гг.). Опираясь на комплексный подход в познании сущности докембрия, оба они, как и многие другие геологи, занимавшиеся конкретными поисками новых месторождений, опирались на базовые принципы литологии [1, 2, 4 – 9]. Такой подход обеспечивал естественно-необходимое сочетание эндогенной и экзогенной технологий геологического поиска и, соответственно, переход от концептуального противоборства принципов единства и противопоставления к концептуально-эмпирическому сопоставлению докембрия и фанерозоя, как геологически принципиально равноранговых и разновозрастных индикаторов эволюционно усложняющейся истории Земли [3].

1. Литология (наука об осадочных отложениях) 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. Спустя десяти лет, работами В. Логана с сотрудниками на Канадском щите (1845 – 1848 гг.) было 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 в конце 19-ого столетия первых вариантов Глобальной стратиграфической (геохронологической) шкалы, явились прототипами стратиграфических стандартов архея (археозоя) и протерозоя в их современном структурно-вещественном понимании. В России начало литологических исследований докембрия были положены работами П.А. Пузыревского в Южной Карелии (1866 г.). Их продолжил ученик П.А. Пузыревского, А.А. Иностранцев на примере Центральной Карелии (1877 г.). Этими исследованиями была предопределена общая технология дальнейших геологических работ, приведшая к современному трехчленному хроностратиграфическому расчленению нижнего докембрия (Общая стратиграфическая шкала докембрия России, 2002 г.) на нижний архей (саамий), верхний архей (лопий) и нижний протерозой (карелий). Концептуально предопределяющей явилась, предложенная Пузыревским и подкрепленная Иностранцевым первая межконтинентальная историко-генетическая (литобиотическая) корреляция докембрия Балтийского и Канадского щитов, которая не только подтверждена всем полуторовековым опытом последующих исследований, но и заложила основы современной глобальной корреляции докембрия и его хронологического сравнения с фанерозоем.

2. Эмпирический лито-стратиграфический подход, основанный на литологической последовательности слоев и палеонтологии, применявшийся при геологической съемке и поисков 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, вскрывшей сущность предыстории криптозойского биоразнообразия. Одновременно стало очевидным, 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 стратифер, фиксированного в Международной стратиграфической шкале (2004 г.), явилось то, что продолжительность биохронов (этапов перестроек внешних геосфер), характеризующих поздние 588 ± 44 млн. лет, определена в интервалах от менее 1 до 15 млн. лет. Длительность же циклов диастрофизма (перестроек внутренних и внешних геосфер, фиксируемых несогласиями и стратиграфическими перерывами) ранних немного менее 4000 млн. лет определяется 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 достаточно определенная геохронологическая соразмерность таксонов, и зависимость их продолжительности, с одной стороны, от их событийной, и соответственно, иерархической соподчиненности, установленной палеонтологией и системным анализом тектономагматической цикличности, с другой стороны – от относительного возраста стратиграфической единицы. Стало, свершено ясно, что длительность времени овеществленного в естественноисторических подразделениях стратиграфической шкалы зависит от масштаба овеществленных в них историко-геологических явлений. Поиск причинной сущности такой зависимости привел к выводу о том, что существует единая первопричина взаимозависимости, взаимообусловленности и соразмерности этапов образования и преобразования экзогенных и эндогенных геосфер на всем протяжении истории земной коры, и что такая соразмерность обеспечивает независимая от индивидуальных хронометров единая, внешняя мера геологического овеществления времени.

3. Стыковка на основе литологии палеонтологии, стратиграфии, петрологии, тектоники и изотопной геохронометрии обеспечивает перспективы реальный эмпирический фундамент создания *теории геосферного времени* и единой метрики - геохронологического календаря пространственно-временных закономерностей взаимосвязанного развития абиогенного и биогенного вещества. Исследование на стыке геологических знаний способствует пониманию сущности мантийно-экзосферных связей, определяемые характером влияния магматических расплавов и сопровождающих их флюидов на денудационно-седиментационные системы – сферу жизни. Это, во-первых. Во-вторых, этим открывается восприятие Земли как системы многогранговых иерархически соподчиненных друг другу систем развивающихся пульсацией, 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 принимаемыми 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, 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. Кианитовые сланцы Кейв. М.: Л.: Наука, 1963. 321 с.
2. Негруца В.З. Опыт фациального изучения протерозойских (ятулийских) отложений Центральной Карелии. – Сов.геол., № 7. С. 52-76.
3. Негруца В.З. Развитие взглядов на периодизацию докембрия. Вестник МГТУ, т. 1, № 3 , 1998. С. 3 – 6.
4. Сидоренко А.В. Проблемы осадочной геологии докембрия // Сов. геол. 1963. № С. 3 – 23.
5. Сидоренко А.В. Изучение докембрия – важнейшая задача современной геологии // Вестн. АН СССР . 1965. № 10. с. 3 – 10.
6. Сидоренко А.В. О едином историко-геологическом принципе изучения докембрия и постдокембрия // ДАН СССР. 1969. Т. 186. № 1. С. 166 – 169.
7. Сидоренко А.В., Лулева О.И. К вопросу о литологическом изучении метаморфических толщ. М-Л.: Изд-во ан СССР, 1961. 186 с.
8. Сидоренко А.В., Сидоренко Св.А. Органическое вещество в докембрийских осадочно-метаморфических породах докембрия. Труды 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 северо-западном направлении, прорывающий породы метаморфического комплекса кольской серии. Площадь массива составляет 70 кв. км. Он расположен к юго-востоку от оз. Пулозеро и занимает участок от низовьев р. Орловка через г. Полнек-Тундры до оз. Большое Энгое. Формирование эндербитового массива происходило 2656 ± 14 млн. лет тому назад, после гранулитового метаморфизма вмещающих его 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 структуры вмещающих пород кольской серии, сформированной в результате регионального гранулитового метаморфизма. В эндербитах установлено развитие метаморфического парагенезиса, наложенного на первично 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 интрузивных образований, представленных эндербитами и тоналитами, составы пород были 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 таблице 1.

Таблица 1.

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

Номер пробы	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
Сумма	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, но при этом фигуративные точки составов пород смещены к границе пород нормального ряда. По коэффициенту фемичности породы отвечают мезо- и лейкократовым разностям. Расположение фигуративных точек эндербитов и тоналитов в поле микроклин-плагиоклазовых гранитов связано, с присутствием в породе до 15% биотита.

На треугольной 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.

Эндербиты и тоналиты на диаграмме А. Miyashiro [21] 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. Такие элементы как TiO₂, FeO*, MgO, Al₂O₃, MnO обнаруживают тренды, свойственные магматическому фракционированию. Они связаны отрицательной линейной корреляцией с SiO₂ и характеризуются трендами фракционирования известково-щелочного «боуэновского» типа. Кроме того, отрицательной корреляцией с кремнеземом связаны и такие элементы-примеси как Sr и Ba.

Геохимические методы типизации гранитоидов разных геодинамических обстановок широко применяются как в работах отечественных [1, 8, 12, 13 14 и др.], так 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 таких элементов как K, F, Rb, Sr, Ba, Sn, Pb.

Содержание рубидия в гранитоидах района Пулозеро – Полнек-Тундры составляет от 6 г/т до 82 и находится в прямой корреляционной зависимости от калия. Благодаря химической и кристаллохимической близости с калием, при кристаллизации пород рубидий концентрируется в биотите и калиевом полево шпате. При этом единственным минералом-концентратором считается биотит, а минералом-носителем калиевый полево шпат [12]. Как известно, архейские чарнокитоиды гранулитогнейсовых областей, сформировавшиеся в результате регионального гранулитового метаморфизма, характеризуются высоким отношением K/Rb, как правило, превышающим 1000, тогда как среднее значение этого отношения для континентальной коры равно 250 [5, 17, 26]. Для льюисских гранулитов Шотландии характерно снижение Rb до 1-2 г/т и дефицит калия, K/Rb отношения, как правило, больше 1000 [5]. В архейских чарнокитоидах Южной Индии K/Rb-отношение варьирует от 250 до 2500 [5]. Согласно К. Хейру [18], Дж. Тарни и Б. Уиндли [26] и К. Конди и П. Аллену [5] высокие значения и большие вариации K/Rb-отношения в гранулитах не могут быть первично магматическими, а связаны большей частью 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 калия и рубидия в исследуемых гранитоидных породах, возможно, являются первично магматическими.

О первично магматической природе гранитоидов можно судить по Rb/Sr отношениям в них. В процессе метаморфических преобразований Sr намного 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 меньше 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) по [27]. Индекс ASI (индекс насыщенности алюминием) по Zen E-an [28] для гранитоидов I-типа изменяется от 0.69 до 1.10, в некоторых случаях достигая до 1.20. Для гранитоидов района Пулозеро – Полнек-Тундры индекс ASI изменяется в пределах 0.92 – 1.18, что также свидетельствует об их первично магматическом происхождении.

Подтверждением того, что эндрбиты и амфибол-биотитовые тоналиты района Пулозеро – Полнек-Тундры относятся к I-типу, является и положение их фигуративных точек в соответствующем поле на типизационных 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 с соавторами [24]. На диаграммах Nb – Y и Rb – Nb+Y фигуративные точки эндрбитов и амфибол-биотитовых тоналитов района Пулозеро – Полнек-Тундры располагаются в полях VAG+syn-COLG (гранитоиды вулканических дуг + синколлизонные гранитоиды) и VAG (гранитоиды вулканических дуг). Диаграмма Rb–Nb+Y в отношении классификации гранитоидов по геодинамическим обстановкам формирования наиболее информативна, так как на ней разделены все четыре типа гранитоидов, выделенных Дж. Пирсом с соавторами. На этой диаграмме точки составов гранитоидов района Пулозеро – Полнек-Тундры лежат в части поля VAG, занимаемого гранитоидами известково-щелочных серий, формирующихся в островодужных геодинамических условиях [24]. Причем следует отметить, что VAG – это гранитоиды вулканических дуг, а не гранитоиды островных дуг, как это принято считать последнее время в отечественной литературе, так как авторы статьи [24] имели в виду вулканические дуги не только островов, но и континентов. Они в поле VAG выделили три подгруппы гранитоидов различных по тектонической позиции: 1) нижнюю часть поля VAG занимают преимущественно гранитоиды толеитовых серий островных дуг (Оман, Ньюфаундленд и др.); 2) гранитоиды известково-щелочных серий островных дуг (Алеутские острова, острова юго-западной части Тихого океана) занимают среднюю часть поля VAG; 3) верхнюю часть поля VAG занимают гранитоиды, производные известково-щелочных андезитобазальтовых серий активных континентальных окраин (батолиты Чили, Перу, Сьерра-Невада и др.).

Близкое положение на диаграммах Дж. Пирса занимают [24] и фигуративные точки гранитоидов оз. Нотозера северо-западного Беломорья с возрастом, близким возрасту эндрбитов района Пулозеро – Полнек-Тундры (магматизм района оз. Нотозера датируется интервалом 2730 – 2680 млн. лет). Формирование этих гранитоидов связывается с магматическими процессами, протекавшими 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 такого же возраста метаосадков и метавулканитов, также относится к позднеархейской островодужной системе [7]. Сходство эндрбитов района Пулозеро – Полнек-Тундры по содержанию главных и рассеянных элементов с гранитоидами оз. Нотозера и гранитоидами Центрально-Карельского домена позволяет предположить, что они формировались в условиях, сходных с условиями позднеархейских островодужных образований.

На диаграммах: $MgO - SiO_2$; $Sr - (CaO+Na_2O)$; $Sr/Y - Y$; $K - Rb$; $Cr/Ni - TiO_2$; $Nb - SiO_2$ [20] фигуративные точки составов эндербитов и тоналитов располагаются в полях, соответствующих высококремниевым адакитам (рис. 1).

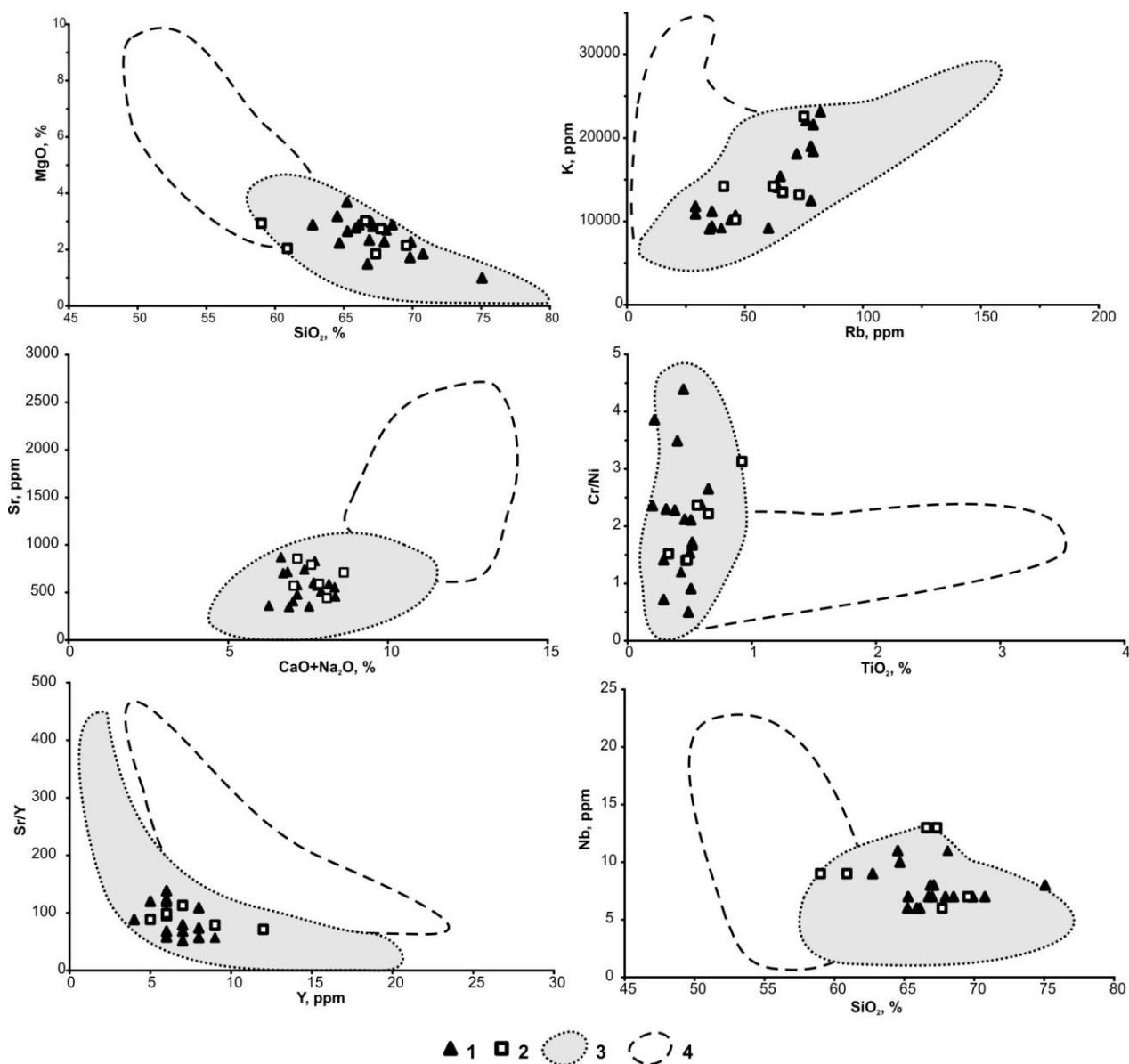


Рис. 1. Положение гранитоидов района Пулозеро - Полнек-Тундры на диаграммах: $MgO-SiO_2$, $Sr-(CaO+Na_2O)$, $Sr/Y-Y$, $K-Rb$, $Cr/Ni-TiO_2$, $Nb-SiO_2$ [20].

Условные обозначения: 1 – эндербиты; 2 – тоналиты; 3 – поле высококремнистых адакитов; 4 – поле низкокремнистых адакитов.

Эндербиты района Пулозеро – Полнек-Тундры характеризуются содержаниями SiO_2 более 60%, высокой магниальностью (40 – 60%), повышенными концентрациями Ni, Cr, Sr, низкими – Y, высокими отношениями Sr и Y, что позволяет отнести их к высококремниевым адакитам (HSA), формировавшихся в островодужной обстановке [20].

Результаты изучения гранитоидов района Пулозеро – Полнек-Тундры свидетельствуют об их магматическом генезисе. Сюда относятся: геолого-структурное положение массива эндербитов, интрузивные контакты с толщей гнейсов кольской серии и наличие в них ксенолитов вмещающих пород, гипидиоморфнозернистые и аллотриоморфнозернистые структуры гранитоидов, зональность плагиоклаза и циркона, а также петрохимические особенности гранитоидов.

Можно предполагать, что формирование расплава, родоначального для эндербитов, происходило при дифференциации магматического очага предположительно андезитового состава, расположенного в глубинных частях земной коры. На диаграмме К. Конди [16] мощность коры составляла 20 – 30 км или несколько превышала эту величину.

Таким образом, в результате проведенных исследований можно сделать вывод, что породы эндербитового массива района Пулозеро – Полнек-Тундры относятся к гранитоидам I-типа и соответствует известково-щелочной калиево-натриевой серии. Это позволяет интерпретировать эндербиты как производные андезитового ряда, формирующихся в условиях, сходных с условиями позднерехейских островодужных

геодинамических образований. По петрогеохимическим особенностям эндербиты отвечают высококремниевым адакитам (HSA), также формирующимся в островодужной обстановке.

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. Изд.: 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, 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. Материалы Второго Всероссийского петрографического совещания*. Т.4. – Сыктывкар, 2000. С. 298 – 301.
10. *Петровская Л.С., Баянова Т.Б.* Последовательность эндогенных процессов в архейских породах // *Изотопная геохронология. Материалы конференции «Изотопное датирование геологических процессов: новые методы и результаты»*. – Москва: ГЕОС, 2000 г. – 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.: Изд. 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. – 232с.
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. – № 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 anortosites, 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. A. 273. – P. 429 – 442.
19. *Loiselle M.C., Wones D.R.* Characteristics and origin of anorogenic granites // *Geol. Soc. Am. Abst. Prog.* – 1979. – V. 11. – P. 468.
20. *Martin H., Smithies R.H., R. Rapp, et al.* An overview of adakite, tonalite-trochjemitite-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 // *Aver. J. Sci.* – 1974. V. 274. P. 321-355.
22. *O'Connor J.T.* A classification for quartz-rich igneous rocks based on feldspar ratios // *Geeol. Survey 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. Petrology.* – 1984. – V. 25. – № 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. *Tamey 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. № 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 района Пулозеро – Полнек-Тундры, расположен в центральной части Центрально-Кольского блока. В пределах этого района развиты различные по своему 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 в условиях гранулитовой и амфиболитовой фаций. Интрузивные образования включают в себя эндербиты, амфибол-биотитовые тоналиты, а также различные по составу жильные образования. Становление эндербитового массива происходило после гранулитового метаморфизма вмещающих его пород кольской серии, что подтверждается секущими контактами между эндербитами и гранулитом-гнейсами. Амфибол-биотитовые тоналиты слагают отдельные участки в массиве эндербитов. Границы между эндербитами и тоналитами нечеткие, наблюдаются постепенные переходы. Синметаморфические жильные гранат-силлиманитсодержащие микроклин-плагиоклазовые граниты секут мигматитовую полосчатость гнейсов кольской серии. Самыми поздними образованиями являются жильные лейкогранит-аплиты, секущие все выше перечисленные разновидности пород.

Изученный архейский эндербит-гранулитовый комплекс района Пулозеро – Полнек-Тундры является типичным представителем высокометаморфизованных гранулитом-гнейсовых комплексов Центрально-Кольского мегаблока. Общим для исследованного комплекса является полицикличность проявлений метаморфизма и магматизма, андалузит-силлиманитовый тип термодинамического режима регионального метаморфизма архейского времени, сопряженность гранулитового метаморфизма со становлением гиперстенсодержащих гранитоидов. Вместе с тем исследованный комплекс по ряду своих особенностей отличается от других высокометаморфизованных комплексов Центрально-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 гранулитом-гнейсовых комплексов Центрально-Кольского мегаблока, полученных предыдущими исследователями в эволюционном развитии гранулитом-гнейсовой области в целом устанавливается пульсационность геологических событий с латерально неоднородными термодинамическими режимами.

Самым древним определением возраста в Кольском регионе является возраст 3606 ± 16 млн. лет, полученный для гнейсов кольской серии по ксеногенным цирконам в северо-западной части Центрально-Кольского мегаблока (оз. Нельявр) [7]. Этот возраст свидетельствует о том, что к этому моменту в северо-восточной части Балтийского щита уже существовала земная кора.

Модельный Sm-Nd возраст протолита гнейсов кольской серии оценивается в 2922 млн. лет в северо-восточной части мегаблока [17] и – в 2955 млн. лет в центральной [11]. Момент проявления вулканической деятельности и время образования исследуемых пород в северо-западной части мегаблока фиксируется наличием циркона вулканогенного происхождения с возрастом 2910 ± 21 млн. лет [7], что, вероятно, свидетельствует о синхронности процессов осадконакопления и вулканизма в Центрально-Кольском мегаблоке.

В северо-восточной части мегаблока (район оз. Чудзъявра) продатированы наиболее ранние этапы гранулитового метаморфизма и эндербитообразования с возрастными 2832 ± 11 млн. лет [16] и 2830 ± 60 млн. лет [13], соответственно. Примерно в это же время фиксируется становление магматического комплекса, исходного для основных амфибол-двопироксеновых кристаллосланцев центральной части мегаблока (район Веже-Тундры), возраст которого устанавливается наличием магматической генерации цирконов в 2830 ± 70 млн. лет [1]. Приведенные данные свидетельствуют о региональном проявлении условий гранулитовой фации в пределах центральной и северо-восточной частях мегаблока и приуроченности формирования эндербитов к областям развития высокометаморфизованных комплексов.

В северо-западной части мегаблока на побережье оз. Нельявр для гнейсов кольской серии определен ещё один этап гранулитового метаморфизма с возрастом в 2788 ± 16 млн. лет [7]. Для генерации гранулитовых цирконов из основных кристаллосланцев центральной части мегаблока (район Веже-Тундры) получен возраст 2760 ± 10 млн. лет, который интерпретируется как время протекания метаморфизма гранулитовой фации [1]. Данный этап метаморфизма устанавливается по аксессуарным цирконам, которые по химизму и морфологии отвечают «гранулитовым» цирконам.

Более поздний этап регионального гранулитового метаморфизма, с которого и начинается рассмотрение геологической истории исследуемого эндербит-гранулитового комплекса района Пулозеро – Полнек-Тундры, фиксируется возрастом 2724 ± 49 млн. лет [9]. По данным А.И. Тугаринова, Е.В. Бибиковой [15], региональный метаморфизм кольских гнейсов Центральных районов Кольского полуострова в районе оз. Вайкис – оз. Мончеозеро протекал одновременно как в гранулитовой, так и амфиболитовой фациях метаморфизма 2700 ± 50 млн. лет тому назад. Близкий возраст одновременного проявления гранулитового и амфиболитового метаморфизма в

2740 ± 50 млн. лет для глиноземистых гнейсов кольской серии (район ст. Пулозеро) был ранее получен Е.В. Бибиковой и др. [4]. Проявление амфиболитового метаморфизма в гнейсах кольской серии с возрастом 2743 ± 18 млн. лет, фиксируемого на северо-западе мегаблока [7], может рассматриваться как наличие метаморфической зональности с увеличением степени метаморфизма к его центральной части. В районе оз. Чудзьявра 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 условиям гранулитовой фации и сопряжено со временем проявления гранулитового метаморфизма в районе Пулозеро – Полнек-Тундра. Согласно приведенным данным, интервал 2.70 – 2.74 млрд. лет тому назад соответствует образованию различных пород и породных ассоциаций в высокометаморфизованных комплексах Центрально-Кольского мегаблока в условиях, отвечающих условиям гранулитового метаморфизма.

Важным эндогенным событием в развитии Центрально-Кольского мегаблока является формирование крупного массива эндербитов района Пулозеро – Полнек-Тундры с возрастом 2656 ± 10 млн. лет [9] и внедрение более мелких тел гиперстенсодержащих кварцевых диоритов района оз. Чудзьявра с возрастом в 2679 ± 18 млн. лет [16].

В районе Пулозеро – Полнек-Тундры преобразование эндербитов в амфибол-биотитовые тоналиты в условиях амфиболитовой фации метаморфизма определяется возрастными 2640 ± 20 млн. лет и 2635 ± 5 млн. лет [9, 10]. Близкое по времени проявление синтетектонического гранулитового метаморфизма с возрастом 2648 ± 18 млн. лет фиксируется в районе оз. Чудзьявра по сильно рассланцованным силлиманит-гранат-биотитовым гнейсам [16], что может свидетельствовать о снижении степени метаморфизма с северо-востока мегаблока к его центральной части. Примерно в это же время в районе оз. Чудзьявра фиксируется внедрение монацитсодержащих плагиигранитов с возрастом 2634 ± 12 млн. лет, которые объединены в одну возрастную группу с анатектит-гранитами и плагиипегматитами [16].

Более поздний этап наложенного метаморфизма в условиях амфиболитовой фации фиксируется в умереннокальциевых гнейсах кольской серии и амфибол-биотитовых тоналитах района Пулозеро – Полнек-Тундры возрастными 2568 ± 10 млн. лет и 2575 ± 20 млн. лет, соответственно [9]. К этому же этапу можно отнести внедрение жильных гранат-силлиманитсодержащих микроклин-плаггиоклазовых гранитов с возрастом в 2550 ± 16 млн. лет, секущих умереннокальциевые гранулиты кольской серии района Пулозеро – Полнек-Тундры [9], которые близки по времени к постгранулитовым пегматитам района оз. Чудзьявр с возрастом 2556 ± 27 млн. [16].

В районе 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 также незначительными регрессивными изменениями краевых зон гранатов гнейсов кольской серии, сформированных в условиях наложенной амфиболитовой фации метаморфизма, а также оценками температур их образования (500 – 600 °С), которые являются близкими к температурам закрытия Sm-Nd системы в гранатах и плаггиоклазах.

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 от 2500 до 2400 млн. лет [2, 3].

В этот же период времени Sm-Nd и Rb-Sr исследованиями фиксируются термально-флюидные преобразования пород эндербит-гранулитового комплекса района 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 района Пулозеро – Полнек-Тундры Rb-Sr возрастными в 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 района Пулозеро – Полнек-Тундра, сопоставление полученных результатов с соответствующими данными по другим районам Центрально-Кольского мегаблока позволяют уточнить и дополнить существующие 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 академику 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 гранулитогнейсовой 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 // Материалы III Всероссийского совещания: Общие вопросы расчленения докембрия. – Апатиты: Изд. КНЦ РАН, 2000. – С. 24 – 28.
3. Баянова Т.Б. Возраст реперных геологических комплексов Кольского региона и длительность процессов магматизма: автореф. дис. док. геол.-мин. наук. – Москва, 2002. 48 с.

4. Бибикина Е.В., Тугаринов А.И., Грачева Т.В., Константинова М.В. О возрасте гранулитов Кольского полуострова // Геохимия. – 1973. – № 5. – С. 664 – 675.
5. Минц М.В., Глазнев В.Н., Конилов А.Н. и др. Ранний докембрий северо-востока Балтийского щита: палеогеодинамика, строение и эволюция континентальной коры – М: Научный мир, 1996. 287 с.
6. Митрофанов Ф.П., Баянова Т.Б., Балабонин Н.Л. и др. Кольский глубинный раннедокембрийский коллизон: новые данные по геологии, геохронологии, геодинамике и металлогении // Вестник СПбГУ. Сер. 7. 1997. Вып. 3. № 21. С. 5 – 18.
7. Мыскова Т.А., Бережная Н.Г., Глебовицкий В.А. и др. Находки древнейших цирконов с возрастом 3600 млн. лет в гнейсах кольской серии Центрально-Кольского блока Балтийского щита (U-Pb, SHRIMP-II) // ДАН. 2005. Т. 402. № 1. С. 82 – 86.
8. Петров В.П. Метаморфизм раннего протерозоя Балтийского щита – Апатиты: Изд. КНЦ РАН, 1999. – 325 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. Материалы Второго Всероссийского петрографического совещания. Т.4. Сыктывкар, 2000 а. С. 298 – 301.
10. Петровская Л.С., Баянова Т.Б. Последовательность эндогенных процессов в архейских породах // Изотопная геохронология. Материалы конференции «Изотопное датирование геологических процессов: новые методы и результаты». – Москва: ГЕОС, 2000 г. С. 264 – 266.
11. Петровская Л.С., Баянова Т.Б., Деленицын А.А. Позднеархейское время формирования эндербит-гранулитового комплекса района Пулозеро Центрально-Кольского мегаблока – Изотопная геохронология в решении проблем геодинамики и рудогенеза // Материалы. II Российской конференции. – Санкт-Петербург: Центр информационной 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 Центрально-Кольского блока (Кольский полуостров) // ДАН (в печати).
13. Пушкарев Ю.Д., Кравченко Э.В., Шестаков Г.И. Геохронометрические реперы докембрия Кольского полуострова – Л.: Наука, 1978. 136 с.
14. Ранний докембрий Балтийского щита // Отв. редактор чл.-кор. РАН В.А. Глебовицкий. – СПб.: Наука, 2005 711 с.
15. Тугаринов А.И., Бибикина 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: Kola Science Centre of the Russian Academy of Sciences, 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 Rec. – 1995. V. 72. P. 97 – 107.

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ И ПЕТРОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКИ РАССЛОЕННОГО ИНТРУЗИВА ОСПЕ-ЛУВТУАЙВЕНЧ

В.И. Пожиленко¹, Н.Ю. Грошев²

¹ Геологический институт КНЦ РАН, pozhil@geoksc.apatity.ru, ² ОАО «Пана», аспирантура КНЦ РАН

На территории центральной части Кольского региона известны неопротерозойские базит-гипербазитовые расслоенные интрузивы, относящиеся к перидотит-пироксенит-габброноритовой формации (Магматические ..., 1979; Магматические ..., 1980; Магматические ..., 1985; и др.). Они образуют две разновозрастные (Баянова, 2004; и др.) и пространственно разобщённые группы. К более древней (2520 – 2490 млн. лет) относятся массив г. Генеральской, Фёдорово-Панский и Мончеплутон. Группа более молодых (2445 – 2435 млн. лет) массивов была объединена в умбареченско-имандровский комплекс. Было высказано предположение, что 8 массивов умбареченско-имандровского комплекса, разрозненных в плане и расположенных в северной части оз. Большая Имандра, западнее и южнее его, а также к югу от Хибин, являются составными частями Имандровского лополита (Докучаева и др., 1982; Докучаева и др., 1992), возраст которого был определён в 2440 ± 4 млн. лет по габбро-диоритам г. Большая Варака и 2437 ± 7 млн. лет по норитам Умбареченского блока (Баянова, 2004), а по данным (Amelin et al, 1995) 2441 ± 1.6 млн. лет. Это – массивы Прихибинский, Монче-полуострова, г. Девичья и г. Майявр, г. Ягельной, Умбареченский, г. Большая Варака и р-на р. Чёрной. В состав Имандровского лополита был включен также массив «р-на Иокостровского пролива», расположенный к западу от Иокостровского пролива в р-не гор Оспе и Лувтуайвенч (массив Оспе-Лувтуайвенч). Но, к сожалению, этот массив был практически не изучен.

Все вышеперечисленные массивы (за исключением массива 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 выделяется пять зон, две из которых расслоенные (мощностью 40 – 60 м и около 200 м). Не все зоны и неравнозначно представлены в отдельных массивах. Элементы залегания расслоенности в отдельных массивах в обобщённом виде имеют центриклинальное положение: в северных массивах – расслоенность падает к югу, в западных – к востоку, а 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 и габбродиориты и плагиоклазиты, а преобладают мезо- и меланократовые габбронориты. Содержание SiO_2 в породах варьирует в интервале 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. Степень сохранности магматических минералов и структур в породах разная – наиболее интенсивно изменены породы в зонах тектонических нарушений (вплоть до образования тонкоплитчатых хлорит-актинолитовых сланцев) и в приконтактных частях.

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

Массив Оспе-Лувтуайвенч отличается от вышеперечисленных массивов по многим признакам – по 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 района (Пожиленко и др., 2002) (рис.1). Вмещающими породами массива являются метавулканы кислогубской свиты верхнего архея (биотит-амфиболовые, эпидот-биотит-амфиболовые гнейсы с редкими прослоями амфиболитов) с возрастом 2718 ± 10 млн. лет (Чашин и др., 2004). Протяжённость массива в субширотном направлении в плане около 7.2 км со средней шириной обнажённой его части около 1.4 км (истинная мощность обнажённой части массива ~1150 м). Расслоенность в интрузии падает к югу под углом $35 - 40^\circ$, тогда как в южных массивах Имандровского лополита она падает к северу. Нарастивание разреза идёт с севера на юг, что подтверждается характером ритмичной расслоенности второго рода. Верхняя часть массива не обнажена, но видимая мощность её не может превышать нескольких сотен метров. В пределах изученной части массива выделяются три типа расслоенности – макромасштабная, мезомасштабная и микромасштабная ритмичная, которые выражены чередованием меланократовых, мезократовых и лейкократовых слоёв:

- макромасштабная расслоенность (первого рода) представлена четким чередованием слоёв мощностью от первых метров до десятков метров;
- мезомасштабная расслоенность (первого рода) представлена четким чередованием слоёв мощностью от десятка сантиметров до первых метров;
- микромасштабная расслоенность или ритмичность (первого и второго рода) встречается среди ритмов в участках с мезомасштабной и макромасштабной расслоенностью и представлена чередованием слоёв мощностью от нескольких миллиметров до десяти сантиметров.

При расчлененности первого рода члены ритма имеют резкие границы, тогда как при расчлененности второго 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.

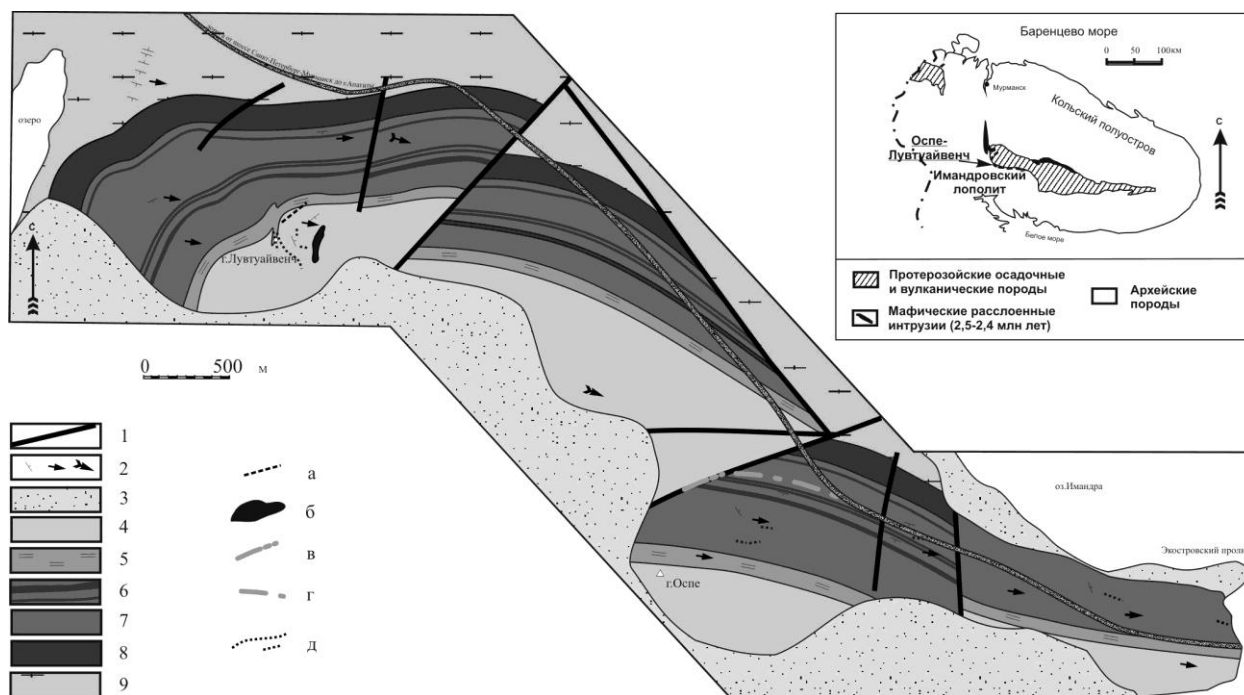


Рис.1. Схема геологического строения интрузивного массива Оспе-Лувтуайвенч.

1 – разломные нарушения, 2 – ориентировка сланцеватости, минеральной линейности и шарниров складок, 3 – четвертичные отложения, 4 – зона мезократовых амфиболитов, 5 – зона ритмичного чередования пород, сложенная преимущественно меланократовыми амфиболитами, 6 – прослои амфиболовых (тремолит-актинолитовых) сланцев, 7 – зона грубого чередования меланократовых, мезократовых и лейкократовых амфиболитов, 8 – зона амфиболовых (тремолит-актинолитовых) сланцев, 9 – гнейсы; а – дайка щелочных пикрит-порфиринов, б – дайкообразное тело клинопироксенитов, в – дайка порфиридных диоритов, г – метасоматиты по катаклазированным порфиридным диоритам, д – дайки метадолеритов.

2). Породы массива Оспе-Лувтуайвенч метаморфизованы и деформированы совместно с вмещающими породами в амфиболитовой фации. Процессы метаморфизма проявлялись неоднократно. Продатирован пока один этап по интенсивно рассланцованным вмещающим породам, структурные элементы в которых аналогичны таковым в массиве: U-Pb -возраст (по циркону) 2143 ± 16 млн. лет. Практически 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 амфиболиты (тремолит-актинолитовые), образованные по оливиновым габбро и троктолитам, в различной степени рассланцованные (массивные, слабо рассланцованные и сильно рассланцованные с плитчатой отдельностью) (рис. 2, 3);
- мономинеральные и меланократовые амфиболиты (роговообманковые), образованные по меланократовым габброноритам и вебстеритам, в различной степени рассланцованные (массивные, слабо рассланцованные и сильно рассланцованные с плитчатой отдельностью) (рис. 3);
- мезократовые амфиболиты с массивной, полосчатой и тонко-полосчатой текстурой, образованные по мезократовым габброноритам (рис. 3);
- лейкократовые амфиболиты, преимущественно сланцеватые или линзовидно-полосчатые, образованные по лейкогабброноритам и диоритам (рис. 3).

Основную часть массива составляют мезократовые амфиболиты, с прослоями меланократовых. Лейкократовые амфиболиты составляют около 15% от общей массы пород массива.

Все породы массива относятся к интрузивным к породам с нормальной щелочностью (рис.2). Содержание SiO_2 в них варьирует в пределах 44.5 – 57%, TiO_2 – от 0,25 до 2,5%, Al_2O_3 – от 3 до 23%, $\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO}$ – от 3 до 18%, MgO – от 1.8 до 20%, CaO – от 5 до 13.6%. Сумма щелочей не превышает 5% при преобладании натрия над калием. На классификационной диаграмме М.И. Дубровского (2002) фигуративные точки анализов пород распределяются следующим образом: меланократовые и мономинеральные тремолит-актинолитовые амфиболиты – в поле троктолитов и оливиновых габбро, меланократовые и мономинеральные

3). Породы массива в условиях метаморфизма среднетемпературной субфации амфиболитовой фации претерпели пластические сдвиговые деформации. Расслоенность и сланцеватость смяты в мелкие ассиметричные сдвиговые складки, шарниры которых, также как и минеральная линейность и бороздчатость, погружаются по аз. $100 - 125^{\circ}$ под углом падения $35 - 50^{\circ}$. Такое же положение преобладающих структурных элементов характерно и для Вочеламбинского ЗКП, Кислогубской и Майяврской «пластин» (рис. 4), расположенных в Чунозёрско-Вочеламбинской сдвиговой зоне.

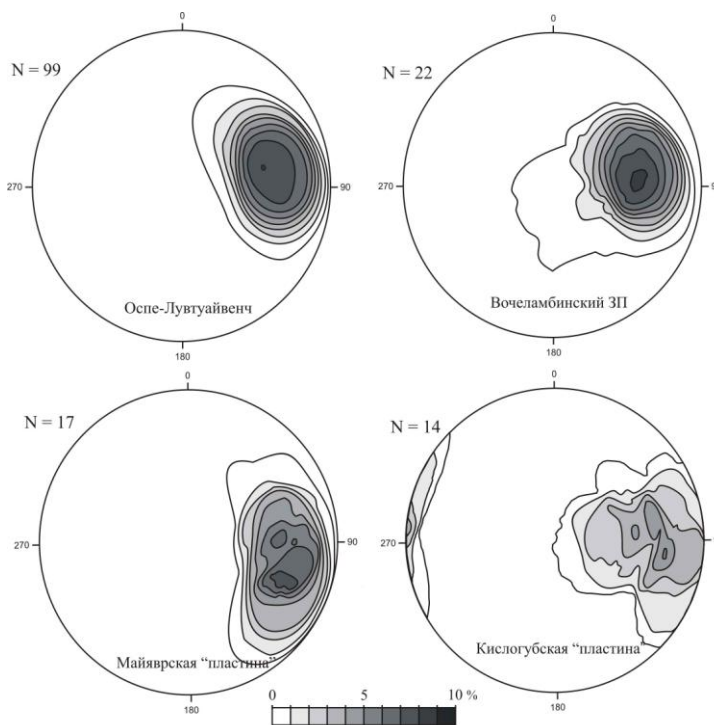


Рис. 4. Круговые диаграммы ориентировки минеральной и агрегатной линейности, бороздчатости и шарниров ассиметричных складок, развитых в пределах массива Оспе-Лувтуайвенч, Вочеламбинского ЗКП, Кислогубской и Майяврской «пластин».

работе. А пока на геологической карте Кольского региона м-ба 1:500000 (Геологическая карта ..., 1996), составленной под редакцией Ф.П. Митрофанова, массив показан в составе интрузий позднеархейского возраста и предварительные данные по определению возраста цирконов из лейкогаббро массива свидетельствуют в пользу последнего.

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 (северо-восточная часть Балтийского щита) масштаба 1:500000. Гл. ред. Ф.П. Митрофанов. Авторы - В.В. Балаганский, А.А. Басалаев, О.А. Беляев, В.И. Пожиленко, А.Т. Радченко, М.К. Радченко. / Апатиты, 1996. – 3 печ.л.
3. Докучаева В.С., Жангуров А.А., Федотов Ж.А. Имандровский лополит – новый крупный расслоенный интрузив на Кольском полуострове // доклады Академии наук СССР, 1982, том 265, № 5. – С. 1231 – 1234.
4. Докучаева В.С., Жангуров А.А., Федотов Ж.А., Шолохнев В.В. Геология и рудоносность Кольского полуострова // Советская геология, 1992, № 10, С. 60 – 67.
5. Дубровский М.И. Комплексная классификация магматических горных пород / Апатиты: изд. КНЦ РАН. 2002. 254 с.
6. Магматические формации докембрия северо-восточной части Балтийского щита / Под ред. Белькова И.В. – Л.: Наука, 1985. 176 с.
7. Пожиленко В.И., Гавриленко Б.В., Жиров Д.В., Жабин С.В. Геология рудных районов Мурманской области. / Апатиты: изд. КНЦ РАН. 2002. 359 с.
8. Чащин В.В., Баянова Т.Б., Левкович Н.В. Кислогубская свита верхнеархейского Терско-Аллареченского зелёнокаменного пояса (Кольский полуостров, Россия) // Стратиграфия. Геологическая корреляция, 2004, том 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 в редких случаях устанавливается два этапа мигматизации. Лейкосомы раннего этапа соответствует гранитам, тогда как в прожилках лейкосомы второго этапа преобладает кварц, а плагиоклаз и ± эпидот присутствуют в незначительном количестве. Массив прорван многочисленными разновозрастными дайками кислых, основных и ультраосновных пород, которые также 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 титаномagnetитом (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. Массив 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 на данный момент в

СРЕДНЕВЗВЕШЕННЫЙ СОСТАВ ДИФФЕРЕНЦИРОВАННЫХ ПЛУТОНИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСОВ КАК ПОКАЗАТЕЛЬ ЭВОЛЮЦИИ МАГМАТИЗМА

А.А. Предевский

Геологический институт КНЦ РАН, Анапты, e-mail: root@geoksc.apatity.ru

Средневзвешенный химический состав (СВС) сложных дифференцированных плутонических комплексов, таких, например, как расслоенные гипербазит-базитовые интрузивы начала раннего протерозоя в обрамлении Печенгско-Варзугского пояса или дифференцированные никеленосные интрузивы Печенги, является фактом прямого значения для понимания сущности и эволюции магматизма и, следовательно, для эффективных металлогенических построений.

Наметившееся в последнее время 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. 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 все 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 соответственно – множественности типов родоначальных магм.

Кроме отмеченного, полноценному анализу СВС и СС магматических комплексов мешает отсутствие корректной общей базовой 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]. Этот параметр, по существу, соответствует известному «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 и самостоятельно.

Разрабатываемое автором представление о генотипах магматитов, близкое к понятиям о сериях или сериальных типах магматитов [9], заключается в том, что генотип магматита отражает специфику и условия работы породившей его магмообразующей системы. Информация об этом записана в химическом составе магматита, причем в содержании и соотношении не только порообразующих, но и малых и редких элементов. Специфика генотипов должна войти в будущую базовую систематику магматитов.

С учетом отмеченных предложений на перспективу, автором предпринята попытка сопоставления СВС и СС некоторых дифференцированных плутонических комплексов и вулканических гипербазит-базитового уровня меланократовости. Результаты имеют предварительный характер, т.к. отчасти базируются на неполных данных. Однако они свидетельствуют в пользу важности СВС и СС плутонических и вулканических ассоциаций.

Общий итог сопоставления показан на рисунке. В процессе были рассмотрены соотношения объектов и на других диаграммах, в том числе на базовой (общая глиноземистость – меланократовость – общая щелочность), но из-за малого объема публикации здесь приводится 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 металлогенических характеристик [6]. Ориентировка линии тренда позволяет решить старый спор о среднем составе Мончеплутона между Е.К. Козловым и Е.В. Шаровым (см. рисунок). Так, наиболее вероятное содержание MgO в Мончеплутоне гравически 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. Рисунок отражает в определенной мере родство по генотипу расслоенных массивов, вулканических сейдореченской свиты и позднеархейских коматитов. Все они принадлежат магнизальному генотипу с пониженной щелочностью, иногда именуемому в литературе бонинитоподобным.

5. На диаграмме четко проявлено отличие тренда пикритовых вулканических и плутонических магматитов Печенги от тренда рассмотренных выше расслоенных массивов. Печенгский тренд во времени направлен на увеличение меланократовости и щелочности исходных расплавов, т.е. является противоположным

по эволюции, генотипу и специфичен металлогенически. В связи с этим интересно присутствие даек типа печенгских пикритов в Мончегорском районе [5], что могло иметь и металлогенические 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 магмообразования? Когда-то мы истолковали печенгский тренд как признак увеличения глубинности очагов плавления [7]. Какова природа и каков состав плавящихся субстратов, если отказаться от примата магматической дифференциации при анализе процессов рождения исходных расплавов? Какое значение, наконец, имеют рассмотренные факты для геологической интерпретации процессов эволюции магматизма, хотя бы в палеотектоническом аспекте? Автор считает, что иногда небесполезно ставить вопросы, а не только отвечать на них.

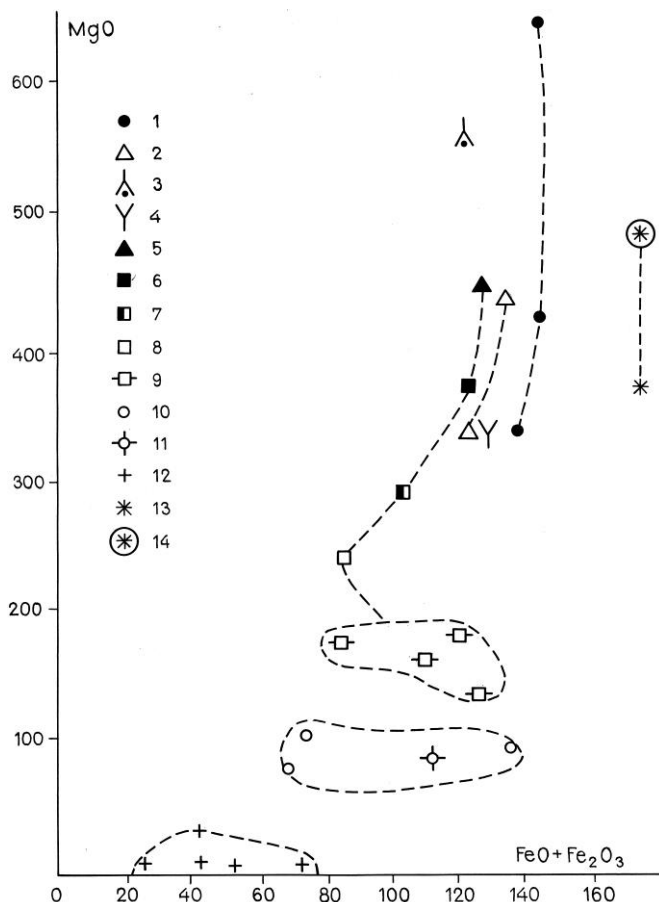


Рис. Соотношение СВС и СС некоторых гипербазит-базитовых плутонических комплексов и рядов вулканитов Кольского региона на диаграмме MgO-(Fe₂O₃+FeO), построенной в молекулярных количествах.

Обозначения: 1 – коматитовые метавулканиты позднего архея по разным источникам; 2 – ранне-протерозойские метавулканиты (и субвулканиты) сейдореченской толщи Имандра-Варзугской зоны, сходные по генотипу с расслоенными интрузивами гипербазит-базитового состава; 3, 4 – соответственно, предполагаемые СВС Мончеплутона по Е.К. Козлову и Е.В. Шаркову [4]; 5 – СВС Мончеплутона, вычисленный по данной диаграмме; 6 – средний состав первой фазы Федоровского массива; 7 – средний состав второй фазы Федоровского массива; 8 – средний состав Панского массива (примечание: обозначения 6, 7 и 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 в целом габбро-лабрадоритовой формации позднего архея [10]; 12 – средние составы массивов щелочных гранитов Кейвского блока [1]; 13 – ряд средних составов пикритовых метавулканитов Печенги, предшествующих появлению никеленосных интрузивов; 14 – СВС никеленосных дифференцированных интрузивов Печенги (13 и 14 – по работам [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. – С.-Пб., Наука, 2004. 174 с.
3. Белоусов А.Ф. Об основаниях петрохимической классификации эффузивных пород // Геология и геофизика, 1974. № 3.
4. Дубровский М.И. Тренды дифференциации оливиннормативных магм нормальной щелочности и соответствующие им породные серии. – Апатиты, изд. КНЦ РАН, 1998, 336 с.
5. Жангуров А.А., Федотов Ж.А., Предовский А.А., Шелохнёв В.В. и др. Интрузивные базит-гипербазиты печенгского формационного типа в Мончегорском районе / Геология и полезные ископаемые Кольского полуострова. – Апатиты, КФ АН СССР, 1978. С. 44 – 55.
6. Митрофанов Ф.П. Новые виды минерального сырья Кольской провинции: открытия и перспективы. Смирновский сборник – 2005. – 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, 34, 1995, pp.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, однако до сих пор изучены весьма слабо. Не считая фондовых материалов поисково-съёмочных работ, в опубликованной литературе краткое описание проявления дается лишь в статье Е.Н. Терехова и В.И. Левицкого [4]. Мною эти породы изучались в ходе исследования всех известных проявлений корундсодержащих пород БПП.

Проявление корундсодержащих пород Перуселька расположено в ~20 км к СВ от г. Ковдор (Мурманская обл.) на небольшой сопке возле горы Перуселька (в 1 км к СЗ от ее вершины). Согласно тектонической схеме Ю.В. Миллера и др. (например, в [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 породы для Чупинского покрова.

На проявлении наблюдается большое разнообразие пород. В первую очередь это связано с тем, что как на вмещающие амфиболиты, так и на сами корундсодержащие породы наложены эпидотизация и хлоритизация, что весьма осложняет изучение самих корундсодержащих пород. Поэтому сначала опишем продукты этих наложенных процессов, тем более, что они также весьма интересны.

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

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

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

Среди неизменных корундсодержащих пород выделяются две разновидности: 1) с одиночными кристаллами корунда и 2) с корунд-плагиоклазовыми псевдоморфозами. Все эти породы крупно-среднезернистые и порфириобластовые.

Первая разновидность состоит преимущественно из кальциевого амфибола и корунда. Амфибол, согласно классификации [5], представлен паргаситом ($Si = 5.81-5.94$ ф.е., $(Na + K)^A = 0.54-0.64$ ф.е., $Mg/Mg+Fe^{2+}=0.72 - 0.75$). Изредка в породе встречается анортит в интерстициях между зернами паргасита и вокруг кристаллов корунда. Из аксессуаров встречены рутил и ортит. Корунд (полупрозрачный, окрашенный в розовые и малиновые тона) образует призматические кристаллы размером от 0.5 до 7 см в длину (диаметр крупных кристаллов до 4 см); часто эти кристаллы 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 из кальциевого амфибола, но кроме него здесь находятся корунд-плагиоклазовые псевдоморфозы по минералу, имевшему дошковидные кристаллы с сечением, близким к прямоугольной форме. Реликтов этого минерала не обнаружено. Размер псевдоморфоз широко варьирует от 0.5 до 5 см в длину (до 0.5 x 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 в интерстициях между зернами амфибола. Из аксессуаров присутствуют рутил и ортит.

Внутренняя часть псевдоморфоз слагается корунд-плагиоклазовыми сростаниями (плагиоклаз здесь 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 от 20 до 300 мкм. Корунд в сростаниях слагает 20 – 25 % объема псевдоморфозы. Плагиоклаз здесь имеет состав An_{90-95} , причем в краях

псевдоморфоз он на несколько номеров кислее, что видно по степени его серицитизации (в краях он замещен меньше). Также в псевдоморфозах присутствует много мелких зерен рутила.

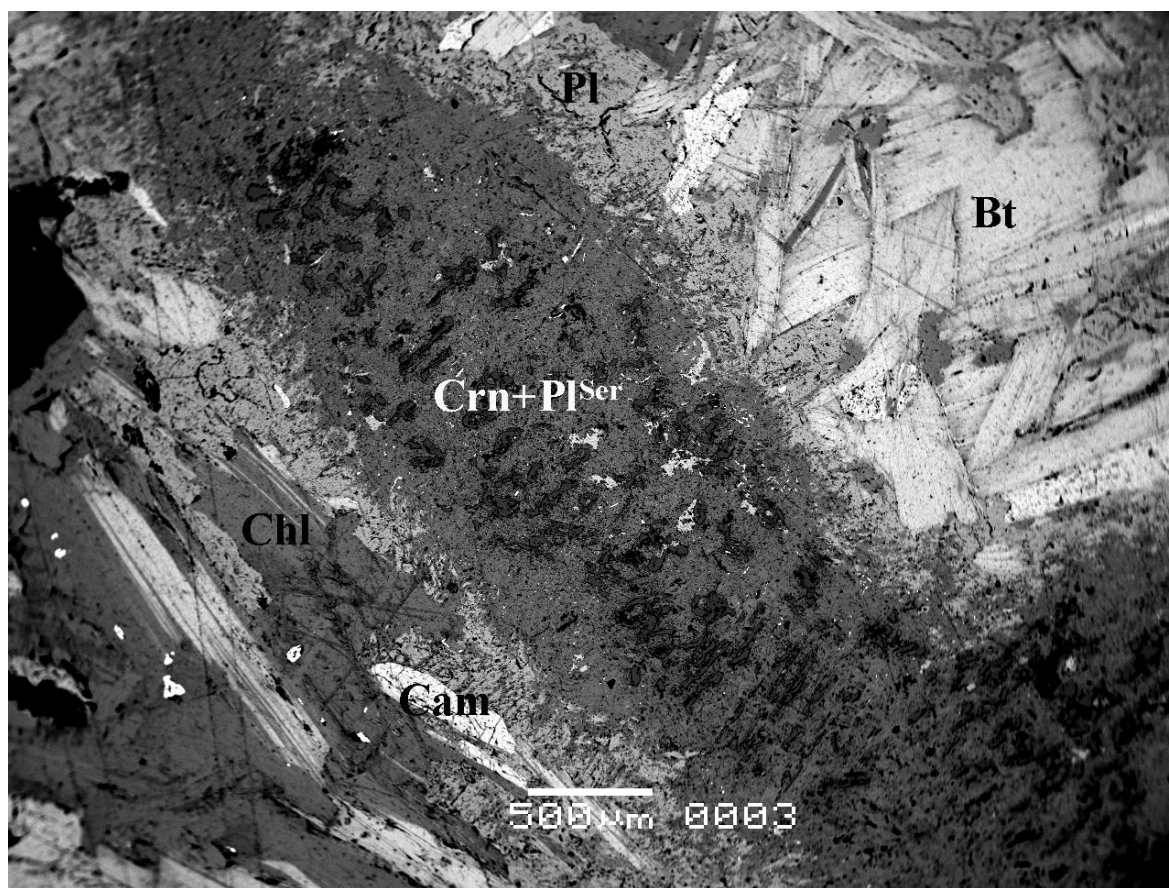
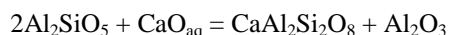


Рис. 1. Корунд-плагиоклазовые симплектиты в псевдоморфозе из корундсодержащих пород (амфибол в образце почти полностью замещен биотитом и хлоритом). Изображение в отраженных электронах на СЭМ.

Судя по морфологическим особенностям псевдоморфоз, они, скорее всего, образовались при замещении кристаллов кианита. Это могло происходить в результате реакции:



Согласно этой реакции, корунд, как более плотный, должен занимать в объеме псевдоморфозы $\frac{1}{4}$ часть. Это согласуется с наблюдаемым в природе соотношением минеральных фаз в псевдоморфозах.

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.

Картирование самого крупного на проявлении тела корундсодержащих пород показало, что существует определенная закономерность в распределении их разновидностей в пространстве: в висячем контакте вмещающие амфиболиты сменяются сначала породами с корунд-плагиоклазовыми псевдоморфозами, а потом породами с одиночными зернами корунда. В лежачем же контакте амфиболиты сразу сменяются породами с одиночными зернами корунда.

Стоит отметить, что вмещающие породы изменяются на контакте с корундсодержащими породами. Это особенно видно на примере гранатовых амфиболитов (Cam+Pl+Grt). По мере приближения к породам с корундом мелкозернистый гранат в амфиболитах начинает замещаться плагиоклазом, причем если сначала появляются плагиоклазовые каймы вокруг граната, то в дальнейшем образуются псевдоморфозы плагиоклаза по гранату (изредка с реликтами последнего). На самом контакте с корундсодержащими породами во вмещающих исчезает и плагиоклаз, и появляется более крупнозернистая порода, состоящая только из кальциевого амфибола.

Сравнение приведенных данных по породам проявления Перуселька с материалом по петрологии корундсодержащих пород в метабазах чупинской толщи БПП в Северной Карелии [2, 3] показывает следующее. Нами были изучены четыре таких карельских проявления: Дядина гора, Варацкое, Кулежда и Высота 128. На всех этих проявлениях имеются разновидности корундсодержащих пород, схожие с выделенными на проявлении Перуселька: 1) Ts (или Prg) + $Crn \pm Grt + An$, где корунд образует одиночные кристаллы (до 2 см в диаметре) и 2) $Ts + (St+Crn+An) + Grt^1$, где ставролит-плагиоклазовые и корунд-плагиоклазовые сростания слагают зональные псевдоморфозы. При этом состав пород с одиночными кристаллами корунда из проявлений Карелии и из Перусельки сходен. Взаимоотношения между этими разновидностями пород, а также со вмещающими амфиболитами, такие же, что и на проявлении Перуселька. Более того, отмечается одинаковое изменение состава кальциевого 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, состоящей из ставролит-плагиоклазовых симплектитов, а также присутствие граната отличает породы карельских проявлений от пород Перусельки, что, возможно, связана с некоторым различием в термодинамических условиях образования пород.

Важно, что на всех карельских проявлениях внутри псевдоморфоз часто встречаются реликты кианита. Этим подтверждается, что в схожих породах проявления Перуселька псевдоморфозы образовывались по кианиту. Более того, на проявлениях Дядина гора и Кулежда имеются породы состава $Ts+Ky$. Поэтому можно уверенно говорить о том, что и на проявлении Перуселька также были породы кианит-чермакитового состава.

Для корундсодержащих пород в метабазах карельской части чупинской толщи БПП был предложен метасоматический генезис [2, 3], где породы состава $Ts+Ky$, $Ts+(St+Crn+An)_{simpl}$ и Ts (или Prg)+ Crn , а также анхимономинеральные роговообманковые породы (сменяющие амфиболиты) представляют собой зоны единой метасоматической зональности. Сходство в минеральном составе пород и их текстурно-структурных особенностях, в распределении пород в пространстве, а также в химизме минералов на этих проявлениях и на проявлении Перуселька дает основание предполагать тот же генезис и для описываемого проявления. Однако на нем метасоматическая зональность наблюдается не полностью, что, видимо, определяется уровнем эрозионного среза.

Интересно, что, как и на проявлении Перуселька, в карельских проявлениях также наблюдается широкое развитие процессов эпидотизация и хлоритизация, и там также встречены плагиоклазовые породы. Все это еще больше подчеркивает их сходство. Однако 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 науки.

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. канд. дисс. М., 2004. – 30 с.
3. Серебряков Н.С., Аристов В.В. Условия локализации проявлений коллекционного корунда в породах чупинской толщи беломорского комплекса в Северной Карелии // Изв. Вузов: Геология и разведка. – М.: 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 разв., 1991, № 6, с. 3 – 13.
5. Leake, B.E., Woolley, A.R., Arps, C.E.S., Birch, W.D., Gilbert, M.C., Grice, J.D., Hawthorne, F.C., Kato, A., Kisch, H.J., Krivovichev, V.G., Linthout, K., Laird, J., Mandarino, J., Maresch, W.V., Nickel, E.H., Rock, N.M.S. Nomenclature of amphiboles: Report of the Subcommittee on Amphiboles of the International Mineralogical Association Commission on New Minerals and Mineral Name. // Eur. J. Mineral., 1997. V. 9. P. 623 – 651.

¹ Здесь и далее обозначения минералов (Kretz, 1983): An – анортит, Crn – корунд, Grt – гранат, Ky – кианит, Prg – паргасит, St – ставролит, Ts – чермакит. $(Crn+An)_{simpl}$ – корунд-плагиоклазовые сростания.

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 СГ-3 в интервале 0 – 6842 м. Разрез печенгского комплекса включает 4 мегаритма: в основании каждого из них располагается метаосадочная свита, а в кровле – метавулканогенная. На контакте между лучломпольской метаосадочной и заполярнинской вулканогенной в интервале 4673.0 – 4831.6 м и расположено тело риодацитовых порфиров, имеющее мощность около 110 м (рис. 1). Оно приурочено к зоне регионального Лучломпольского разлома и обладает своеобразными особенностями петрохимии, возраста и рудной минерализации.

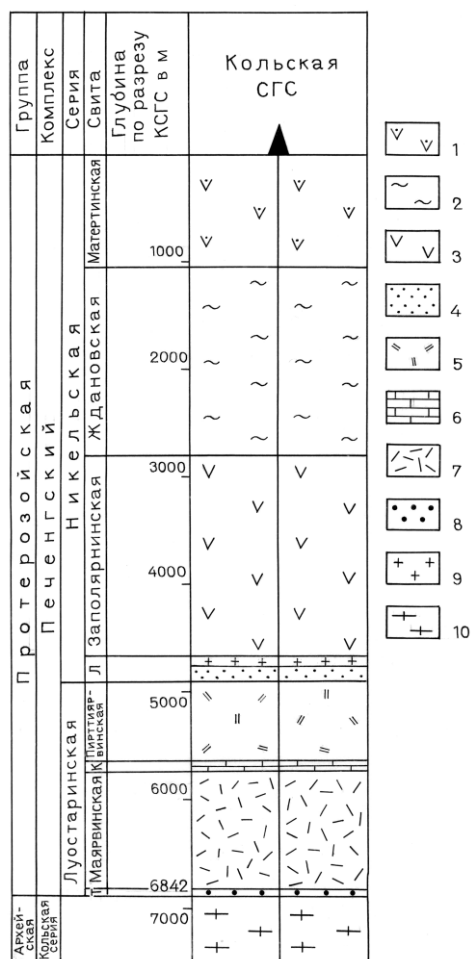


Рис. 1. Фрагмент геологического разреза Кольской сверхглубокой скважины (СГ-3) в интервале 0.0 – 6842.0 м (Кольская сверхглубокая..., 1984).

Условные обозначения: печенгский осадочно-вулканогенный комплекс: 1 – базальты и пикробазальты матертской свиты; 2 – филитовидные сланцы и песчаники продуктивной свиты; 3 – базальты заполярнинской свиты; 4 – песчаники, доломиты и базитовые туфы лучломпольской свиты; 5 – щелочные базальты и трахибазальты пирттиярвинской свиты; 6 – доломиты кувернериньокской свиты; 7 – базальты и андезибазальты маярвинской свиты; 8 – гравелиты и песчаники телевинской свиты; 9 – интрузивное тело риодацитовых порфиров; 10 – породы кольской серии (архей).

В колонке свит: Т – телевинская свита; К – кувернериньокская свита; Л – лучломпольская свита.

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 толеитовой серии.

В данном сообщении рассматриваются определение возраста и состав рудной минерализации тела риодацитовых порфиров.

1. Возраст риодацитовых порфиров.

На U-Pb датирование из образцов керна СГ-3 с глубины 4763.0 м была отобрана проба риодацитовых порфиров весом 1.5 кг. При обработке этой пробы выделены цирконы, которые характеризуются изометрическим и округлым габитусом и были разделены на 4 типа. Первый и второй тип – прозрачные

изометричные кристаллы светло-аметистового цвета, размером 75 – 125 мкм. Первый тип имеет гладкую поверхность, второй - слабо корродирован. В иммерсионной среде кристаллы слабо зональны. Третий и четвертый типы – овальные бесцветные кристаллы со стекляннным и алмазным блеском, размером 75 – 100 мкм.

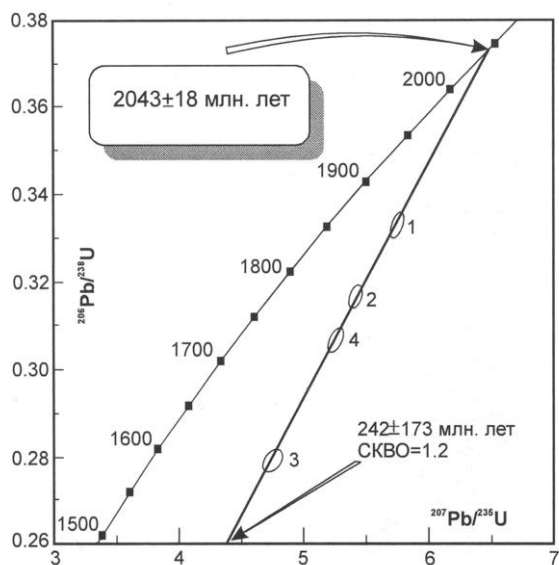


Рис. 2. U-Pb диаграмма с конкордией для циркона из риодацитового порфира.

Химические процедуры разложения цирконов проводились по методике Krogh (1973), использовался смешанный трассер $^{208}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ и силикагель. Расчет координат точек и параметры изохроны проводились по программам Ludwig (1991, 1999), использовались принятые константы распада (Steiger, Jäger, 1977); все ошибки даны на уровне 2σ . Все изотопные измерения выполнены на масс-спектрометре МИ-1201-Т. U-Pb возраст изученных четырех типов цирконов составляет 2043 ± 18 млн. лет (рис. 3).

Концентрации U и Pb в цирконах низкие, что характеризует их магматический генезис, поэтому полученный U-Pb возраст отвечает времени формирования риодацитовых порфиров. Таким образом, риодацитовые порфиры моложе базальтов заплярнинской свиты (2114 ± 52 млн. лет), но древнее вулканитов свиты матерг (1980 ± 34 млн. лет). Они могут являться 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	$\frac{206\text{Pb}}{204\text{Pb}}$	$\frac{206\text{Pb}}{207\text{Pb}}$	$\frac{206\text{Pb}}{208\text{Pb}}$	$\frac{207\text{Pb}}{235\text{U}}$	$\frac{206\text{Pb}}{238\text{U}}$	$\frac{207\text{Pb}}{206\text{Pb}}$	
№	мг									
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. Все 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 на возраст по модели Stacey, Kramers, 1975.

2. Рудная минерализация риодацитовых порфиров.

Рудная минерализация в теле риодацитовых порфиров довольно разнообразна и по общему количеству минеральных видов сопоставима с вулканитами пирттиярвинской и осадками лучломпольской свит (Яковлев и др., 2003). Среди сульфидов здесь 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 распространенными являются халькопирит и пирит: они встречаются примерно в 40 % изученных образцов, остальные обнаружены в единичных образцах. Как правило, содержание сульфидов находится в пределах е.з. – 1%, повышенные их концентрации встречаются редко и приурочены к верхней и нижней частям разреза мощностью 15 – 20 м каждая. Но максимальные их 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 пород, иногда содержащие тонкие просечки и прожилки биотит-кварц-

карбонатного состава. Среди оксидов наиболее распространенным является магнетит, реже ильменит, обратные соотношения встречаются редко. Содержание магнетита варьирует в пределах е.з. – 10 – 15 %, но обычно составляет 1 – 3 %; более высокие концентрации магнетита характерны для верхней половины разреза тела. Содержание ильменита изменяется от е.з. до 5 %, но чаще составляет 1 – 3 %. Гематит всюду находится в подчиненном количестве, преобладают концентрации е.з. – 1 %, повышенные (до 3 %) иногда встречаются в верхней и средней частях разреза; в одном образце (17937) содержание гематита достигает 5 – 7 %. Рутил часто встречается в нижней половине разреза, но концентрация его обычно не превышает 1 %. В отдельных образцах наряду с рутилом развит лейкоксен. Сфен распространен в верхней части тела риодацитов, содержание его большей частью составляет 1 – 2 %, иногда увеличивается до 3 – 5 %. Циркон более или менее равномерно распределен в пределах всего разреза 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 обычно 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, причем 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, а миллерит – в халькопирите, на участках замещения его 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 неправильные, "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. Кроме того, нередко наблюдаются мирмекитоподобные ильменит-гематит-силикатные агрегаты, очень разнообразные по соотношению частей и рисунку; в качестве силиката в этих агрегатах иногда выступает сфен, который к лежащему боку становится преобладающим, постепенно "поглощая" оксиды. Поздний гематит замещает магнетит, а также вместе с рутилом и ильменитом. В последнем случае возникают очень тонкозернистые сростания всех минералов. Ильменит и магнетит образуют также очень мелкую "пыль" или "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 здесь развиты главным образом в кварц-плагиоклазовых прожилках на участках брекчирования.

Практически все сульфидные минералы из риодацитовых порфиров отличаются стабильностью и чистотой своего 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 своего 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	$\Sigma Me / S$	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: 1. n – количество анализов; 2. для сульфидов соотношение элементов дается в атомных количествах, а для оксидов содержание элементов – в формульных единицах; сумма примесей всюду дается в процентах (элементов – в сульфидах, окислов – в оксидах).

Заключение.

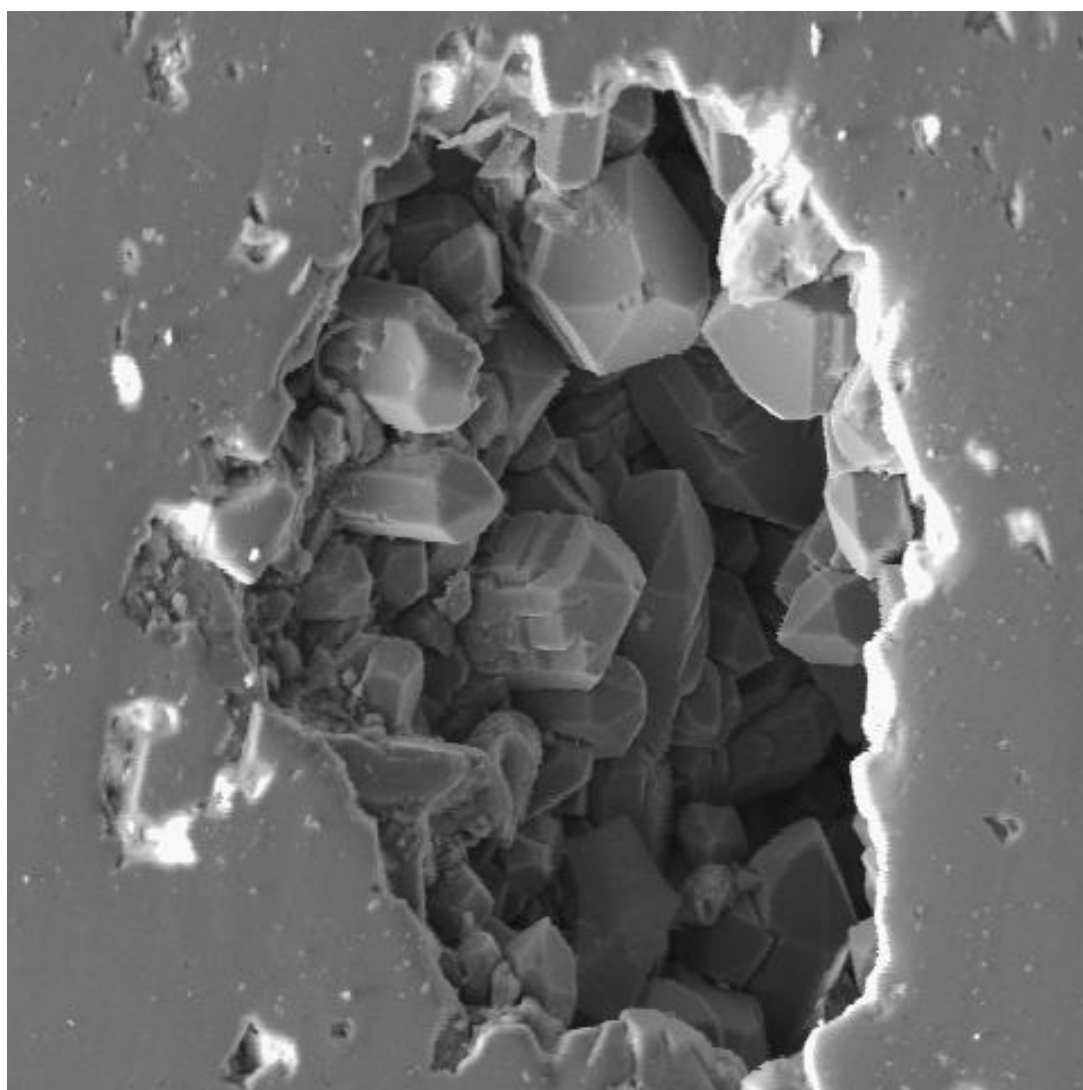
Таким образом, силлоподобное тело риодацитовых порфиров, характеризующее ранее неизвестный магматический импульс в длительной истории формирования Печенгской структуры, является, вероятно, непосредственным предшественником рудоносных габбро-верлитовых интрузий, обладает характерными особенностями петрогеохимии и рудной минерализации (стабильность и чистота рудных минералов, наличие представителей Cu-Ni оруденения), высокой радиоактивностью и имеет U-Pb возраст 2043 ± 18 млн. лет.

Исследования проводятся при финансовой поддержке грантов ОФИ-А 05-05-08029 и НШ-1413.2006.5

Список литературы

1. Кольская сверхглубокая (под ред. Е.А. Козловского). М.: Недра, 1984. 490 с.
2. Яковлев Ю.Н., Суфьян 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 полуострова (Полезные ископаемые, минералогия, петрология, геофизика). Т. 2., Апатиты, 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. Vol. 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 Geochronology Center, Special Publication No. 1a. 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. Vol. 26. № 2. P. 207 – 221.
7. Steiger R.H. and Jäger E. Subcommission on geochronology: Convention on the use of decay constants in geo- and cosmochronology // Earth and Planet. Sci. Lett., 1977. Vol. 36. № 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 натрия (натрит, трона, термонатрит 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 натриевой 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 эпиптермальных и гипергенных условиях, но и при взаимодействии с атмосферными углекислотой и влагой, что приводит к появлению здесь вторичных содовых минералов. Таким образом, содовая минерализация в породах может иметь как эндогенное, так и экзогенное происхождение.

«Содовые горизонты» распространены в пределах Центральной дуги Хибинского массива, сложенной, главным образом, рихсчорритами и ийолит-уртитам, вмещающими апатит-нефелиновые месторождения. Локальные проявления ультращелочной натриевой минерализации носят прожилково-вкрапленный характер и отмечены на всем протяжении Центральной дуги. Они установлены в керне скважин, пробуренных в районе гор Эвеслогчорр, Коашва, Партомчорр, Ньюкпахк, Суолуайв, Рестиньон, Кукисвумчорр, Юкспор, Расвумчорр и др. Размеры площадного развития содовой минерализации варьируют от нескольких сантиметров до сотен метров. Не отмечены ограничения и по глубине – рассматриваемые образования фиксируются и в приповерхностных условиях, и в глубоких подземных выработках, и в керне буровых скважин, глубина которых превышает 2 км.

Количественное содержание содовых и «содообразующих» минералов в породах непостоянно. В одних случаях оно незначительно (отмечаются лишь 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 натрия). При среднем содержании породы 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 еще недостаточно изучены. Известно, что они образуют вытянутые зоны, занимающие как согласное, так и секущее к плоскости залегания пород положение и, как правило, приурочены к массивным грубозернистым уртитам. Немаловажные закономерности в локализации «содовых горизонтов» были отмечены при изучении пород комплекса рихсчорритов. В данных геологических условиях содовая минерализация, как правило, приурочена к зонам контактов рихсчорритов с заключенными в них участками пород ийолит-уртитовой серии – массивных грубозернистых уртитов, являющихся, по мнению ряда исследователей, реликтовыми породами. Согласно [2] именно эти породы послужили матрицей для образования высококальциевых пород Хибинского массива – рихсчорритов (пойкилитовых нефелиновых сиенитов). Процесс, приводящий к образованию рихсчорритов, определен как калий-кремниевый метасоматоз (ортоклазизация). Главные изменения состава породы обусловлены замещением нефелина исходных уртитов ортоклазом и кальсилитом, а также развитием ассоциации калиевых второстепенных и аксессуарных 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 перераспределением выносимого при K, Si -метасоматозе натрия ($Na_3KAl_4Si_4O_{16}$ [нефелин] + $1,5K_2O + 8SiO_2 \rightarrow 4KAl_3O_8$ [ортоклаз] + $1,5Na_2O$).

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 рихсчорритов (в том числе, ультракальциевых) из толщи пироксеновых рихсчорритов горы Расвумчорр (материал Б.Е. Боруцкого, М.Н. Соколовой и автора). В целом можно отметить сходство минерального состава всех изученных 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 полевошпатовым (рихсчорритам и ювитам).

Содовая минерализация в урритах. Как уже было отмечено выше, содовые минералы относятся к ультращелочной натриевой ассоциации, образованной как легкорастворимыми соединениями, так и вполне устойчивыми натриевыми (иногда калийсодержащими) 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.). Так, отмечается замещение (с сохранением реликтов): нефелина - содалитом, эвдиалита – цирсиалитом, апатита - накафитом (рис. 1) и др. Неустойчивость большинства минералов изучаемой ассоциации, приводящая к их быстрому разрушению, затрудняет рассмотрение всех возможных замещений. Однако, отдельные минералы (такие как цирсиалит и коашвит) способны в процессе гипогенной, гипергенной или атмосферной гидратации, частично освобождаясь от щелочей и приспосабливая свою структуру,

преобразовываться в устойчивые в данных условиях соединения (ловозерит и тисиналит). О существовании более щелочных протофаз этих минералов можно судить на основании исследования неоднородности химического состава этих минералов – как правило, в них фиксируются участки более обогащенные натрием 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, термонаитрит, накафит, канкрисилит, фосинаит, цирсианит, коашвит, рамзаит, лопарит, содалит, ринкит, аллуайвит, литвинскит (таблица 1). Эти минералы, как правило, не образуют устойчивых минеральных ассоциаций и встречаются в виде редких вкраплений размером до нескольких миллиметров.

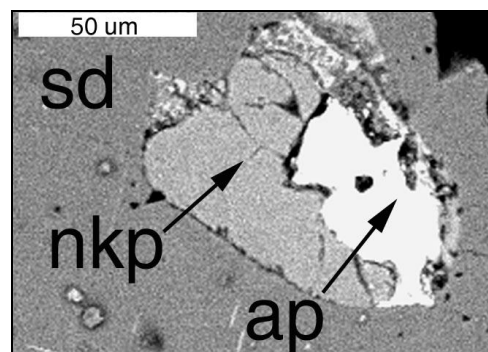


Рис. 1. Замещение апатита (ap) накафитом (nkp) (JSM-5300, Link ISIS), Sd-содалит.

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 $\text{Na}_{19}\text{Ca}_6(\text{Ti},\text{Nb})_3\text{Si}_{26}\text{O}_{74}\text{Cl}$, фосинаит $\text{Na}_3(\text{Ca},\text{Ce})\text{SiPO}_7$, 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 $\text{Na}_5\text{Ca}_4(\text{PO}_4)_4\text{F}$, пирссонит $\text{Na}_2\text{Ca}(\text{CO}_3)_2$, натисит $\text{Na}_2\text{TiSiO}_5$, бербанкит $(\text{Na},\text{Ca})_3(\text{Sr},\text{Ca},\text{TR})_3(\text{CO}_3)_5\text{идр.}$
лопарит $(\text{Na},\text{Ca},\text{Ce})(\text{Ti},\text{Nb})\text{O}_3$, виллиомит NaF , термонаитрит $\text{Na}_2\text{CO}_3\times\text{H}_2\text{O}$, шортит $\text{Na}_2\text{Ca}_2(\text{CO}_3)_3$, накафит $\text{Na}_2\text{CaPO}_4\text{F}$, содалит $\text{Na}_8(\text{AlSiO})_6\text{Cl}_2$, цирсианит $\text{Na}_6\text{CaZr}(\text{Si}_6\text{O}_{18})$, ринкит $\text{Na}(\text{Ca},\text{Na})_2(\text{Ca},\text{TR})_4(\text{Ti},\text{Nb})\text{Si}_4\text{O}_{14}$, литвинскит $\text{Na}_2(\text{Na},\text{Mn})\text{ZrSi}_6\text{O}_{12}(\text{OH},\text{O})_6$, ломоносвит $\text{Na}_{10}(\text{Ti},\text{Nb})_4\text{Si}_4\text{P}_2\text{O}_{26}$ и др.	

Некоторые неустойчивые минералы могут образовывать как самостоятельные выделения в межкристаллическом пространстве, так 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 порошковатой массы, смешанной с мелкими обломками кристаллических фаз. Единственной фазой, четко проявляющейся на порошкограммах исследованных нами образцов, является нефелин. Причем, разрушению подвергается не весь нефелин (главный породообразующий минерал), а лишь единичные его зерна. Формы нахождения ультранатриевых фаз, вызывающих разрушение вмещающего минерала, рассмотрены ниже при описании подобных явлений в рисчорритах. Отмечены некоторые минералого-геохимические особенности, характерные именно для изучаемых геологических образований. Ряд минералов характеризуются несвойственными изоморфными замещениями, например, в составе главного цирконосиликата изучаемых пород – эвдиалита - фиксируется аномально высокое содержание титана. Изученные образцы различаются по содержанию Zr и Ti и составляют полный изоморфный ряд между эвдиалитом и его титановым аналогом - аллуайвитом. Ранее уже были опубликованы данные по химическому составу аллуайвитов и титановых эвдиалитов из содовых горизонтов надрудных уртитов месторождения Расвумчорр, а также из пород комплекса рисчорритов горы Расвумчорр [1]. В таблице 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). Титановые эвдиалиты являются поздними и часто образуют каймы вокруг обычного (низкотитанового) эвдиалита. В некоторых проанализированных образцах, как и в изученных ранее, установлена нетипичная для эвдиалита примесь серы (табл. 2, ан. 5, 9–11) и вольфрама (табл. 2, ан. 9). Хотя эти примеси проявлены не во всех изученных зернах и не являются типоморфным признаком эвдиалита в рассматриваемых геологических условиях, тем не менее, они отражают специфику минералообразующей среды, обусловившей образование ультращелочной натриевой (в т.ч. содовой) минерализации в Хибинском массиве. Примером другого необычного изоморфизма, проявленного в «содовых горизонтах», является обогащение редкого фосфато-титаносиликата ломоносвита ниобием (табл. 3, ан. 4).

Содовая минерализация в ювитах и рисчорритах. В полевошпатовых породах ультращелочная натриевая минерализация проявлена в меньшей степени. Здесь отмечены сидоренкит, цирсианит, виллиомит, термонаитрит, пирссонит, шортит, нефедовит, натисит, бербанкит, лопарит, накафит, содалит, ринкит, литвинскит, ломоносвит (см. табл. 1). Эти минералы локально распространены в приконтактных к массивным уртитам участках, а также встречаются в отдалении от них в обогащенных калием разновидностях рисчорритов (пойкилитовых кальсилитовых сиенитах). Изучение морфологии минералов рассматриваемой 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 минералов. 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.

Химический состав и формулы* титановых эвдиалитов и аллуайтитов 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 также 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}]

Они наблюдаются и в качестве минералов-узников. Например, отмечены кристаллы фенаксита (рис. 2), переполненные прозрачными бесцветными микровключениями первичного содового минерала (предположительно термонаритта). Эти включения ориентированны, а иногда и вытянуты вдоль главных кристаллографических направлений в структуре минерала. Отобранные зерна фенаксита с такими включениями после недельного пребывания в атмосферных условиях мутнеют, а позднее разрушаются.

Как и в «содовых горизонтах» уртитов здесь встречается эвдиалит, обогащенный титаном [1]. Соотношение Ti/Zr в нем колеблется от 0.1 до 1. Титаном обогащаются периферические зоны зерен низкотитанового эвдиалита. Характерно, что в ультракалийевых рихчорритах по нему развиваются вадеит-лопарит-пектолитовые псевдоморфозы, в которых калиевый цирконосиликат вадеит (K₂ZrSi₃O₉) также обогащается титаном (с содержанием титана до 0.4 форм. ед. против 0.6 - циркония), частично наследуя состав замещаемого минерала (табл. 3, ан. 10).

Условия образования «содовых горизонтов» в Хибинском массиве

Анализируя результаты проведенного исследования, отметим отсутствие существенных различий в характере минералообразующей среды, способствующей формированию рассматриваемой ассоциации в различных геологических условиях (локализованных в пределах ийолит-уртитового комплекса, в толще рихчорритов или апатит-нефелиновых залежей). Эти условия характеризуются резким повышением активности натрия и углерода, что проявляется в кристаллизации щелочных карбонатов, силикатов, фосфатов, галогенидов и др. Несмотря на высокощелочную среду минералообразования, обусловившую образование аномально обогащенных натрием минералов, геохимическая направленность этого процесса специфична: в составе ряда 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 ломоносците. Анализ морфологии минералов и их контактовых взаимоотношений указывает на то, что образование рассматриваемой минерализации происходило в результате наложенного процесса - позднего по отношению к массивным уртитам, но, как правило, предшествующего развитию в породах ортоклаза.

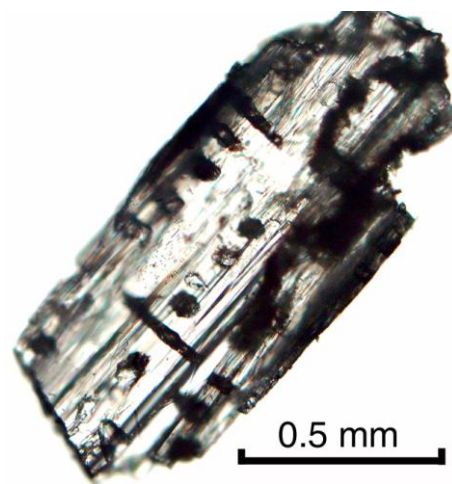


Рис. 2. Округлые и вытянутые включения термонаритта в зерне фенаксита.

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 ₂ O ₅	36.96	36.44	27.81	13.88	-	-	-	-	-	-	-
Nb ₂ O ₅	-	-	-	9.61	-	-	-	-	9.78	-	-
Al ₂ O 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 ₂ O	16.94	29.90	34.32	26.37	8.95	28.34	28.99	8.96	6.16	0.06	7.34
K ₂ O	-	-	-	-	-	-	-	-	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 анализов входит: F=8.56 (ан. 2); BaO=2.22 (ан.8); La₂O₃=6.11 (ан. 8), 5.57 (ан. 9); Ce₂O₃= 5.9 (ан. 8), 8.34 (ан. 9); Nd₂O₃ = 1.86 (ан. 9). 1 – стронциевый нефедовит, 2 – накафит, 3 – сидоренкит, 4 – ломоносвит, 5 – ловозерит, 6 – цирциналит, 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 уртигах: ан. 1, 2, 4, 11; из зон контакта реликтовых уртитов с вмещающими рисчорритами: ан. 5 – 7; из пойкилитовых кальсилитовых сиенитов: ан. 3, 8 – 10.

Формирование щелочно-карбонатной минерализации в Хибинском массиве связывают с карбонатитовой интрузией, прорывающей агапитовые нефелиновые сиениты (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 агапитовых серий Хибинского массива [3]. Но появление ультращелочной натриевой и щелочно-карбонатной минерализации среди пород с выраженной калиевой спецификой (в том числе - в массивных уртигах – наиболее калиевых 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, играли процессы частично переотложения вещества, обусловленные неравновесностью условий минералообразования при формировании пород комплекса рисчорритов. Минералы рассматриваемой ассоциации кристаллизовались из метасоматических растворов, содержащих CO₂ (один из основных компонентов метаморфического флюида) и обогащенных натрием, выносимым в процессе калиевого метасоматоза (рисчорритизации). 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 рисчорритах.

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, №1. 2002. 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 // Геология рудных месторождений, №1. 1991. 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. №11. 1984. С. 124–128
5. Хомяков А.П. Минералогия ультраагапитовых щелочных пород. М.: Наука, 1990. 200 с.
6. Ole Johnsen. The crystal chemistry of the eudialyte group // Canadian mineralogist, V. 37(4). 1999. 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 чем 170 образцов минералов, пород и руд. Несомненно, большую роль в этом сыграли экспедиционные работы Геологического института, проводимые летом в Кейвских тундрах, интересных с минералогической точки зрения, а также целевые поездки за образцами на Хибинский массив.

Из нового поступления 35 наиболее представительных и красочных образцов были выставлены в экспозицию музея, остальные образцы пополнили запасной фонд.

Новые поступления в коллекцию музея можно разбить на следующие группы: 1) новые минеральные виды Кольского полуострова; 2) минералы различных массивов и месторождений Кольского полуострова; 3) рудные минералы и руды Кольского полуострова.

Безусловно, одной из важнейших задач музея является пополнение коллекции по новым минеральным видам Кольского полуострова, 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 были переданы музею два новых минеральных вида, утвержденных международной комиссией по минералам – чесноковит и кариохроит. Оба минерала из Ловозерского массива. Чесноковит, натриевый силикат, открыт И.В. Пековым (в печати), а кариохроит, натрий-железистый силикат - П.М. Карташевым (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 фторсодержащий Ва-Са карбонат и имеет оригинальную сферолитовую форму. Музей Геологического института глубоко признателен И.В. Пекову и А.С. Подлесному за их постоянное содействие в пополнении коллекции, причем достаточно редкими для Кольского полуострова или новыми минеральными видами. Игорь Викторович 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. Александр Семенович 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. Это натрий-магний-силикат из группы хлоритов, который 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 имеющуюся музейную коллекцию минералов по Ковдорскому массиву с целью выявления образцов с везувианом для аналитических исследований, обнаружил в образцах старых сборов (1987 г.) из Флогопитового месторождения и глаголевит, который очень хорошо диагностируется макроскопически. Если бы этот образец в те годы попал в руки к специалисту-минералогу, то открытие минерала могло бы произойти намного раньше. Теперь образец с глаголевитом экспонируется в витрине с новыми минералами Кольского полуострова. Вполне вероятно, что старые музейные сборы хранят в себе еще много тайн и минералогам надо чаще обращаться к ним.

О поступлении минералов из различных массивов и месторождений хочется начать с Хибинского и Ловозерского массивов, поскольку именно этих массивы известны самым большим количеством минералов. Ю.Л. Войтеховским с горы Пик Марченко в Хибинах была 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 отсутствовали в музее.

В коллекции музея имеется почти половина известных на Кольском полуострове 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 Ловозерского массива (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 (натриевого

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 x 20 см был 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) была 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 60x50см, переданный сотрудником института А.А. Басалаевым, теперь украшает петрографическую коллекцию музея.

До 2006 г. в коллекции музея имелось только по одному зерну достаточно редких для Кольского полуострова минералов - гентгельвина и даналита. Минералы представляют собой по составу бериллиевые 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 Западных Кейвах, передал музею коллекцию из 17 образцов с гентгельвином и даналитом.

Новые поступления по Ковдорскому массиву. В литературе по этому массиву до сих пор не было упоминания о точилините, и это вызывало удивление, так как в Фермановском музее в Москве имелся образец точилинита с Железорудного карьера Ковдорского массива. Точилинит – сложный по составу минерал, относящийся к классу сульфидов, который был открыт Н.И. Органовой в серпентинизированных ультрабазитах массива Нижний Мамон Воронежской области. Летом прошлого года при сборе материала для диплома на Флогопитовом карьере Ковдорского массива, студенткой кафедры геологии АФ МГТУ А.В. Гавря, руководителем которой является А.В. Волошин, был найден образец, в котором рентгеновским методом был 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 Вороньих тундрах (образец сотрудника института Н.Н. Галкина), другой - из метасоматических кварцитов р-на оз. Пороярви Южно-Печенгской зоны (образец А.Е. Борисова, КГИЛЦ, г.Апатиты), и 1 образец с молибденитом из Кейв (образец А.К. Шпаченко), который ранее отсутствовал в музее. Продолжает обновляться новыми образцами коллекция платинометаллических руд, а мы знаем, насколько актуально сейчас для Кольского полуострова изучение платинометаллических рудопроявлений. Раньше в музее имелись только сульфидно – платинометаллические руды Панского массива (образцы А.Ю. Одиноц). Несколько лет назад А.Е. Борисов передал коллекцию из нескольких образцов с малосульфидными платинометаллическими рудами массива г. Генеральской в Печенгском районе. В 2006 году Ю.Н. Нерадовским был привезен для музея образец платинометаллической руды с г. Вурэчуайвенч в Мончегорском районе, 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, были 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, была 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], однако, в отличие от лопарита [2], зональность пироклоров в вертикальном разрезе агпаитовых нефелин-сиенитовых массивов изучена весьма слабо. Поэтому нами был изучен химический состав пироклоров из керна скважины №903. Скважина №903 пробурена в центральной части Ловозерского массива, в районе озера Сейдявр, где при интерпретации гравиметрических данных установлена локальная отрицательная плотностная аномалия, отвечающая телу щелочных и анальцимовых сиенитов с плотностью 2580 – 2630 кг/м³. Именно в этом районе наиболее вероятно расположение 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 химических составов были выполнены с помощью программы INCA ver. 4.06. Данные микроанализа были пересчитаны на формульные коэффициенты, расчет формул проводился на $Nb+Ta+Ti=2$. Минералы группы пироклора характеризуются широкой вариативностью состава, и их зональность и 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 $A = Ca, Na, Sr, Ba, Pb, K, Y, Ln, U, Th$; $B = Nb, Ta, Ti, Fe^{3+}$), образование которой связано с изменением состава катионов в структурных позициях А и В, а также вторичную зональность, явившуюся результатом процесса преобразования ранее образованных кристаллов. Для этого типа зональности механизмом формирования является ионный обмен, приводящий к замене А катионов при сохранении каркасообразующих катионов (группа В) и росту дефицита катионов группы А.

В изученных нами 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 значимым является колебание содержания $Na+Ca$ и F, а также U, и Ti/Nb отношения (рис. 2, табл. 1). Число ростовых зон в отдельных кристаллах пироклора достигает шести, причем перерывы в росте часто сопровождаются вторичными преобразованиями ранее образованных кристаллов. Основными А-катионами измененных пироклоров остаются Na и Ca, но они интенсивно замещаются U (до 13 вес % UO_2) и Th, в значительно меньшей степени Sr, Ce и Ba.

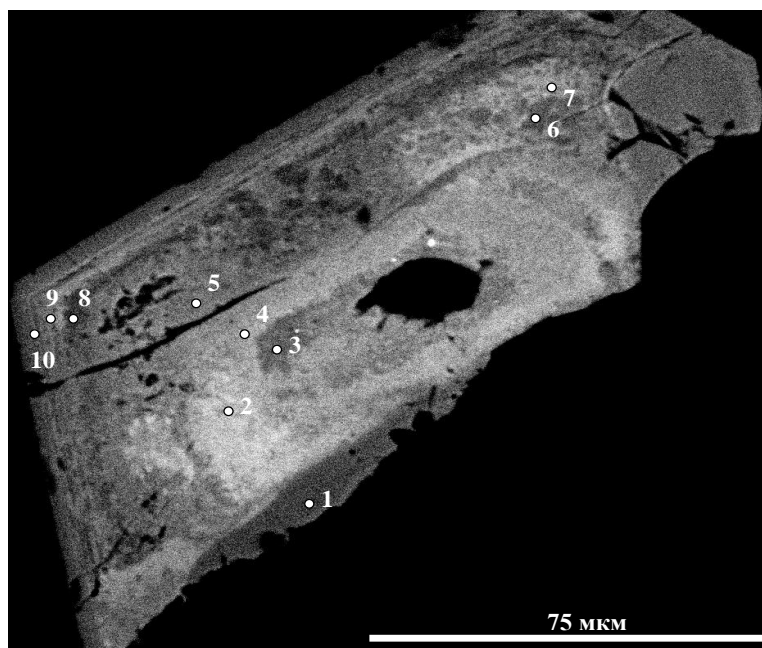


Рис. 1. Сложно зональный кристалл пироклора.

Изменение состава сложно зонального кристалла пирохлора (см. 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.

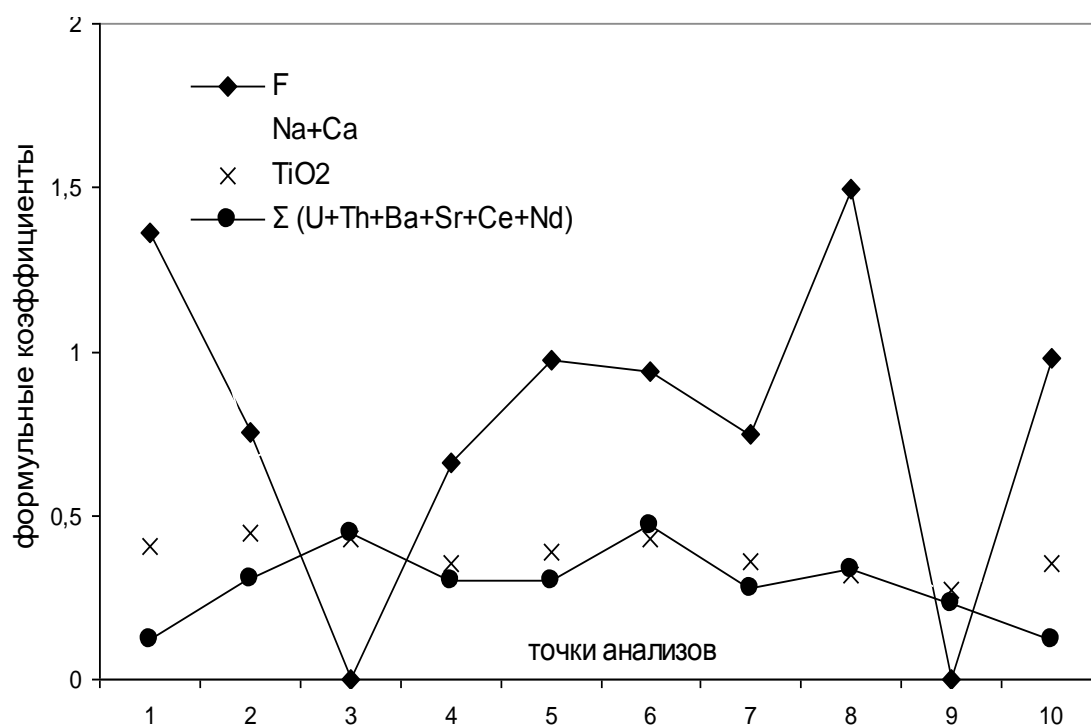


Рис. 2. Изменение состава сложно зонального кристалла пирохлора (рис. 1, табл. 1).

Значения взяты в формульных коэффициентах.

Для изученных пирохлоров характерна ростовая зональность при подчиненном развитии наложенных процессов, связанных с флюидным воздействием на кристалл.

Значительная изменчивость составов изученных пирохлоров осложняет выделение генераций, обнаруженные интерстиционные кристаллы пирохлора (рис. 3) отнесены к более поздней стадии. На дальнейших этапах преобразования пород пирохлор неустойчив. Ранее образованные правильные кристаллы несут на себе следы травления и растворения, а в некоторых случаях пирохлоры полностью замешаются (рис. 4).

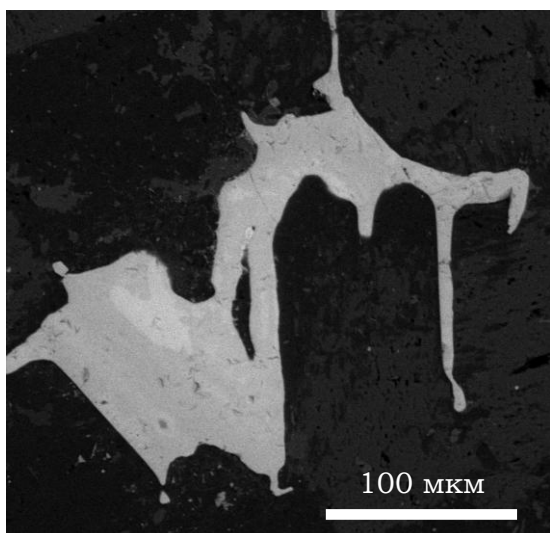


Рис. 3. Интерстиционный кристалл пирохлора.

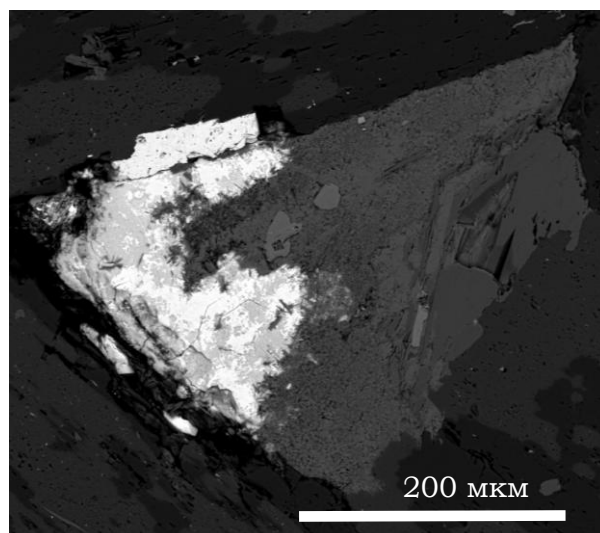


Рис. 4. Псевдоморфоза хлорита по идиоморфному зональному кристаллу пирохлора.

Сохраняются реликты пирохлора (светло-серое), осложненные развитием торита (белое).

Для пирохлоров не обнаружено явной вертикальной зональности. Тем не менее, для всех пирохлоров 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).

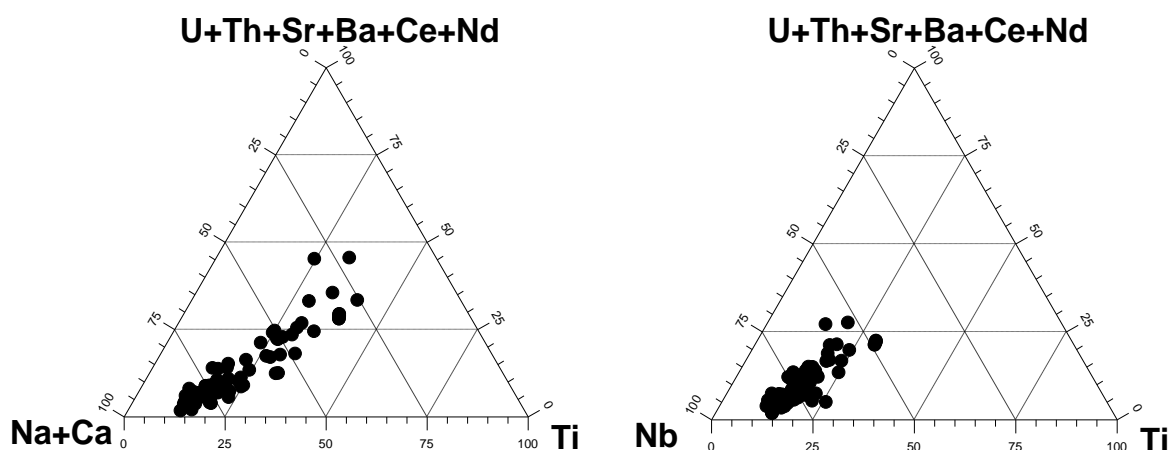


Рис. 5. Соотношение главных катионов в пирохлорах скважины 903.

Повышение содержания титана прямо коррелирует с возрастанием содержаний крупных и высоковалентных катионов (U+Th+Ba+Sr+Ce+Nd). Значения взяты в формульных коэффициентах.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ № 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 // Российский журнал наук о земле, т. 3. № 1. 2001. С. 1–35.
2. Козарко Л.Н. Модели генезиса гигантских апатитовых, лопаритовых и эвдиалитовых месторождений Кольского полуострова // Смирновский сборник-99, 1999. С. 36–62.
3. Лапин А.В., Куликова И.М. Онтогенетические типы зональности кристаллов пирохлора в карбонатитах и их диагностика // ЗВМО, №1. 2000. 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 постмагматических системах // Дисс. докт. геол.-минер. наук. М.: МГУ, 2005. 404 с.

МИНЕРАЛЫ ГРУППЫ ГЕЛЬВИНА В АМАЗОНИТОВЫХ ПЕГМАТИТАХ КОЛЬСКОГО ПОЛУОСТРОВА

А.В. Волошин, Е.Э. Савченко

Геологический институт КНЦ РАН, Анапты, 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 группы образуют изоморфный ряд и кристаллизуются в различных генетических условиях. Минералы относятся к структурному типу содалита, где структурную роль Na выполняют Mn, Fe и Zn, а роль Cl – атомы S.

На Кольском полуострове, в Западно-Кейвской пегматитовой провинции, находки минералов группы гельвина представлены двумя видами – даналитом и гентгельвином, обнаруженными в двух генетических типах месторождений: пегматитах, включающие внутригранитные амазонитовые пегматите и амазонитовые рандпегматиты, и в метасоматитах. В пегматитовых образованиях этой уникальной амазонитовой провинции бериллиевая минерализация проявлена весьма широко и среди минеральных форм бериллия группа гельвина занимает не последнее место. Во всех пегматитовых полях, где известны в настоящее время минералы группы гельвина, они находятся в ассоциации с другими бериллиевыми минеральными формами, 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 Западных Кейв были сделаны две находки гентгельвина: в пегматитах Пессарьёка [2] и Ровгоры [4]. В 1965 г. опубликовано результаты изучения первой находки даналита на Кольском полуострове в метасоматитах, генетически связанных со щелочными гранитами, в районе Ельзера [1]. В 1980 г. нами при минералогических исследованиях иттрий-редкоземельной минерализации в амазонитовых рандпегматитах поля Серповидный был обнаружен даналит. Минерал диагностирован на основании качественного микросондового анализа, но полное изучение его не выполнялось. В 2001 г. московским отрядом в амазонитовых пегматитах поля Парусная был обнаружен один кристалл даналита тетраэдрического габитуса размером около 7 см (колл. В. Левицкого). Фрагменты кристалла автором находки любезно предоставлены нам для исследования. Наконец, в 2006 г. при экспедиционных работах Кейвской экспедиции ГИ КНЦ была собрана коллекция для музея ГИ образцов с красным минералом из двух пегматитовых тел поля Серповидного. Диагностика выделений красного минерала при макроизучении и рентгеновским фазовым анализом показало, что наряду с альмандином был установлен даналит и гентгельвин.

В пегматитовом поле Пессарьёк гентгельвин был обнаружен Васильевым В.А. [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 наблюдается скопления чешуйчатого биотита.

В поле Ровгора гентгельвин обнаружен в жиле 1 в Лунцем А.Я. [4, 5]. Пегматитовая жила 1 поля Равгора располагается полностью в щелочных гранитах и представляет собой пластовое жильное образование внутригранитных амазонитовых пегматитов. Гентгельвин находится в виде зональных кристаллов с центральной части темно-розовой окраски переходящие к периферии в светло-розовую и бесцветные в наружной зоне. В некоторых кристаллах минерала отмечается пятнистая окраска. Кристаллы гентгельвина имеют тетраэдрический габитус. Грани тетраэдра обычно ровные, блестящие, но встречаются и матовые грани 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 колеблется от 0.5 см в поперечнике до 7 – 12 см.

В пегматитовом поле Серповидный минералы группы гельвина обнаружен в нескольких телах и представлены даналитом и гентгельвином. Морфология его выделений обусловлена тетраэдрическим габитусом отдельных индивидов и сростков кристаллов. Размеры выделений минералов от миллиметровых до 5 – 7 см. Обращает на себя 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 из 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, как будет показано ниже.

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 тонко чешуйчатым слюдястым веществом. Это вещество по данным рентгено-фазового анализа порошка – смесь фаз группы смектита.

Крупные выделения даналита расположены часто в кварце, который по всей видимости сингенетичен с даналитом, ибо содержит множественные мелкие выделения даналита (рис.1) часто в ассоциации с такими же мелкими индивидами галенита кубооктаэдрического облика.

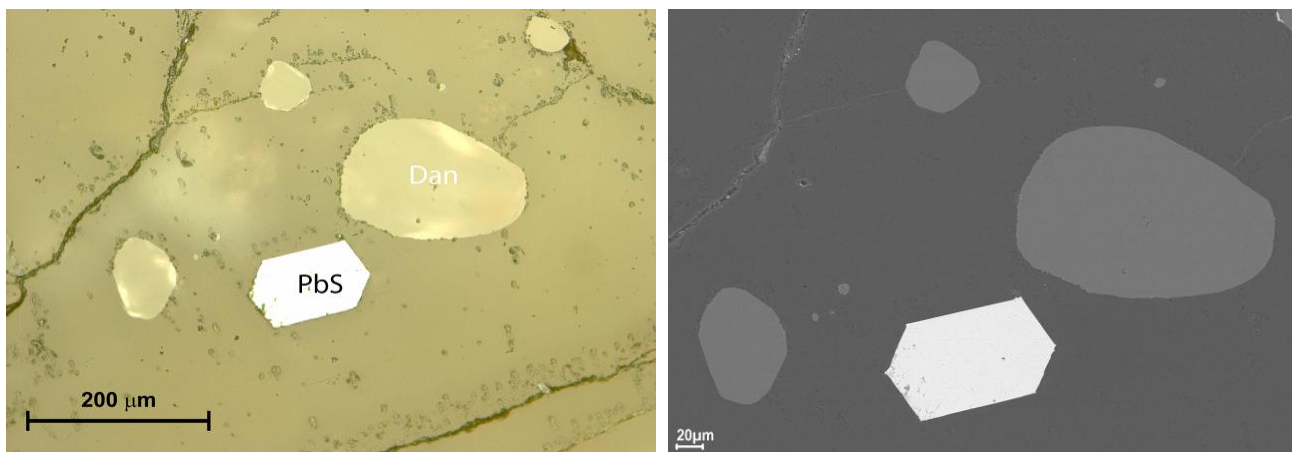


Рис. 1. Мелкие индивиды даналита (Dan) в кварце.

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).

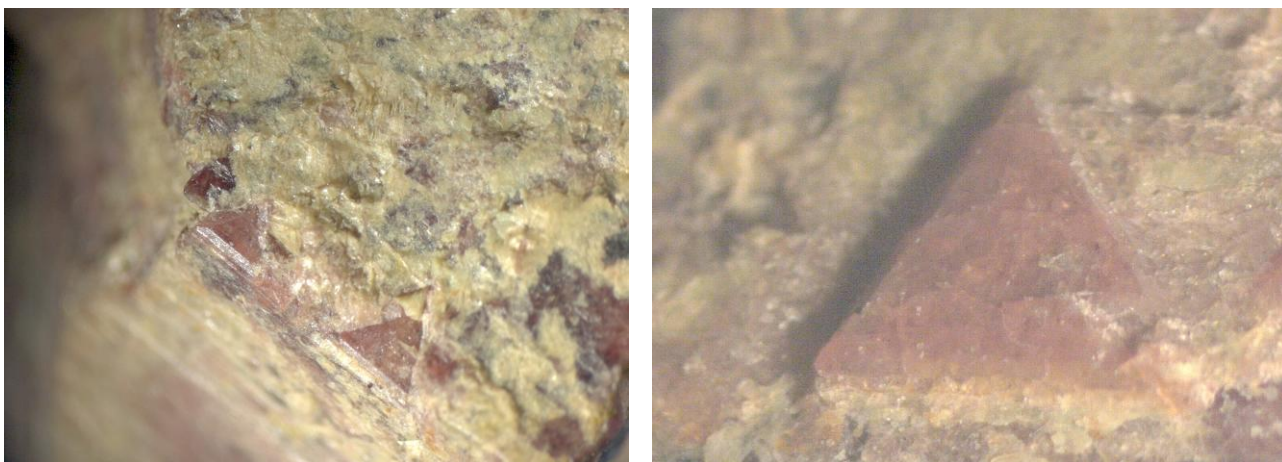


Рис. 2. Субиндивиды гентгельвина на поверхности кристаллов даналита.

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 среде в направлении от нейтральной к щелочной.

Изучение под микроскопом краевой зоны кристаллов даналита показывает, что граница между основным кристаллом и краевой зоной довольно резкая, хотя и несет неровный характер. Краевая зона – крайне неоднородна: имеет блочный характер, обусловленный многочисленными реликтами даналита в

гентгельвине. Самая крайняя часть сложена однородным гентгельвином, который представляет агрегат кристаллов и мы можем видеть и фрагменты субиндивидов минерала, которые наблюдаются плоскости грани. На рис. 3 показан фрагмент краевой зоны кристалла даналита, снятый в отраженных электронах. Оба вида: гентгельвин и даналит проявляют довольно высокую степень внутрифазовой однородности. Это также подтверждается при анализе серии концентрационных кривых содержания видообразующих элементов по профилю (рис.3, справа).

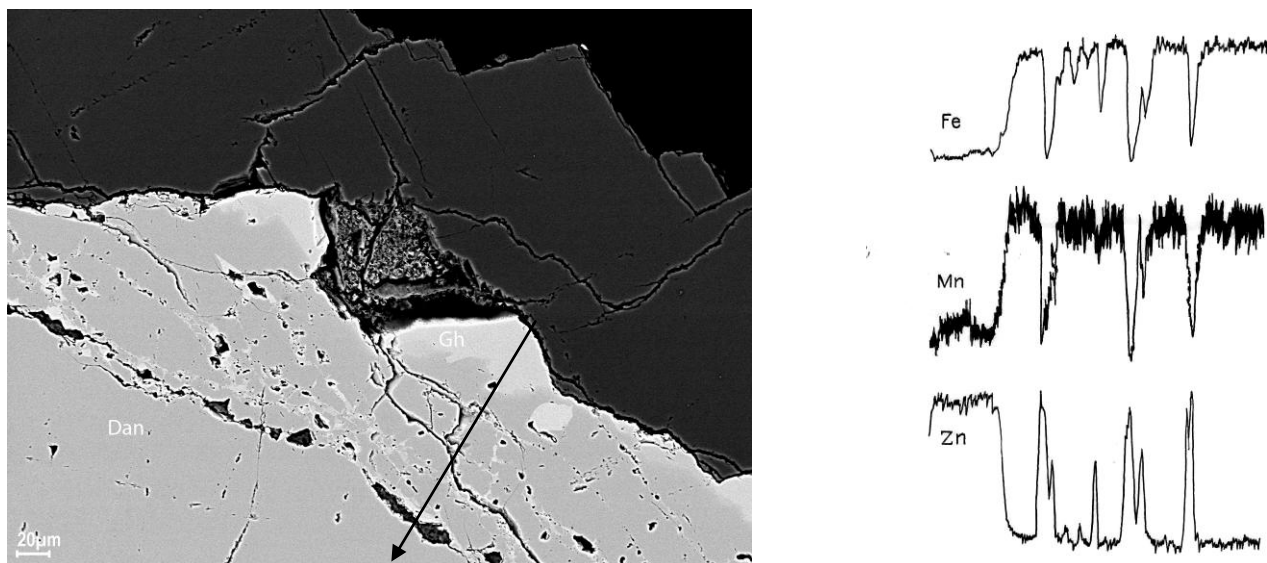


Рис. 3. Краевая зона изменения кристалла даналита (Dan) и образование гентгельвина (Gh).

Слева - снимок в отраженных электронах, справа – концентрационные кривые содержаний указанных элементов по профилю, показанному стрелкой на снимке слева.

Промежуточная часть краевой части кристалла даналита характеризуется высокой степенью фазовой неоднородности, обусловленной кристаллизацией гентгельвина вдоль трещин и реликтами даналита. Такой характер замещения в конечном итоге 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 часто в участках, где развиты сульфидные минералы – сфалерит и галенит. Кристаллы гентгельвина представлены индивидами и сростками и имеют четкие кристаллографические очертания, хотя и до конца выраженные: из-за реликтов кварца внутри и в краевой части кристаллов.

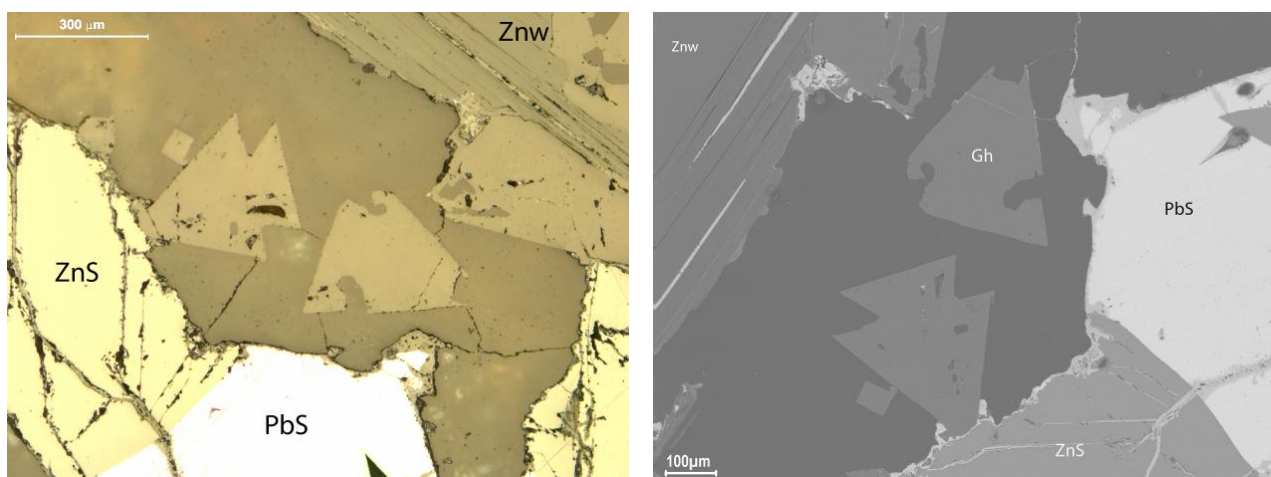


Рис. 4. Мелкие индивиды гентгельвина (Gh) в кварце (Q) в ассоциации с галенитом (PbS) и сфалеритом (ZnS). Znw – циннвальдит.
Слева – отраженный поляризованный свет, справа – снимок в отраженных электронах.

Химический состав минералов группы гельвина из пегматитов Кольского полуострова изучался локальным рентгеноспектральным методом для всех морфологических разновидностей из разных минеральных ассоциаций пегматитовых полей Серповидного и Парусной и приведены в ниже следующей таблице

Рассматривая отдельно химическую характеристику минералов группы гельвина в пегматитах Кольского полуострова на тройной и парных диаграммах (рис.5), где нанесены и фигуративные точки анализов минералов и из литературных источников, можно сделать следующие выводы.

Таблица

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 100 мас.%.

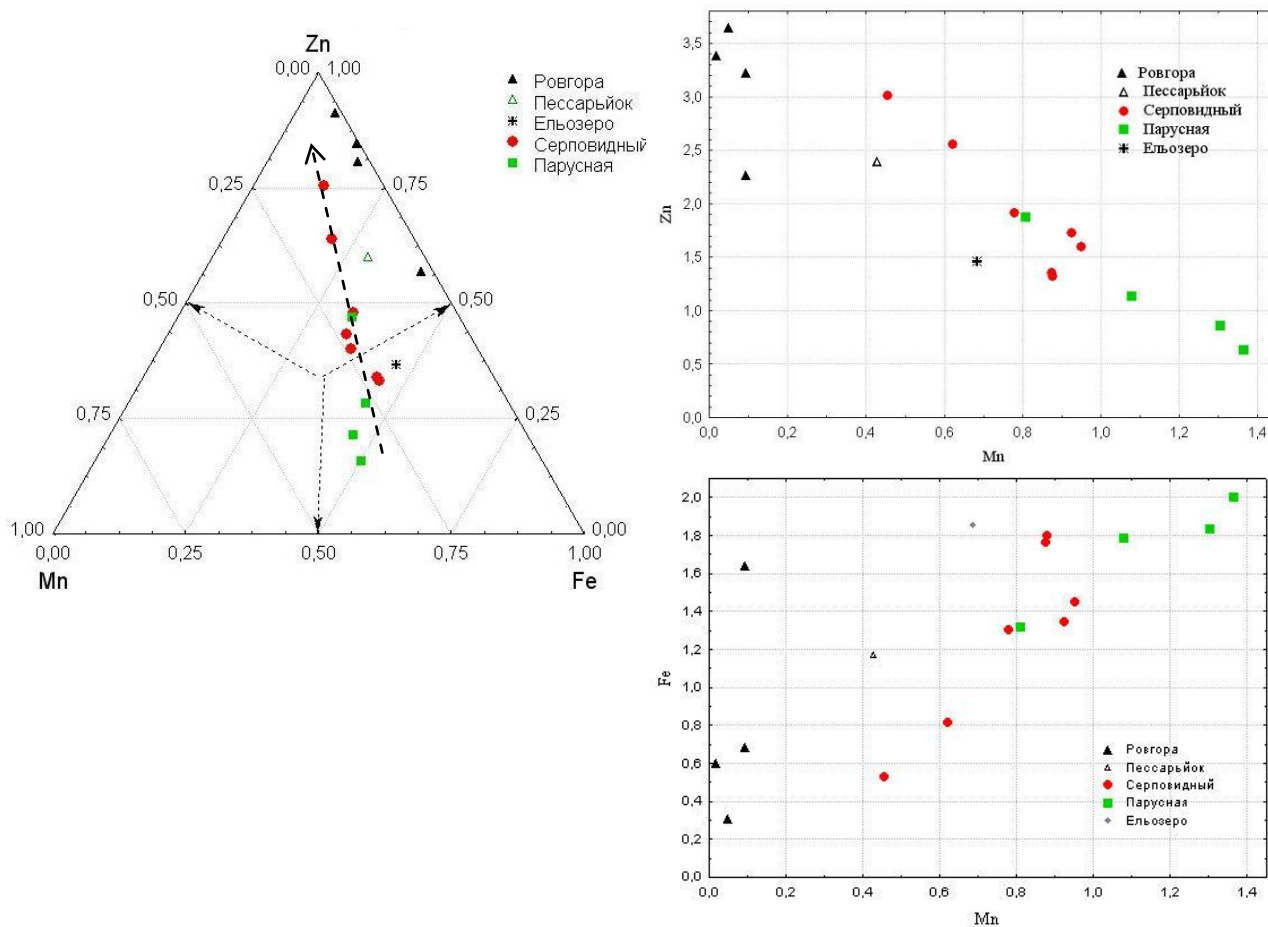


Рис. 5. Диаграммы соотношения видообразующих катионов в минералах группы гельвина.

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) и второе – составы ряда даналит-гентгельвина из полей амазонитовых рандпегматитов полей Серповидного, Парусной, Пессарьюока. В этом же поле располагается и состав даналита из метасоматитов Ельозера.

2. Минералы группы ряда даналит-гентгельвина 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 прямая корреляция между Mn и Fe (менее четкая) и обратная корреляция довольно четкая между Mn и Zn.

3. Более ранние генерации минералов (гентгельвин из Ровозера) и ранние фазы (даналит) замещаются более поздними генерациями (видами) в направлении повышения компонента Zn. Этот тренд показан на тройной диаграмме показан стрелкой.

Генетическая позиция минералов группы гельвина в амазонитовых рандпегматитах и внутригранитных пегматитах может рассматриваться как самостоятельная стадия минерализации, проходящая, по всей видимости, в гидротермальный этап 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 полуострове // Материалы по минералогии Кольского полуострова. Л.: Наука, вып.4. 1965. С.190–194.
2. Васильев В.А. О гентгельвине. // Зап. ВМО, 90. Вып.5. 1961. С.571–578.
3. Зубков Л.Б., Галецкий Л.С., Металиди С.В. Минералы гельвиновой группы и их месторождения // Киев: Наукова Думка, 1976. 215 с.
4. Луниц А.Я., Сальдау Э.П. Гентгельвин из пегматитов на Кольском полуострове // Зап. ВМО, 92. Вып.1. 1963. С.81–84.
5. Луниц А.Я. Минералогия, геохимия и генезис редкоземельных пегматитов щелочных гранитов Северо-Запада СССР. М.: Недра, 1972. 176 с.
6. Минералы. Справочник. М.: Наука, т.5. вып. 2. 2003. 379 с.

ХРОМСОДЕРЖАЩИЙ АНДРАДИТ В СКАРНОИДАХ КОВДОРСКОГО ФЛОГОПИТОВОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ

А.В. Волошин, Е.Э. Савченко, А.В. Гавря

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

Флогопитовый комплекс слагает полукольцевую зону в северной части Ковдорского массива. Большая часть полукольца сложена мелко-, среднезернистыми оливин-флогопит-диопсидовыми породами. В наиболее широкой С-З части кольца расположена Главная флогопитовая залежь - собственно Ковдорское флогопитовое месторождение. Северный фланг флогопитового месторождения слагают существенно мелилитовые породы, по которым развиваются так называемые апомелилитовые или скарноидные образования. Именно в этих образованиях получает широкое развитие андрадит в ассоциации с везувианом, волластонитом, пектолитом, монтичеллитом, диопсидом, мелилитом, магнетитом, глаголевитом.

В состав мелилитовых пород входят преимущественно кальциевые минералы, такие как мелилит, монтичеллит, диопсид и др. Кроме того, важным первичным минералом является магнетит. В результате воздействия кальцитовых карбонатов происходят гидротермальные процессы и в минералах увеличивается доля кальциевой составляющей. В результате чего, появляются такие минералы, как андрадит, везувиан, волластонит, вторичный монтичеллит, пектолит и другие. За счет последующих преобразований в породе монтичеллит замещается серпентином, происходит образование минералов группы хлорита, которые в данных породах представлены глаголевитом.

Андрадит в скарноидных породах наблюдается в виде мелких зерен, рассеянных в общей массе. Кроме того, андрадит с везувианом образует зернистые агрегаты, которые отмечаются в виде включений в глаголевите, но чаще андрадит наблюдается в виде зерен, развивающихся по магнетиту.

Нами были изучены две ассоциации с образованием андрадита по магнетиту. Одна ассоциация - с хромсодержащим магнетитом (рис. 1) и другая - с магнетитом нормального состава.

Для андрадита отмечаются кристаллы с плохо выраженными гранными формами. Но, в тоже время, достаточно много хорошо ограненных кристаллов ромбододекаэдрического облика, которые характерны, в основном, для андрадита, находящегося в сростании с глаголевитом. Размер кристаллов варьирует от 0,4мм до 2мм. Кристаллы андрадита прозрачные и характеризуются различной окраской. В основном встречаются кристаллы желтовато-зеленой, изумрудно-зеленой и коричнево-бурой окраски, но также можно увидеть кристаллы, имеющие голубовато-зеленую окраску. Первая находка андрадита интенсивной зеленой окраски была сделана одним из авторов настоящей статьи (А.В. Волошин) в 1977 г. в отвалах шахты флогопитового рудника. Минерал диагностировался рентгеновским методом и были записаны оптические спектры поглощения, в результате чего определено, что окраска минерала обусловлена хромофорным действием Cr^{3+} [1].

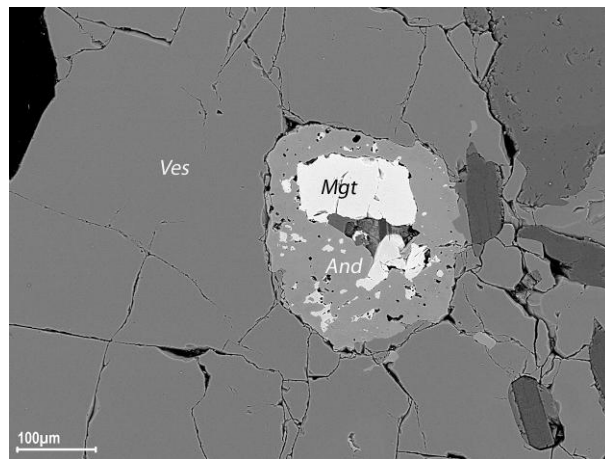
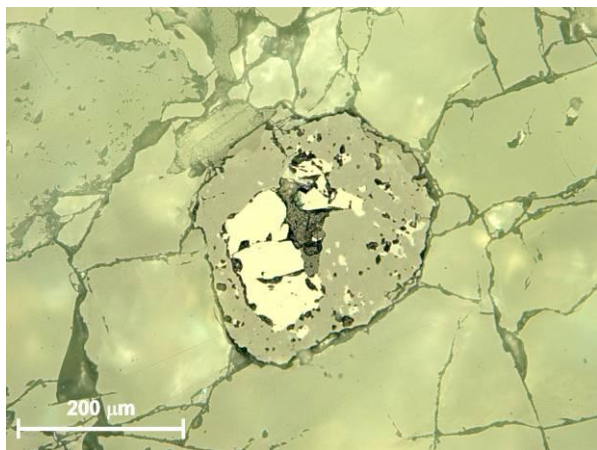


Рис. 1. Замещение хромсодержащего магнетита (Mgt) андрадитом (And). Ves – везувиан.
Слева – отраженный поляризованный свет, справа – снимок в отраженных электронах.

Кроме того, в распределении окраски есть свои особенности. Андрадит, образующийся по хромсодержащему магнетиту обычно однороден по окраске, 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 андрадита окрашены в желтый цвет, а в краевых частях – бесцветны.

При полном замещении магнетита андрадитом в последнем сохраняются реликты, и они имеют разный состав. При замещении магнетита нормального состава в андрадите реликты по составу отвечают первичному магнетиту. Совершенно другая картина наблюдается при замещении андрадитом хромсодержащего магнетита. Реликты представляют собой или высокохромистый магнетит или хромит (рис. 2).

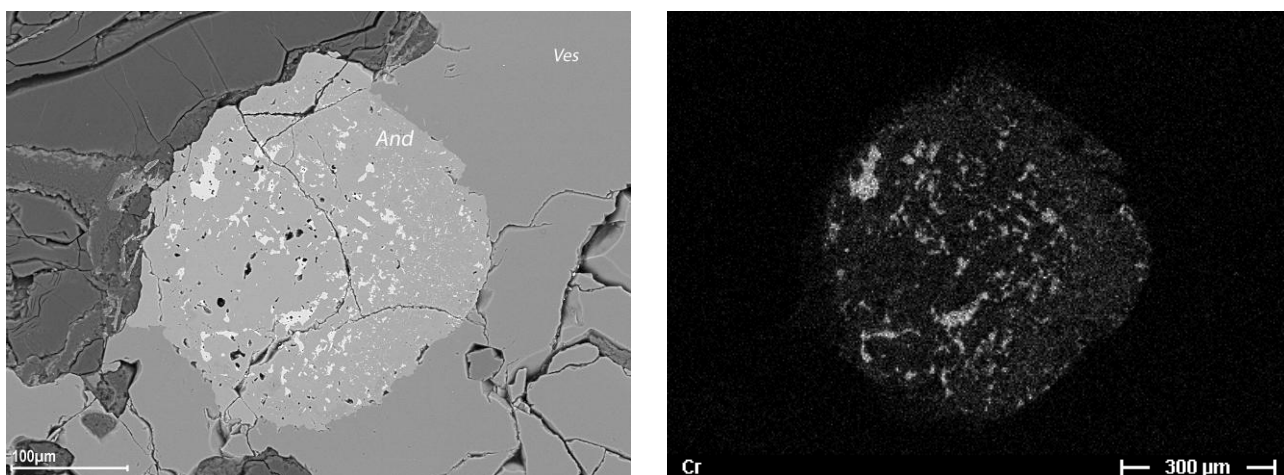


Рис. 2. Реликты (белое на левом снимке) от замещения хромсодержащего магнетита андрадитом (And), Ves - везувиан. Слева – снимок в отраженных электронах, справа – снимок в характеристическом излучении Cr.

Химический состав магнетита из разных ассоциаций приведен в табл. 1. Микрозондовые исследования химического состава магнетита в изученных ассоциациях показывают, что в первичных меллилитовых породах присутствуют два типа магнетита нормального состава и хромсодержащий. Ранее хромсодержащий магнетит не был известен в породах Ковдорского массива и рудах железорудного месторождения. Содержание Cr_2O_3 в составе магнетита по литературным данным находится на уровне 0.1 мас.%. Что касается Ковдорского флогопитового месторождения, то в литературе известно только 2 анализа магнетита. В табл. 1 эти данные приведены по работе Н.И. Красновой [5].

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 – хромсодержащий магнетит; 7 – магнетит нормального состава, 8 – высокохромистый магнетит, 9 – хромит. В анализе 3-9 содержание FeO и Fe₂O₃ приведено по расчету из суммарного содержания Fe.

Следует подчеркнуть, что в химическом составе магнетита (равно, как и хромите) с повышением содержания Cr_2O_3 отмечается и существенно высокое содержание MgO, достигающее 0.3 и более в формульном выражении. Это позволяет предположить особые условия кристаллизации хромсодержащего магнетита в меллилитовых породах.

Изучение андрадита показало, что минерал характеризуется высокой степенью внутрифазовой однородности в индивидах, образующихся по магнетиту разного состава. Но в то же время отмечаются и неоднородные кристаллы андрадита, которые также содержат первичный измененный монтчеллит. Кроме того, андрадит еще содержит и реликты магнетита, что также говорит о его фазовой неоднородности.

Химический состав андрадита довольно устойчив в пределах отдельных индивидов и показан в табл. 2, где для сравнения также приведены анализы минерала из литературных источников.

Содержание Cr_2O_3 в везувиане, находящегося в постоянной ассоциации с андрадитом отмечается в пределах 0.05 – 0.2 мас. %.

Соотношение видообразующих катионов в андрадите и магнетите показано 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_2O_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_2O_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_2O_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 хромсодержащему магнетиту, 11–13 – андрадит по магнетиту нормального состава. * включая 0.54 мас.% FeO

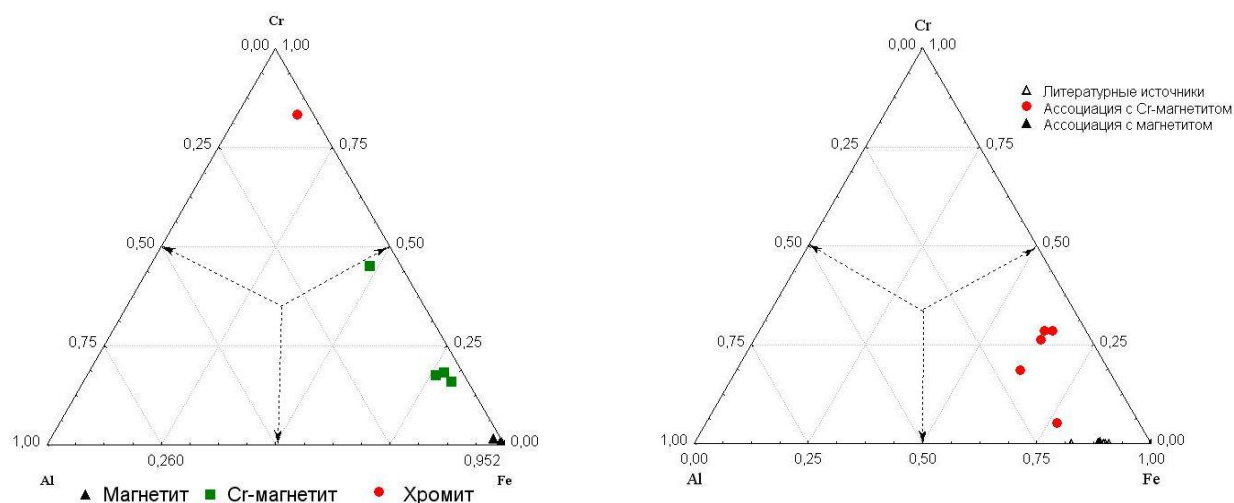


Рис. 3. Диаграммы соотношения видообразующих элементов в минералах группы шпинели (слева) и андрадите (справа).

В заключение следует отметить, что в меллитовых породах Ковдорского массива присутствует, по крайней мере, два типа магнетита, различающиеся по составу: магнетит нормального состава и хромсодержащий магнетит. 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 хрома и также хромсодержащий андрадит.

Список литературы

1. Волошин А.В. О хризолите и демантоиде из Ковдора. В кн.: Новые данные о минералах Кольского полуострова. Апатиты. 1979. С. 123 – 125.
2. Иванюк Г.Ю., Яковенчук В.Н., Пахомовский Я.А. Ковдор. Апатиты: Изд. Минералы Лапландии. 2002. 326с.
3. Каверин С.В., Краснова Н.И., Тарасенко Ю.Н. К минералогии апомеллитовых пород Ковдорского массива. В кн.: Вопросы генезиса эндогенных месторождений. Ленинград. 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. Can.Miner. 2001. Vol. 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, г. Анапты, sub@geoksc.apatity.ru; ² ОАО «Пана»

Аннотация: В статье охарактеризованы новые минеральные фазы ЭПГ, Au и Ag, обнаруженные в малосульфидных платинометаллических рудах Федорово-Панского массива. Установлено 8 относительно часто встречающихся фаз и две необычные, Ge-содержащие фазы. Некоторые из них вносят ощутимый вклад в общий баланс благородных металлов.

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-Панский (ЗПБ) и Восточно-Панский (ВПБ). Комплексное малосульфидное Cu-Ni-платинометаллическое оруденение отмечается во всех блоках ФПМ. В разрезе выделяется три основных уровня комплексной минерализации. Первый связан с зоной такситовых габброноритов в основании Федороватундровского блока [6]. Второй связан с Нижним Расслоенным горизонтом в Западно-Панском блоке – Северный Риф. Третий расположен в основании Верхнего Расслоенного Горизонта в Западном и Восточно-Панском блоках – Южный Риф (ЮР) [5].

Минеральный состав благороднометаллического оруденения ФПМ включает в себя 46 минералов Pt, Pd, Rh, Ir, Os, Au и Ag, из которых 17 было установлено недавно. Характер минеральный различен для всех трех основных уровней оруденения. В составе руд Федоровой Тундры установлено 29 МПМ, преобладают, в порядке распространенности: котульскит (Pd,Pt)(Te,Bi), брэггит (Pt,Pd,Ni)S, меренскиит (Pd,Pt)(Te,Bi)₂, мончеит (Pt,Pd)(Te,Bi)₂ и висоцкит (Pd,Ni)S. В ЮР установлено 27 минералов ЭПГ и Au. Здесь преобладают: висоцкит, котульскит, кейтконнит Pd₂₀Te₇, мончеит, сперрилит PtAs₂, брэггит, Pd-золото, стиллуотерит Pd₈As₃, винцентит (Pd,Pt)₃(As,Sb,Te), теллурупалладинит Pd₉Te₄. В составе руд НРГ участка Киевей в настоящее время установлено 12 минералов ЭПГ и золота. Преобладающими являются котульскит, меренскиит, мончеит, брэггит [3].

Пространственно и генетически МПМ связаны с сульфидами Fe,Cu и Ni. Типичное положение относительно крупных зерен МПМ – на границе сульфида и силиката, либо в “ореольной” зоне вторичных силикатов вокруг крупных сульфидных вкрапленников. Достаточно часто МПМ находятся во внутренних частях сульфидных зерен и агрегатов. Подавляющая часть зерен размером менее 5 мкм рассеяна в силикатах, но в непосредственной близости от скоплений сульфидов. Сохраняется характерная особенность пространственной группировки МПМ в виде скоплений (кластеров), содержащих до нескольких десятков изолированных зерен. Наблюдаются моно- и полиминеральные кластеры. Морфология зерен платиноидов весьма разнообразна. Наблюдаются идиоморфные кристаллы, округлые включения, резко ксеноморфные зерна и каемчатые обособления. Внутреннее строение зерен обычно однородное. Нередко наблюдаются тесные сростания двух и более МПМ, что особенно характерно для арсенидов и теллуридов [1, 2, 3].

Таблица 1.

Распространенные минеральные фазы ЭПГ, Au и Ag Федорово-Панского массива.

Фаза	Участок	Кол-во 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	стиллиуотерит,
Pd ₅ Ge ₂	Федорова тундра	3	<5	сперрилит, стиллуотерит, холлингуортит, кобальтин
(Pd,Ag) ₄ S	Южный риф, ЗПБ	35	30, (9)	котульскит, кейтконнит
Pd ₃ (Te,As)	Южный риф, ЗПБ	35	25, (8)	стиллиуотерит, 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, висоцкит Pt ₅ Te ₇
Pd _{2-x} Te	Южный риф, ВПБ	10	20x100, (25)	мончеит, висоцкит, Pd _{2-x} Te
(Pd,Au) _{2-x} (As,Sn)	Южный риф, ВПБ	6	60x40, (21)	стиллиуотерит, 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], количество их постоянно увеличивается, большинство из них встречена в единичных экземплярах. Подавляющая часть данных фаз представляет собой соединения Pd, Pt с Te, Bi, S, Ag, As, Sn, реже обнаруживаются соединения с участием Hg, Pb, Au и даже Ge. Морфология выделений фаз крайне 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 таблице 1 отображены самые распространенные фазы.

Фазы Pd_{2-x}Te и Pt₅Te₇ – найдены в составе комплексной минерализации ЮР (ВПБ). Максимальный размер выделений – 100 x 20 мкм зафиксирован для Pd_{2-x}Te. Обе фазы найдены в составе сложных комплексных

МПМ на краю сульфидных агрегатов, как в сростании друг с другом, так и отдельно. Фазы находятся в тесной ассоциации с мончеитом, висоцкитом и изоферроплатиной. Имеют сложную морфологию и неравномерный состав. В балансе ЭПГ эти фазы содержат до 2,4 масс. % Pd и до 1.7 масс. % Pt (рис. 1 с).

Фаза $(Pd, Au)_{2+x}(As, Sn)$ – обнаружена в сростаниях с арсенидами и висмута-теллуридами. Состав относительно стабильный, Sn отмечен только в 1 образце. Все выделения отмечаются в сростании с другими МПМ (котульскит, стиллуотерит, сперрилит), иногда удается наблюдать признаки их замещения (рис. 1 d).

Фаза $(Pd, Ag)_4S$ очень распространена в образцах из ЮР (ЗПБ). Обнаружена как сростания с другими МПМ (котульскит, кейтконнит, висоцкит), так и на краю сульфидных агрегатов (главным образом халькопирит). Частая ассоциация с халькопиритом предполагает его низкотемпературную, возможно, гидротермальную природу. Временами фаза содержит тонкие дендритовидные вrostки состава $Pd_3(Ge, Te)$. Фаза $(Pd, Ag)_4S$ составляет до 5% от всего количества МПМ в Южном Рифе (рис. 1 а).

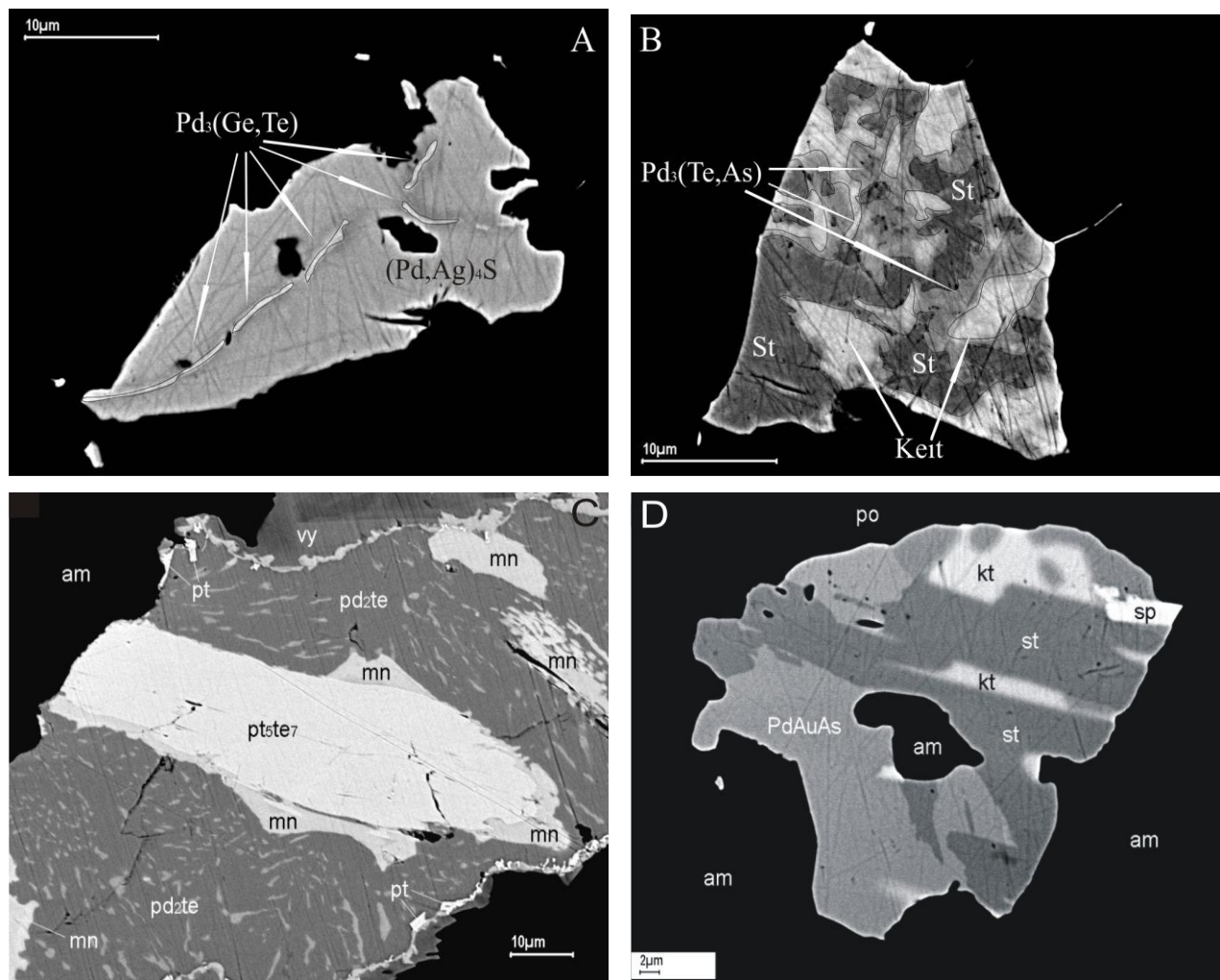


Рис. 1. Морфология новых минеральных фаз платиновых металлов и их взаимоотношения с МПМ (SEM-фото):

А – фаза $(Pd, Ag)_4S$ с микропрожилками фазы состава $Pd_3(Ge, Te)$, анортозит, обр.23921-2, Южный Риф, ЗПБ; **В** – сложное сростание стиллуотерита (St), кейтконнита (Keit) и фазы $Pd_3(Te, As)$ (возможно замещение теллурида арсенидом), рудный анортозит, обр.23921-6, Южный Риф, ЗПБ; **С** – сложное сростание МПМ, am – амфиболы; vy – висоцкит, pt – изоферроплатина, mn+ptste7 – сростание мончеита с фазой Pt_5Te_7 , pdzte – фаза состава $Pd_{2-x}Te$, мелкие светлые мирмекитоподобные вrostки в ней – не диагностированный теллурид палладия с высоким содержанием висмута; габбронорит, обр.401/207,6, Южный Риф, ВПБ; **Д** – сложное сростание стиллуотерита с фазой $(Pd, Au)_{2+x}As$ и котульскитом (kt), диффузный характер границ с которым свидетельствует о замещении котульскита арсенидами; sp – сперрилит, габбронорит, обр.391/78.8, Южный Риф, ЗПБ.

Фазы $Pd_3(Te, As)$ и $Pd_2(Te, As)$ – обнаружены там же, максимальные размеры выделений не превышают 25 мкм. Встречаются как одиночные зерна во вторичных силикатах, выделения на краю сульфидных зерен (халькопирит) или в составе сложных комплексных вкрапленников с другими МПМ (стиллуотерит, сперрилит и котульскит) (рис. 1 в). Фаза $Pd_3(Te, As)$ – составляет до 5% от выборки МПМ с данного участка. Химический состав относительно стабилен, иногда встречается примесь Sn.

Pd_3Ge_2 и $Pd_3(Ge, Te)$ – данные фазы с относительно близкими составами были обнаружены в рудах Федоровского блока и в Южном Рифе ЗПБ. Ge является экзотическим элементом для ФПМ и ранее обнаружен не был. Размеры не превышают 5 мкм, все выделения они расположены в сростании с прочими МПМ. В южном

риффе фаза обнаружена в сростании с другой фазой - (Pd,Ag)₄S. На Федоровой Тундре она образует сростания с арсенидами Pt и Pd, либо тонкие каемчатые обособления на краю сульфидов. Нужно отметить что, Ge не входит в состав ни одного из известных в мире МПП, однако в рудах Норильского месторождения была обнаружена фаза со сходным составом Pd₃Ge [7] (рис.1 а).

Таблица 2.

Химический состав минеральных фаз ЭПГ, Au и Ag из различных рудных зон Федорово-Панского массива, мас. %.

	№ образца	S	Fe	Ni	Cu	Ge	As	Rh	Pd	Ag	Sn	Te	Pt	Au	Bi	Сумма
Pt₅Te₇																
1	401/207.6	0.28	0.13	0.04	0.19	н.о.	-	-	0.51	-	-	46.20	51.70	-	1.09	100.14
Pd_{2-x}Te																
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
(Pd, Au)_{2+x}(As, Sn)																
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
Фаза (Pd, Ag)₄S																
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
Фаза Pd₃(Te, As)																
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
Фаза Pd₂(Te, As)																
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
Фаза Pd₃(Ge, Te)																
37	23921-2	-	-	-	-	9.67	-	-	76.04	-	-	11.27	-	-	-	96.98
38	23921-2	-	-	-	-	19.30	-	-	73.37	-	-	3.05	-	-	-	95.72
Pd₅Ge₂																
39	215/263.7	2.06	-	-	-	22.60	-	-	69.9	-	-	-	-	-	-	99.56
40	446/50.0-2	-	-	-	-	20.78	-	-	79.22	-	-	-	-	-	-	100.00
Pd_{2+x}(Bi, Te)																
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
(Pd, Pt)(Bi, Te, S)																
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

«-» - 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 $Pd_{2-x}(Te, Bi)$ (Pd, Pt)(Bi, Te, S) обнаружены в образцах с Федоровой тундры. Имеют размеры не более 5 мкм и представляют собой ксеноморфные выделения в сростании МПМ и сульфидами. Обнаруженные здесь фазы имеют в своем 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 дальнейшее изучение. Каждая из рудных зон имеет свою минералогическую специфику, фазы, в свою очередь, это подтверждают. Каждая фаза имеет локальное распространение в пределах определенного участка. Например, наличие Bi -содержащих фаз отличает отличительная черта Федоровой тундры. Впервые в составе минерализации массива обнаружены уникальные Ge -содержащие фазы. Следует отметить относительную распространенность таких минеральных фаз как $Pd_{2-x}Te$, Pt_5Te_7 , $(Pd, Ag)_4S$ и $Pd_3(Te, As)$, они вносят ощутимый вклад в баланс ЭПГ для разных участков ФПМ.

Список литературы

1. Балабонин Н.Л., Корчагин А.У., Субботин В.В., Нерадовский Ю.Н., Карнов С.М., Пахомовский Я.А., Савченко Е.Э. Минералы платиновых металлов и новые данные о главных минералах руд Федорово-Панского массива // Вестник МГТУ, №2. Т3. 2000. 179–204с.
2. Балабонин Н.Л., Субботин В.В., Скиба В.И., Войтеховский Ю.Л., Савченко Е.Э., Пахомовский Я.А. Формы нахождения и баланс благородных металлов в рудах Федорово-Панской интрузии. // Обогащение руд, № 6. 1998. С. 24–30.
3. Габов Д.А., Карнов С.М., Вурсий Г.Л., Субботин В.В. "Сравнительная минералогическая характеристика платинометального оруденения расслоенных горизонтов массива Западно-Панских тундр"// Материалы 14-й молодежной научной конференции. Петрозаводск. ИГ КарНЦ РАН. 2003. С. 20–22.
4. Изюмко В.М., Петров С.В., Федотов С.А., Шумская Е.Н. О вещественном составе и технологических свойствах руд Федорово-Панского месторождения // Обогащение руд, С-Пб., "Руды и металлы", июнь 1998. С. 31–37.
5. Карнов С.М. Геологическое строение Панского интрузива и особенности локализации в нем комплексного платинометального оруденения // автореферат диссертации на соискание ученой степени к.г.-м.н. Санкт-Петербург, 2004. 21 с.
6. Митрофанов Ф.П., Корчагин А.У., Балабонин Н.Л., Гончаров Ю.В., Карнов С.М., Субботин В.В., Припачкин П.В. Основные результаты исследований платинометалльной рудоносности 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, Spec. V.54. 2002. 852 p.

МОРФОЛОГИЧЕСКИЕ И ХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ АРСЕНОПИРИТА ОЛЕНИНСКОГО РУДОПРОЯВЛЕНИЯ ЗОЛОТА

Н.Н. Галкин

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

Арсенопирит не только сопутствует золоту в многочисленных месторождениях Мира, но нередко является основным золотосодержащим 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 вообще и арсенопиритов золоторудных проявлений в частности.

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, Центрально-Кольского и Кейвского. Вещественный комплекс ЗКВ представлен субогласными простираению всей структуры протяженными лезвиеобразными пластинами амфиболитов, субпараллельными им полосами гнейсов и сланцев, а также мелкими будинообразными телами метабазит-гипербазитов. Слагающие ее породы испытали региональный метаморфизм средних ступеней амфиболитовой фации (Галкин, 2006).

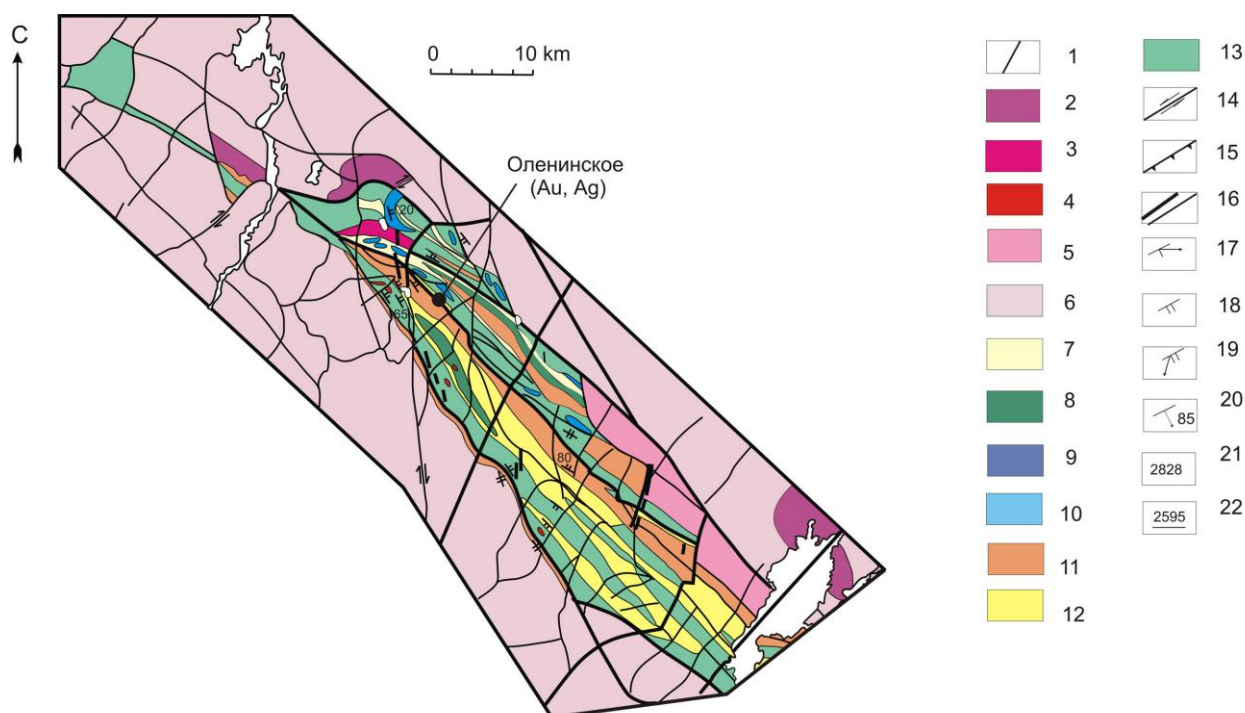


Рис. 1. Фрагмент геологической карты-схемы архейской шовной зоны Колмозеро-Воронья (Пожиленко и др., 2002)

1 – дайки диабазов и пикритовых порфиритов условно протерозойского возраста; 2 – микроклиновые лейкограниты; 3 – турмалиновые граниты; 4 – гранитные пегматиты с редкометалльной минерализацией; 5 – кварцевые монодиориты 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 (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: 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 преимущественно толеитовые базальты и габбро-диабазы, среди которых отмечены маломощные потоки и пластовые дайки коматиитов (Вревский, 1989). 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. Как вулканические, так и интрузивные породы метаморфизованы в амфиболитовой фации. Метаультрабазиты хр. Оленьего представляют

собой тектонически дезинтегрированные тела, разобщенные на столбообразные, линзовидные фрагменты (размером от метров до десятков метров), залегающие среди амфиболитов. На контакте ультрабазитов с вмещающими породами отмечаются зоны трещиноватости. Эти зоны невыдержанной мощности и различного масштаба от сантиметров до десятков метров сложены актинолититами, эпидозитами и амфиболитами. Амфиболиты хр. Оленьего секутся малыми интрузивными телами штокообразной или дайковой формы кварцевых порфиров, диоритовых порфиров, жилами редкометалльных пегматитов, многочисленными дайками диабазов.

Морфологически золоторудная зона представляет собой линейный штокверк 1500 x 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 северо-восточных румбах (Галкин, 2002). Характер деформаций и приуроченность золотого оруденения к амфиболитам, характеризующимся высокой упругостью и хрупкостью, а не к контактирующим с севера и юга более пластичным глиноземистым сланцам, являются достаточно типичными признаками золотого оруденения в архейских амфиболитовых толщах (Старостин, 1988). 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 (Волков, Новиков, 2002). В юго-западной части рудопроявления Оленинское отмечено габбро-диоритовое тело, которое к северо-западу выклинивается и представлено будинированными кварцевыми жилами с арсенопиритовой минерализацией и видимым самородным золотом. Вмещающими породами являются гранат-слюдистые (глиноземистыми) сланцы. К юго-востоку мощность тела монотонно увеличивается до 140 м и продолжается не менее чем на 2–3 км (на дневной поверхности оно фиксируется характерными понижениями в рельефе) и, возможно, является одним из звеньев протяженной цепочки малых интрузий габбро-диоритового состава.

На Оленинском рудопроявлении (центральная и южная зоны) арсенопирит выявлен в существенном количестве в двух минеральных ассоциациях: пирротин-арсенопиритовая и кварц-шеелит-арсенопиритовая. Установлены две генерации арсенопирита: с содержанием As от 47.14 до 49.24 % - в метагаббро-амфиболитах и метагаббро-диоритах, где также 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 от 50 до 70 % сульфидной массы (до 15 % всей породы). В диопсидовых и мусковит-кварцевых метасоматитах минерал распределен равномерно до 15 % сульфидной массы.

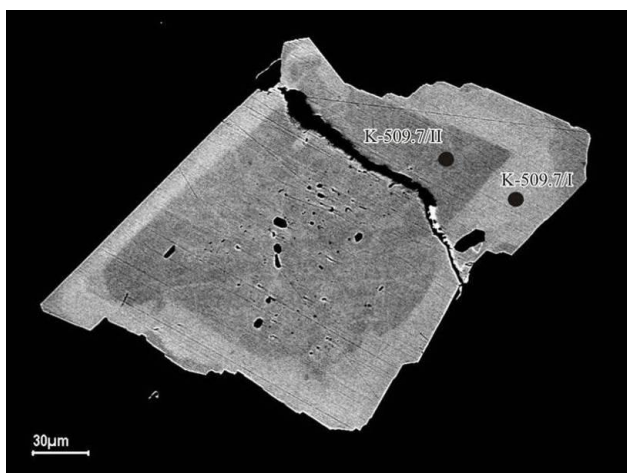


Рис. 2. Арсенопирит – 1 (K-509.7/II) замещается арсенопиритом – 2 (K-509.7/I).

Точки соответствуют микрозондовым анализам, приведенным в табл. 1 (Обр. K-509.7 метагаббро-амфиболит). РЭМ-фото.

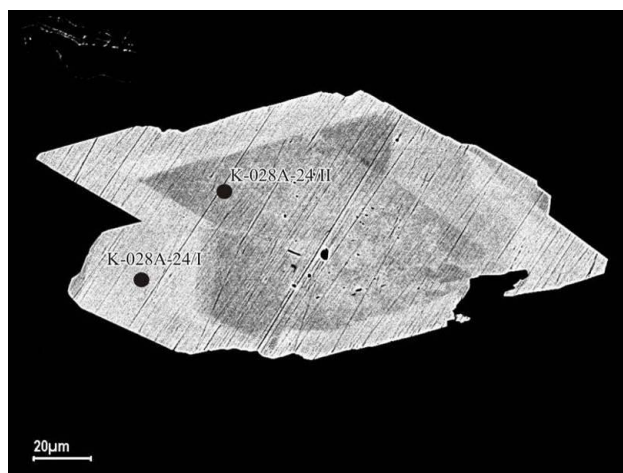


Рис. 3. Арсенопирит – 1 (K-028A-24/II) замещается арсенопиритом – 2 (K-028A-24/I).

Точки соответствуют микрозондовым анализам, приведенным в табл. 1 (Обр. K-028A-24 метагаббро-диорит). РЭМ-фото.

Для пирротин-арсенопиритовой минеральной ассоциации характерен крупнозернистый арсенопирит-1 (0.2–0.8 мм) с эмульсионными включениями золота (электрум). Арсенопирит-1 (рис. 4) является основным носителем золота, в нем отмечаются как эмульсионные, так и полигональные выделения самородного золота-1 (электрум) (рис. 5). Его содержание в арсенопирите составляет 100–350 г/т, иногда достигая 0.12 %

Для кварц-шеелит-арсенопиритовой минеральной ассоциации характерны арсенопирит-2, шеелит, золото-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. Золото представлено комковидными и уплощенными кристаллами неправильной формы, а также правильными кубооктаэдрами и октаэдрами. Размер золотинок от 0.001 мм до 0.5 мм, в среднем 0.2–0.3 мм. По взаимоотношениям минералов в данной ассоциации устанавливается их близкое время образования. Исключение составляет золото, которое имеет наложенный характер. Оно наблюдается в сростании с рудными минералами, в основном в дефектных участках кристаллов арсенопирита.

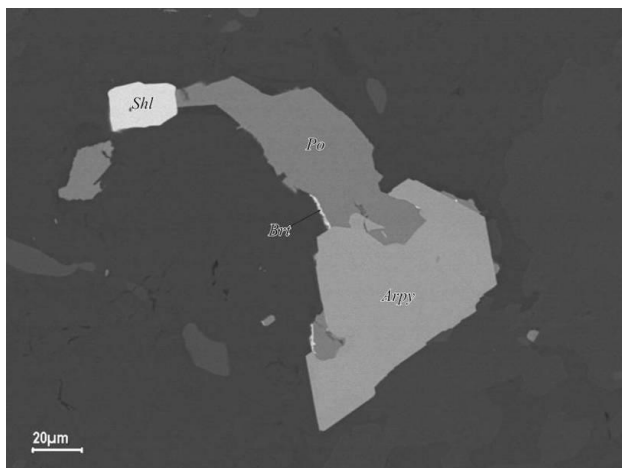


Рис. 4. Сростание арсенопирита-1 (Apy), пирротина-1 (Po) и шеллита (Shl).

По пирротину в виде каймы развивается брейтгауптит (Brt)
Обр. К-509-9. РЭМ-фото.

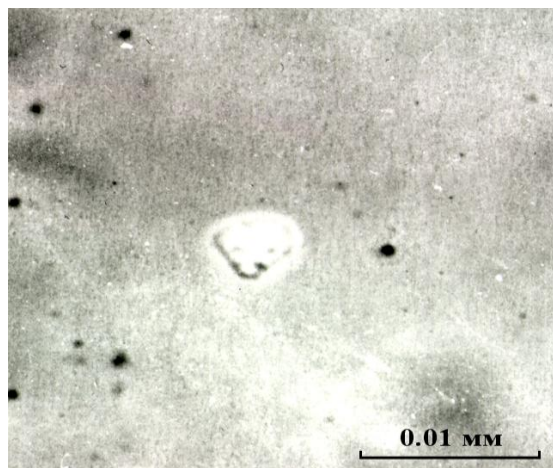


Рис. 5. Эмульсионное выделение самородного золота-1 (электрум) в арсенопирите-1.

Обр. К-BF-028-24. Фото аншлифа, без анализатора.

По данным микронзондового анализа (табл. 1), химический состав арсенопирита сильно варьирует в зависимости от типа пород (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 микронзондового 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 (ГИ КНЦ РАН); 21–31 – данные из материалов [Белолипецкий и др., 1984ф; Белолипецкий и др., 1987].

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, т.к. в этих породах отмечаются собственные минералы Ni и Co. Во всех остальных породах содержания примесей в минерале не превышают 0.30 % 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 единице, 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 золотоносному арсенопириту-1 и его ассоциации с пирротинном при отсутствии леллингита. Она варьирует в пределах 530 – 620°C при активности серы $\log a_{S_2}$ от $10^{-3.6}$ до $10^{-4.2}$, что согласуется с ранее полученными данными [Калинин, 1984]. Полученные высокие значения температуры соответствуют амфиболитовой фации метаморфизма пониженных давлений ставролит-андалузитового типа архейских зеленокаменных поясов (530 – 620°C 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 (Белоліпецкий и др., 1987). Состав арсенопирита, его ассоциация с леллингитом и другими минералами Fe позволяют оценить температуру его образования в пределах 350 – 450°C 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°C (Волков, Новиков, 2002). С этим этапом связано основное продуктивное свободное золото 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 (Тюкова, Махоркина, 1990). Столь значительные вариации составов арсенопиритов связаны с изменением физико-химических условий минералообразования (Barton, 1969; Kretschmar, Scott, 1976).

Список литературы

1. Белоліпецкий 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) // Геология рудных месторождений, № 5. Т. 44. 2002. 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 полуостров : автореф. дис. канд. геол. наук. – Москва: изд-во ИМГРЭ, 2006. 24 с.
5. Галкин Н.Н. Минералого-геохимическая характеристика Оленинского золоторудного проявления, архейская зона Колмозеро-Воронья // Геология и геоэкология: исследования молодых, Апатиты: Изд-во КНЦ РАН, Т. 2. 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 / Н.М. Кудряшов, Б.В. Гавриленко, Е.А. Апанасевич // Геология и полезные ископаемые Северо-Запада России, Апатиты: изд-во 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 // ЗВМО, вып. 1. 1990. С. 93–97.
10. Barton P.B. Thermochemical study of the system Fe-As-S // Geochimica et Cosmochimica Acta, № 7. V. 33. 1969. P. 841–859.
11. Kretschmar U. Phase relation involving arsenopyrite in the system Fe-As-S and their application / U. Kretschmar, S.D. Scott // Canad. Mineral., V. 14. № 3. 1976. 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 как в познание геологии Кольского полуострова, так и в 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 «Кианитовые сланцы свиты Кейв» [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 первично 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 в этих породах зачастую идиоморфен, но главное – его кристаллы всегда являются органичным структурным элементом Кейвских сланцев: это типичные порфиробласты, либо пойкилобласты. Наконец, пространственное положение ильменитовых обособлений, что хорошо видно на фотографиях, никак не согласуется с реликтовой слоистостью исходных осадков: нередко одна часть пластинки оказывается в метапелитовом прослое, а 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 же, это был 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 достаточно обстоятельно охарактеризовавшей формы проявления этого минерала 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 порфиробластами ильменита, идентичные Кейвским, были выявлены и описаны в докембрийских отложениях Таймыра Н.И. Коробовой. В первой же ее публикации [5] особо подчеркивалось, что эта 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 оно 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 и метаморфогенным, а в качестве примера названы именно первично осадочные метаморфические сланцы п-ова Таймыр [2, стр. 196].

В шестидесятые-семидесятые годы метапелиты с титановой минерализацией были описаны в Патомском нагорье (Северное Забайкалье), на Енисейском Кряже, Восточном Саяне, Полярном Урале и в ряде других регионов России. Известны они и в других странах. Конечно, изменение устоявшихся представлений о возможных способах формирования известного и достаточно распространенного минерала имеет существенное значение и само по себе, однако открытие Белькова и Коробовой обладает и немалой практической значимостью, что стало особо очевидным в наше время. Дело в том, что титан становится все более востребованным металлом. На данный момент он идет на четвертом месте среди конструкционных материалов, уступая лишь железу, алюминию и магнию. Особую остроту приобретает в этой связи вопрос о промышленных месторождениях титановых руд. В настоящее время главным (и практически единственным) источником титанового сырья являются прибрежно-морские россыпи (ПМР). Запасы титана в них грандиозны, а содержание полезного компонента (титановых минералов) измеряется многими десятками, а нередко и сотнями килограммов на тонну.

В СССР месторождений такого типа не было, но были известны ископаемые палеороссыпи, включая Сомотканское месторождение на Украине, служившее сырьевой базой Запорожского титано-магниевого комбината. После распада СССР Россия осталась без реальных месторождений титана. Ситуация усугублялась тем, что по мнению наших ведущих специалистов, титановых 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 ассоциируются с количественно превосходящими их тяжелыми магниезильменитовыми силикатами – оливином и пироксенами. Чтобы создать предпосылки к гравитационному накоплению титановых минералов, нужно каким-то образом удалить эти тяжелые темноцветные минералы из

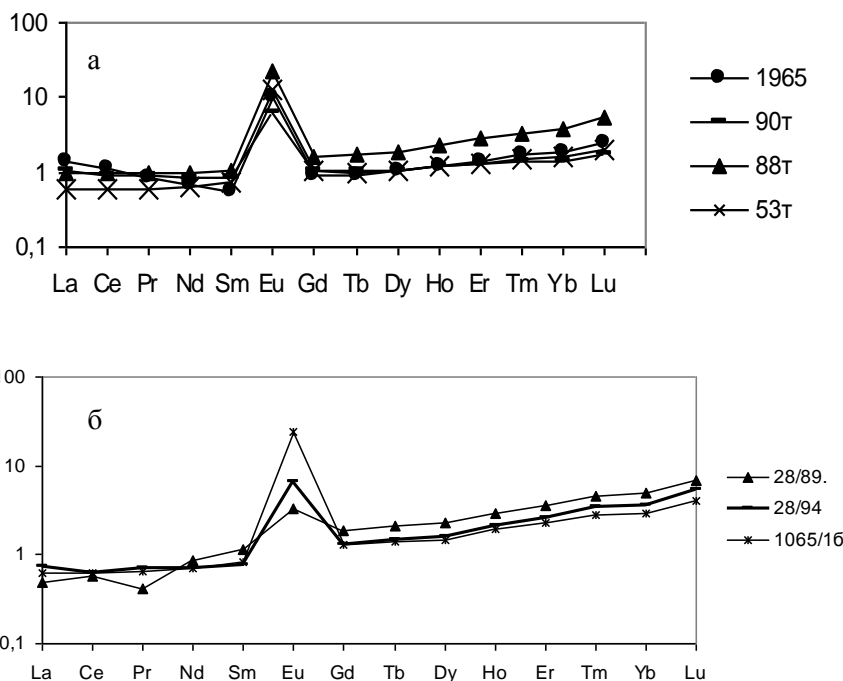
россыпеобразующего базитового материала. Наилучшим механизмом для этого является латеритное выветривание: оливин и пироксен разлагаются до глинистой массы, которая выносится за пределы накопления терригенной фракции. Преобладающими компонентами последней становятся акцессории, представленные преимущественно минералами титана, циркония и редких элементов. Именно так формировались, по мнению авторов этой концепции, главные титановые месторождения Мира – комплексные титано-цирконовые россыпи, разрабатываемые в ЮАР, Индии, Шри-Ланке. Поскольку у нас в стране нет зон тропического климата, то и латеритное выветривание у нас невозможно. А значит – невозможно и формирование современных титановых россыпей.

Открытие Белькова и Коробовой выявило принципиально новый источник россыпных титановых минералов – метаморфические сланцы [1,5,7]. В этих породах ильменит и рутил являются ведущими тяжелыми минералами, которые могут накапливаться в россыпях даже за счет перемыва 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 тонн ильменита, который из-за пологого уклона поверхности шельфа должен концентрироваться в прибрежной зоне. Действительно, содержание ильменита в пляжных песках Таймырской губы и в отложениях устьевого бара Нижней Таймыры достигает 300 кг/т. Чем не современная россыпь, притом великолепная?!

Содержание ильменита в кейвских сланцах свиты Кейв составляет по данным И. В. Белькова 1.5–3.5 массовых процентов, поднимаясь порой до 4–5 %, что вполне 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, стр. 276]. Если перемножить такие содержания ильменита на площади развития соответствующих пород на Кольском полуострове, то мы получим не меньшие потенциальные запасы этого минерала для формирования там современных прибрежно-морских титановых россыпей.

Работами В.А. Калужного и ряда других исследователей установлено, что рифейские метапелиты Тиманского кряжа были источником формирования Ярегской палеороссыпи – самого грандиозного титанового 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 титановых россыпей [7]. В.А. Калужный предложил рассматривать эти породы в качестве особой россыпеобразующей формации [4].



Спектры РЗЭ ильменитсодержащих метапелитов:

а – Воскресенская свита, Центральный Таймыр; б – Париквасьшорская свита, Полярный Урал. Цифрами обозначены номера образцов

Вернемся, однако, к идее о связи титановых россыпей с базитами. Она достаточно рациональна, но реализуется эта связь (по нашему мнению) не на минеральном, а на геохимическом уровне. Как правило, фанерозойские глинистые отложения, как и докембрийские метапелиты, характеризуются спектрами РЗЭ,

подобными тем, которые свойственны гранитоидам – линии графиков наклонены вправо. Четко выражена отрицательная европиевая аномалия [8–10]. Это вполне естественно: глины формируются преимущественно за счет континентальных кор выветривания и представлены их остаточным либо переотложенным материалом. Поэтому глины в большинстве своем являются образованиями апогранитными. Однако коры выветривания могут развиваться и по другим субстратам. Нами установлено, что спектры РЗЭ титанистых метapelитов Полярного Урала и Таймыра подобны спектрам не гранитоидов, а базитов (см. рис).

Скорее всего, породившие их глины были апобазитовыми. Если это так, то титановая цепочка «базиты → ильменитовые россыпи» все же существует, но является более длинной, включая два этапа выветривания и разделяющий их этап регионального метаморфизма, когда и формируются за счет некогда магматического титана такие минералы, как лейкоксен, ильменит и рутил, составляющие рудную основу титановых россыпей.

В связи с изложенным, представляется целесообразной постановка в рамках приоритетных направлений ОНЗ РАН обособленной проблемы «Гигантские и сверхгигантские титановые россыпи», включающую изучение россыпеобразующих метapelитовых формаций. Помимо научных результатов на основе выполнения этих исследований будут разработаны критерии прогнозирования и поисков ценнейших месторождений титана, составляющих основу современной титановой 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. Издание 2-е. М.: Недра, 1983. 647 С.
3. *Голубева И.И., Махлаев Л.В., Афонькин М.М.* Ильменитсодержащие метapelтиты Таймыра и Севера Урала в связи с проблемой продолжения североуральских структур // Петрология и минералогия севера Урала и Тимана (Тр. ИГ 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 // ДАН 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 (материалы IV международного минералогического семинара, Сыктывкар, Республика Коми 17 – 20 мая 2006). Сыктывкар: Геопринт, 2006. С. 166–167.
7. *Махлаев Л.В., Коробова Н.И.* Об источнике ильменита в россыпных месторождениях // Геология и геофизика, № 11. 1972. С.41–50.
8. *Маслов А. В., Крупенин М. Т., Ронкин Ю. Л. и др.* РЗЭ, Ст, Ni и Sc в глинистых сланцах типового разреза рифея как показатели состава и эволюции источников сноса // Литосфера, № 1. 2004. С. 70–112.
9. *Ножкин А.Д.* Раннепротерозойские окраинно-континентальные комплексы Ангарского складчатого пояса и особенности их металлогении // Геология и Геофизика, № 11, 1999. 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. Зозуля¹, П. Пелтонен², Х.О'Брайен², М. Лехтонен²

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 либо мантийными ксенокристаллами, либо одними из составляющих мантийных ксенолитов и пород, и тем самым могут нести информационные характеристики по глубинам магмогенераций в литосферной мантии и тепловому потоку 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 районов, северной Финляндии, а так же из предполагаемых полей [4] на юго-востоке Кольского полуострова. Менее глубинными источниками являются ксенокристы и ксенолиты ультраосновного и эцлогитового 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 и Хибинского и Ловозерского нефелин-сиенитовых массивов [1, 2], а так же интрузивные породы щелочно-ультраосновного состава (массивы Ковдор, Африканда, Салмагора, Вуориярви, Себлявр 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 исследуемых районах наиболее распространенными рыхлыми породами являются моренные отложения, которые и выступают промежуточными коллекторами для опробованных фациальных разновидностей пород. Установлено [5], что основная масса обломочного материала (75–92%), входящего в состав морены, является близприносной (0–5 км), и на расстоянии 15–20 км от коренного источника содержания материнских пород редко превышает 15%. Таким образом, доля дальнеприносного материала является незначительной и ареалы опробования в основном содержат местный материал. Для решения поставленной задачи была проведена тщательная дискриминация хромдиопсидов наиболее глубинных ультраосновных ассоциаций. Ранее полученные значения Р-Т параметров кристаллизации глубинных ксенолитов эцлогитовых 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 от 10% до 18%, Cr₂O₃ от 0.3% до 3.6%, Al₂O₃ от 0.3% до 6.3%, Na₂O от 0.3% до 5.2%, TiO₂ от 0.0% до 0.45%. Разброс составов, по-видимому, обусловлен присутствием в выборке хромдиопсидов как эцлогитовой ассоциации, так и разнообразных ультраосновных ассоциаций. По химическому составу изученные хромдиопсиды разделяются на две группы. Первая группа имеет повышенные содержания Na₂O и Al₂O₃, и пониженные MgO и CaO, что соответствует парагенезису глиноземистых эцлогитов из глубинных ксенолитов ультраосновных-щелочных пород Кольского полуострова. Вторая группа обладает повышенными содержаниями MgO, CaO и Cr₂O₃, пониженными Na₂O и Al₂O₃, соответствует химико-генетической группе алмазоносных ультраосновных пород из кимберлитовых трубок взрыва Кольского полуострова и Архангельской провинции, а так же может содержать материал из неалмазоносных дайково-диатремовых и интрузивных щелочно-ультраосновных пород региона. Для отнесения хромдиопсидов к ультраосновным ассоциациям были использованы следующие параметры (по [3]): Al₂O₃<4%, Cr₂O₃>0.5%, Na₂O<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 «Cr-в-Crx» основан на распределении Cr между клинопироксеном и гранатом, при этом давление зависит от объемов элементарной ячейки и полиэдра M1. Определение температур основано на распределении энстатита в клинопироксене (распределении 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 ± 2.3 кбар и ± 30 °С, соответственно. Для наилучшей сходимости результатов согласно методике используются наиболее полные и качественные химические анализы минералов, в которых позиции Т и (M1+M2) больше 1.990. Так как формулы определения давления и температуры взаимозависимы, применялся метод итерации. Рассчитанные Р-Т параметры образования хромдиопсидов Кольского региона, удовлетворяющих выше перечисленным условиям (всего 327 анализов) нанесены на диаграмму стабильности алмаза и графита (рисунки 1, 2, 3).

Большая часть хромдиопсидов из юго-восточной 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 варьируют от 20 до 45 кбар и от 700 до 1300 °С (рис. 1). Однако

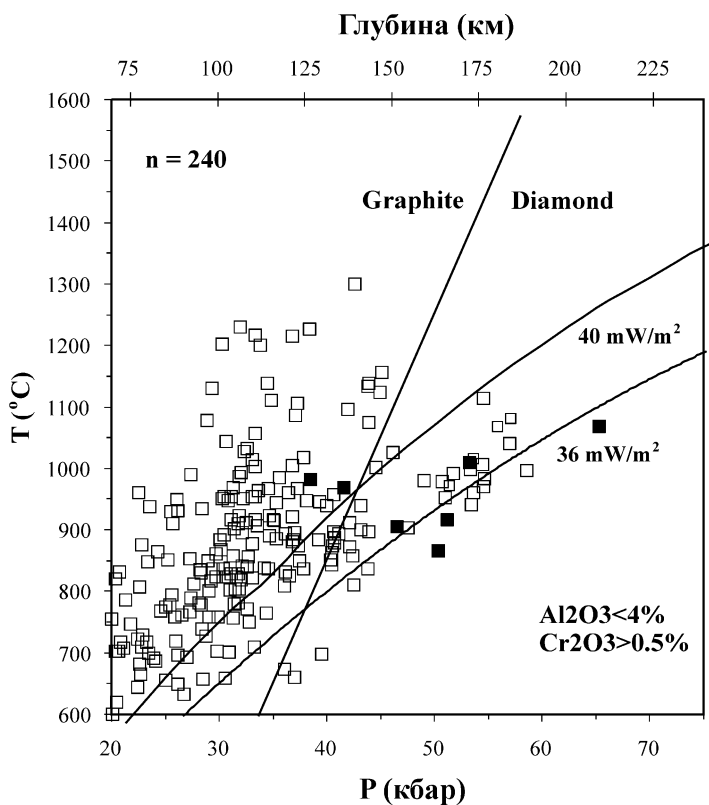


Рис. 1. Рассчитанные P-T параметры образования хромдиопсидов ультраосновной ассоциации из рыхлых отложений юго-востока (квадраты незалитые) и юго-запада (квадраты залитые) Кольского региона.

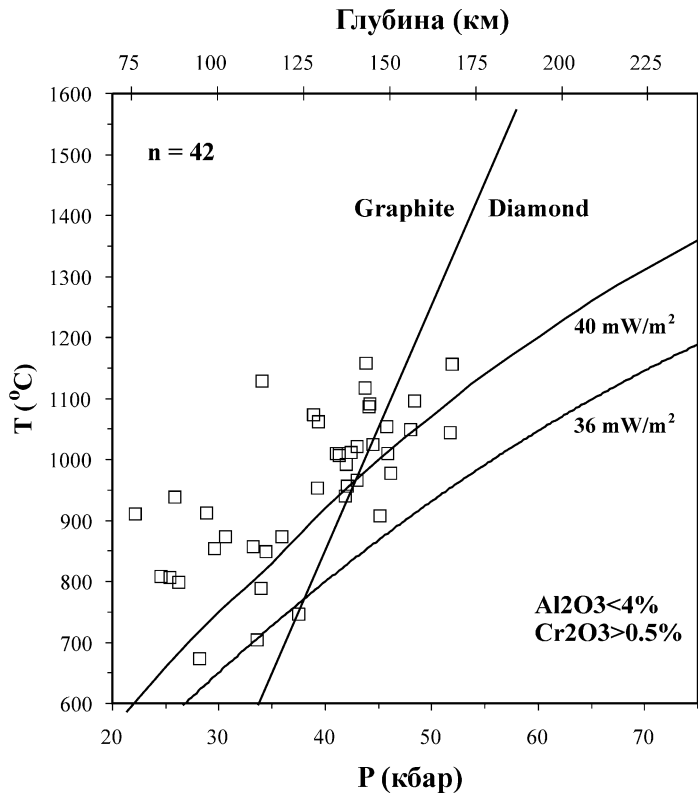


Рис. 2. Рассчитанные P-T параметры образования хромдиопсидов ультраосновной ассоциации из рыхлых отложений центральной части Кольского региона.

следует отметить, что около 15 % образцов попадают в поле стабильности алмаза и имеют параметры кристаллизации 40–60 кбар и 700–1100 °С. Хромдиопсиды из юго-западной части региона попадают, в основном, в поле стабильности алмаза с параметрами кристаллизации 45–65 кбар и 850–1100 °С (рис. 1).

Для хромдиопсидов из 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).

Хромдиопсиды северной части Кольского региона характеризуются широкими вариациями температур образования (600–1300 °С) и более узкими – для давления (20–45 кбар), при этом отсутствуют пироксены алмазных фаций глубинности (рис. 3).

На диаграммы (рисунки 1, 2, 3) нанесены две модельные геотермы (по [7]), рассчитанные для пониженного значения теплового потока и оптимального для проявлений алмазоносного кимберлитового магматизма – 36 мВт/м², и повышенного – 40 мВт/м².

Для южной части Кольского региона наблюдаются две различные «пироксеновые геотермы» (рис. 1). Диопсиды из поля стабильности графита соответствуют значениям повышенного теплового потока (38–44 мВт/м²), большинство диопсидов алмазных фаций глубинности – значениям пониженного теплового потока 35–38 мВт/м². Таким образом, в представленной коллекции присутствуют хромдиопсиды из трех пространственных 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.

Таким образом, 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 мВт/м² до 50 мВт/м²) с юга на север региона.

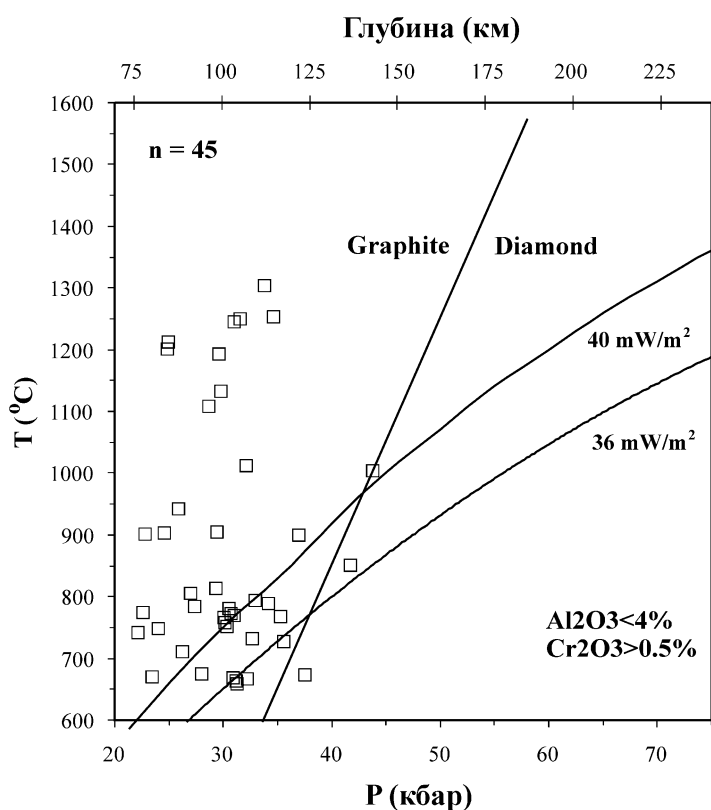


Рис. 3. Рассчитанные P-T параметры образования хромдиопсидов ультраосновной ассоциации из рыхлых отложений северной части Кольского региона.

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: изд-во КНЦ РАН, 1988. 86 с.
2. Ветрин В.Р., Калинин М.М. Реконструкция процессов внутрикорового и корово-мантийного магматизма и метасоматоза // Апатиты: изд-во КНЦ РАН, 1992. 108 с.
3. Зозуля Д.Р. Химико-генетические особенности пиропов и хромдиопсидов из алмазоносных россыпных проявлений Кольского региона // Материалы IV Международного минералогического 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 // Материалы Всероссийского совещания «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. Part I. Calibration and testing of a Cr-in-cpx barometer and an enstatite-in-cpx thermometer // Contrib. Mineral. Petrol, V. 139, 2000. P. 541–554.
7. Pollack H.N., Chapman D.S. On the regional variations of heat flow, geotherms and lithosphere thickness // Tectonophysics, V. 38. 1977. P. 279–296.

МИНЕРАЛОГИЧЕСКОЕ ЭХО ВОЙНЫ

М.А. Иванов

Санкт-Петербургский государственный горный институт, (технический университет)

Печальную «минералогическую» память о себе оставила война 1941–1945 годов на Кольском полуострове. Необычной формы минеральные образования, представляющие собой псевдоморфозы гематита по винтовочным патронам, были случайно обнаружены в 1971 году в трех километрах юго-западнее поселка Печенга (так называемый, «17-й километр») под обрывистым берегом реки Ньясьюкийока – самого нижнего левого притока реки Печенга (рис.1).

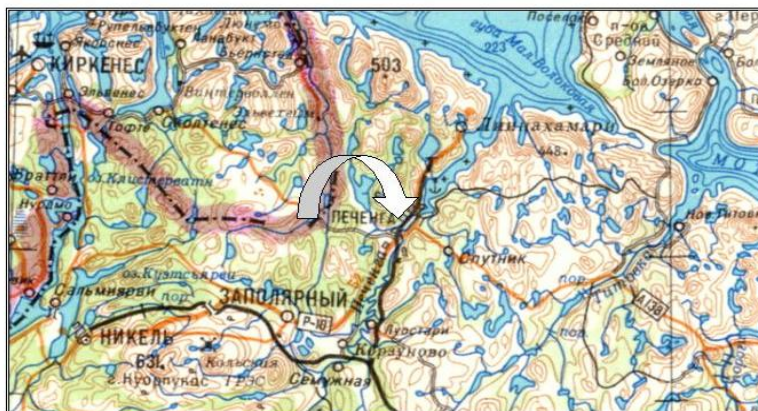


Рис. 1. Место находки псевдоморфоз гематита по боевым винтовочным патронам времен Великой отечественной войны.

На этом заросшем густым кустарником участке алювиальные песчано-глинистые отложения долины реки Печенга изрыты рвами, траншеями, блиндажам военного времени. Следует подчеркнуть, что место это 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.

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 были тесно сжатые и сцепленные между собой гильзы и пули, но не металлические, а гематитовые – псевдоморфозы.

Для столь необычных образований характерны следующие особенности.

1. Гильзы и пули разъединены. 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 обычных оружейных упаковках. Очевидно, что образованию гематита предшествовал взрыв пороховой части этих боеприпасов, в результате которого 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 эти металлы служили материалами оружейных боеприпасов. В некоторых случаях обнаруживаются псевдоморфозы гематита по фрагментам явно оплавленных гильз. Следовательно, в результате горения боеприпасов температура составляла как минимум 1000–10800 С (T₀ плавление меди) и достигала температуры 1200–13000 С (T₀ плавление стали), а среда минералообразования характеризовалась высоким окислительным потенциалом.

4. Гематит представлен сростками кристаллов изометрического и уплощенного облика, пинакоидальный габитуса, образующими агрегаты двух типов:

а) в виде парных субпараллельно расположенных слоев, толщиной 0.3 – 0.5 мм, отстоящих друг от друга на расстоянии 0.2 – 1.0 мм (рис. 2 – б).

б) однородные по строению слои, по форме и размерам соответствующие металлическим (стальным) частям исходных боеприпасов.

Очевидно, что первый тип агрегатов (а) является результатом зарождения кристаллов гематита на внешних и внутренних поверхностях стальных гильз и пуль после взрыва, когда в результате горения содержащегося в патронах пороха температура достигла максимального уровня. Рост кристаллов сопровождался геометрическим отбором индивидов и осуществлялся в свободном пространстве.

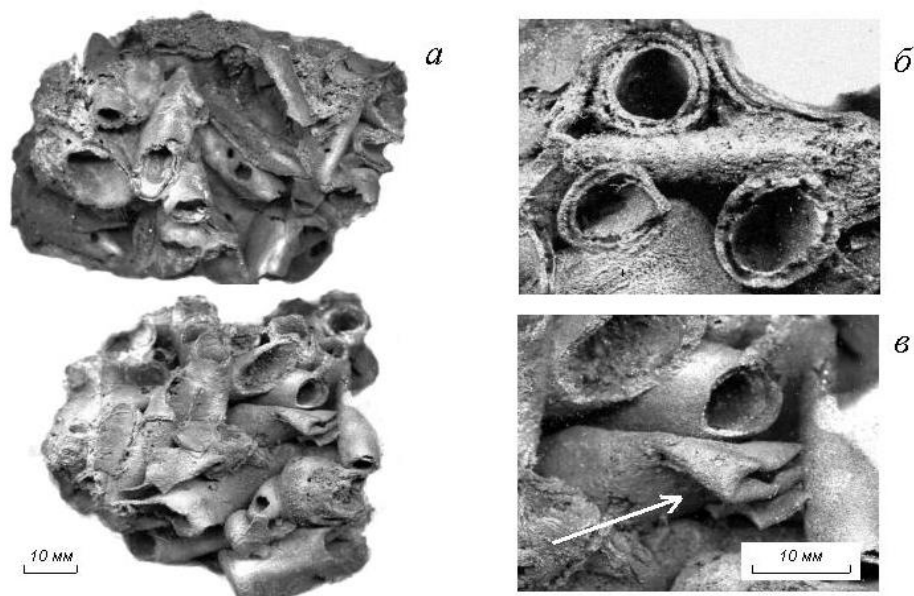


Рис. 2. Псевдоморфозы гематита по винтовочным гильзам и пулям:

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 железа 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 зарождения этого минерала, плавилась. Возникающие при этом пары железа являлись средой кристаллизации гематита как с внешней, так и с внутренней стороны стальных пуль и гильз.

Эксталяционный характер массопереноса при кристаллизации гематита доказывается наличием свободного пространства, оставшимся после испарения железа – диаметр пустот, заключенных между внутренними стенками парных слоев гематита, соответствует калибру 7.62 мм.

Что же касается агрегатов второго типа (б), то обычно они по форме соответствуют по форме оплавленным гильзам или слиткам. По-видимому, гематит в таких случаях зарождался и рос в процессе окисления расплавленного железа. Именно так можно объяснить отсутствие признаков геометрического отбора индивидов в таких агрегатах и направленного роста кристаллов.

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. Но хотелось бы надеяться, что само это событие, случившееся когда-то близ поселка Печенга в долине реки Ньясьюкийока, 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 гос. горный ин-т, *olgat29@yandex.ru*

Примесный состав исландского шпата (ИШ) определенным образом 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 марганца, железа и редких земель, достаточно 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 района г. Корумба (Бразилия). В таблице 1 приведены основные оптические свойства ИШ этих объектов и некоторых изученных ранее. Все образцы были 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, I\см)	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 также <05-54>и <02-21>, а в ромбоэдрах из Мексики установлены зоны роста по (02-21). Анализ химического состава методом ICP-MS показал наличие следующих примесей (табл.2):

Отмечавшаяся ранее неоднородность распределения примесей по пирамидам роста разных форм и внутри пирамид роста отдельной формы может быть объяснена кинетическими особенностями кристаллизации. Известно [4], например, 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 хорошо видно, что при переходе от одной генерации к другой меняется не только общий уровень содержаний REE, но и их соотношение (рис. 1 а). В ряде случаев прослеживается связь состава

примесей в ИШ с их содержанием во вмещающих породах. На месторождении Гурен (С.Корея) составы лантаноидов близки у вмещающих известняков, жильного кальцита, перекристаллизованного полупрозрачного кальцита и ИШ (рис. 1 д).

Таблица 2.

Химический анализ состава примесей ИШ, ppm.

	Инд.2 <10-11>	Инд.3 <0001>	Инд.5 <10-11>	Браз.1 <10-11>	<Браз.2 10-11>	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 шпатоносного узла содержание REE в жильном кальците и во вмещающих базальтах совпадает, а у основной массы ИШ она ниже при том же характере распределения (рис. 1 в). На месторождении Разлом той же провинции содержание этих примесей плавно понижается от кабанатизированных вмещающих пород к раннему ромбоздрическому кальциту, затем промышленным кристаллам ИШ и, наконец, позднему пористому кальциту (рис. 1в). На расположенном в том же районе месторождении Долгожданное, приуроченном к отдельным блокам дайки долеритов, состав примесей лантаноидов в кальцитах разных блоков и во вмещающих породах различен (рис. 1 г), что может быть объяснено глубинным источником гидротермальных растворов, установленным по результатам изучения изотопного состава углерода [3].

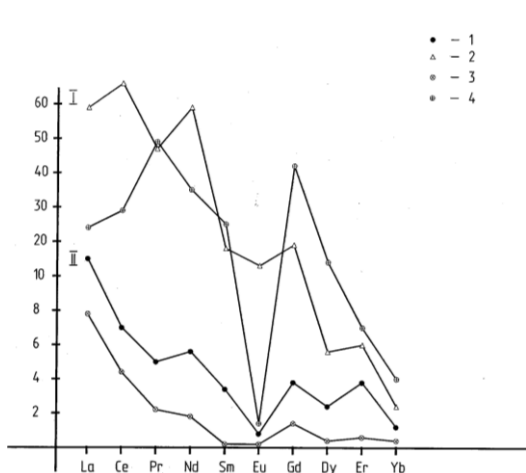


Рис.1а. Содержание REE в кальцитах I (1) и II(2) генераций и ИШ пирамид роста (10-11) (3) и (8.8.-16.3) (4). Местонахождение Железная гора.

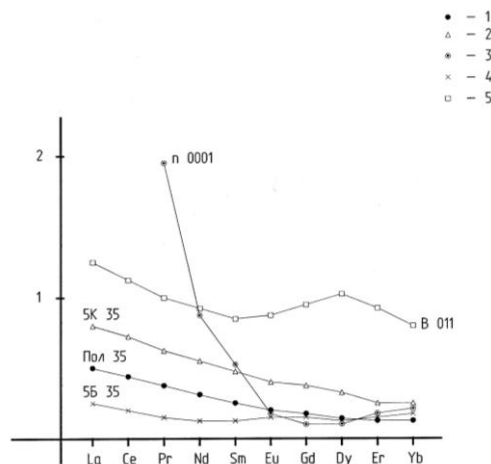


Рис. 1б. Содержание REE в ИШ Нижнетунгуского узла, нормированные по базальту SK 35, Пол 35, 56 35 – из <35-84>, n 0001-<0001>, B 011-<01-11>

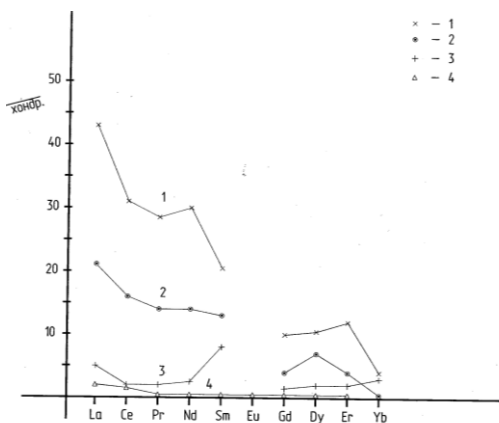


Рис. 1в. Уменьшение содержаний REE от карбонатизированной породы (1) к монокристаллам ИШ (2), двойникам ИШ (3) и позднему пористому кальциту (4). Местоорождение Разлом.

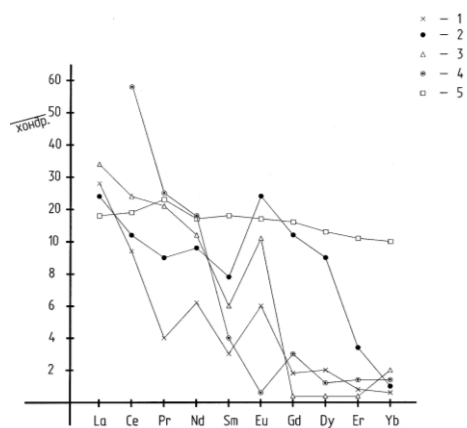


Рис. 1г. Распределение REE в <02-21> (1), <35-84> (2), <11-20> (3) и <10-11> (4) ИШ различных блоков месторождения Долгожданное. 5—REE в недифференцированных тропах (по Балашову, 1976)

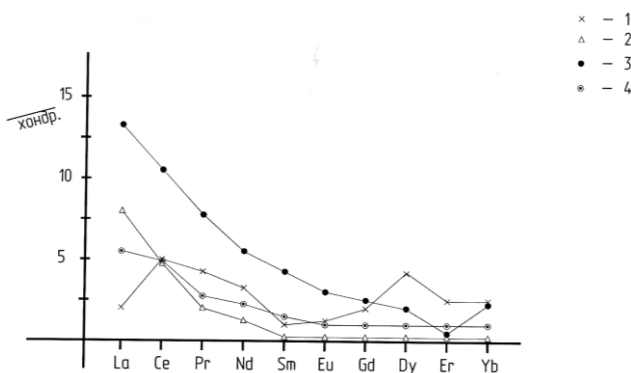


Рис. 1д. Содержание REE в жильном (1), перекристаллизованном (2), кальцитизированном ИШ (3) месторождения Гурен и в известняках Иркутной (4, по Летниковой, 2003)

Сравнивая приведенные 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 свинца, но в данных образцах его нет. Необычны и спектры ФЛ: у мексиканского ИШ (Мексика 1) отсутствует ультрафиолетовая ФЛ, а 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 достаточно 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 Инд. 3, в котором высока концентрация редкоземельных примесей, в частности церия. Как известно [5], церий 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 их связи с примесным составом можно разнообразием структурных мотивов растущих граней, сложным взаимоотношением элементов-люминогенов, сенсбилизаторов 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 CeII [1], а отжиг при температурах 300-500°C устраняет то и другое. У образцов с высоким содержанием редких земель отжиг наоборот усиливает ФЛ, изменяет ее спектральный состав, так что при низких температурах можно наблюдать спектр, состоящий из многочисленных узких

интенсивных полос, а γ -облучение устраняет эту люминесценцию. Такие изменения связаны, вероятно, с изменением валентности REE ($\text{REE}^{3+} \leftrightarrow \text{REE}^{2+}$).

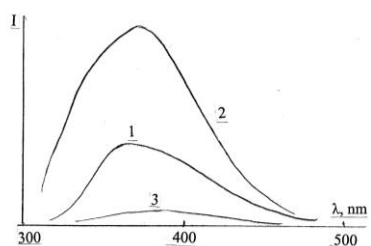


Рис. 2а. Спектры ЛФ при возбуждении линейно-поляризованным светом E//L(Cell): 1 – исходный, 2 – после γ -облучения, 3 – отжига при 500°C

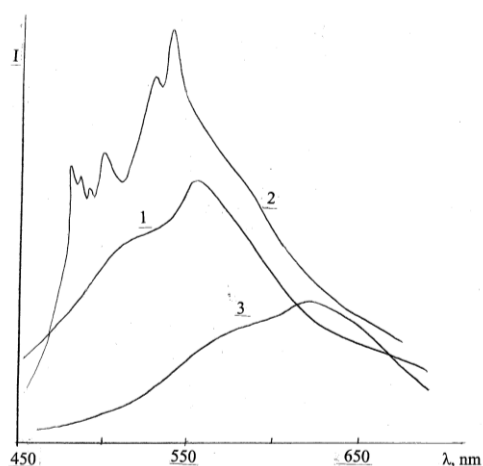
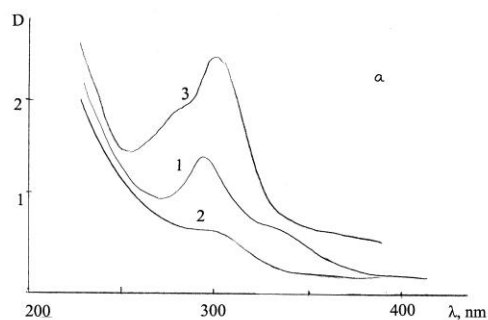


Рис. 2б. Спектры ЛФ при исходном состоянии (1), после отжига при 500°C (2) и 900°C (3)

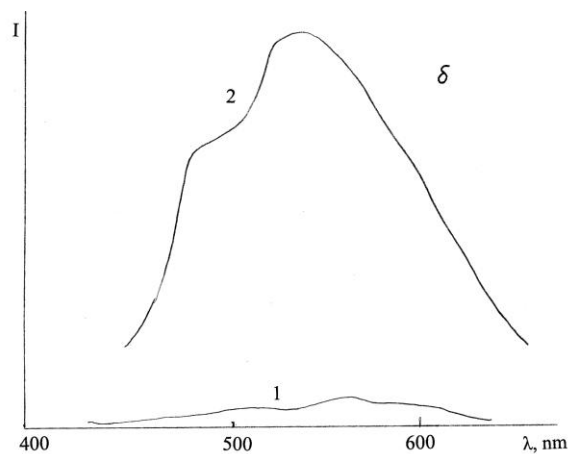


Рис. 3 Спектры ОП(а) и ФЛ(б): 1 – исходные, 2 – после отжига при 500°C , 3 - после γ -облучения 10^4 рад

Список литературы

1. Кукуй А.Л., Матвеева О.П. Оптические свойства и химический состав исландского шпата месторождений различных типов // Записки ВМО, №5. 2003. С.78–86.
2. Кукуй А.Л., Матвеева О.П. Физико-химические особенности кристаллов исландского шпата месторождений различного масштаба // Современные методы минералого-геохимических исследований // Материалы Годичного собрания РМО. СПб, 2006, с.146–148.
3. Кукуй А.Л., Суханов Н.В., Штейнер В.Л. Особенности изотопного состава исландского шпата Сибирской платформы. Тезисы докладов 12 Всесоюз. симпозиума по стабильным изотопам в геохимии. М. 1989 г.
4. Редкие и рассеянные элементы. Химия и технология. Книга 1. Коровин С.С., Зимица 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 (ВИМС), Москва, kuprijan@aha.ru

Типоморфное значение свойств флюорита освещено в многочисленных публикациях, например [1, 4]. Кварцевожильно-грейзеновое 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 среди них неизменных и слабо грейзенизированных и альбитизированных гранитов. Состав грейзенов однообразный – кварц и мусковит приблизительно в одинаковом количестве. При грейзенизации гранита происходит заметное уплотнение породы, привносятся F, H₂O, Fe и S, выносятся Na. Порфиробластовая структура грейзенов по (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 грейзенов – почти полное отсутствие в них молибденита. Абсолютный возраст грейзенов 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 нескольких метров 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°.

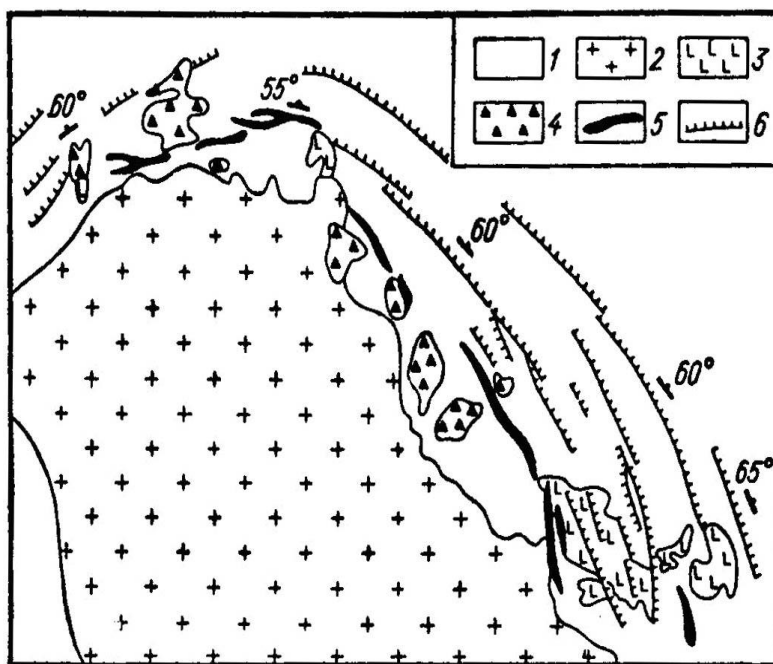


Рис. 1. Схема геологического строения месторождения Яури-Йоки (по Ю.Н. Гуменному и И.И. Куприяновой). 1 – гнейсы, 2 – грейзенизированные граниты, 3 – аплиты, 4 – эруптивные брекчии, 5 – полевшпат-кварцевые жилы, 6 – мусковит-кварцевые жилы.

Кварцевые жилы месторождения образовались в два этапа. На первом этапе возникли микроклин-кварцевые и альбит-кварцевые жилы, почти лишённые молибденита, которые располагаются ближе к контакту гранитов. Второй этап представлен мусковит-кварцевыми жилами с промышленным содержанием молибденита. Околожилные изменения, связанные с полевошпатово-кварцевыми жилами, выражаются в образовании биотит-микроклиновых метасоматических пород. Эти жилы пересекаются аплитами и отделяются последними от мусковит-кварцевых жил.

Большая часть жил месторождения представлена крутопадающими мусковит-кварцевыми жилами, которые сопровождаются лишь незначительными грейзеновыми оторочками шириной порядка нескольких см. Минерализация этих жил наиболее разнообразна. Главным минералом жил является кварц. Присутствуют также мусковит и флюорит (содержание каждого из них локально варьирует от 2 до 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 размером до 20-30 см. Нетипичным для известных молибденитовых месторождений является достаточно широкое распространение ряда редкоземельных и ниобиевых минералов (монацита, ортита, пироклора, колумбита и минерала типа тухолита), были отмечены также эвксенит, торинанит, уранинит, ксенотим [5].

Расположенный в центре гранитного массива «Флюоритовый шток» выделяется среди других постмагматических образований месторождения своеобразной морфологией, минеральным составом и структурно-текстурными особенностями слагающих его минеральных агрегатов. Главными жильными минералами являются, как обычно, кварц, флюорит, мусковит, но содержание флюорита значительно выше по сравнению с другими жилами (около 25 % объема штока). 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 флюорита, 3 – краевая мусковит-кварцевая зона с топазом (рис. 2).

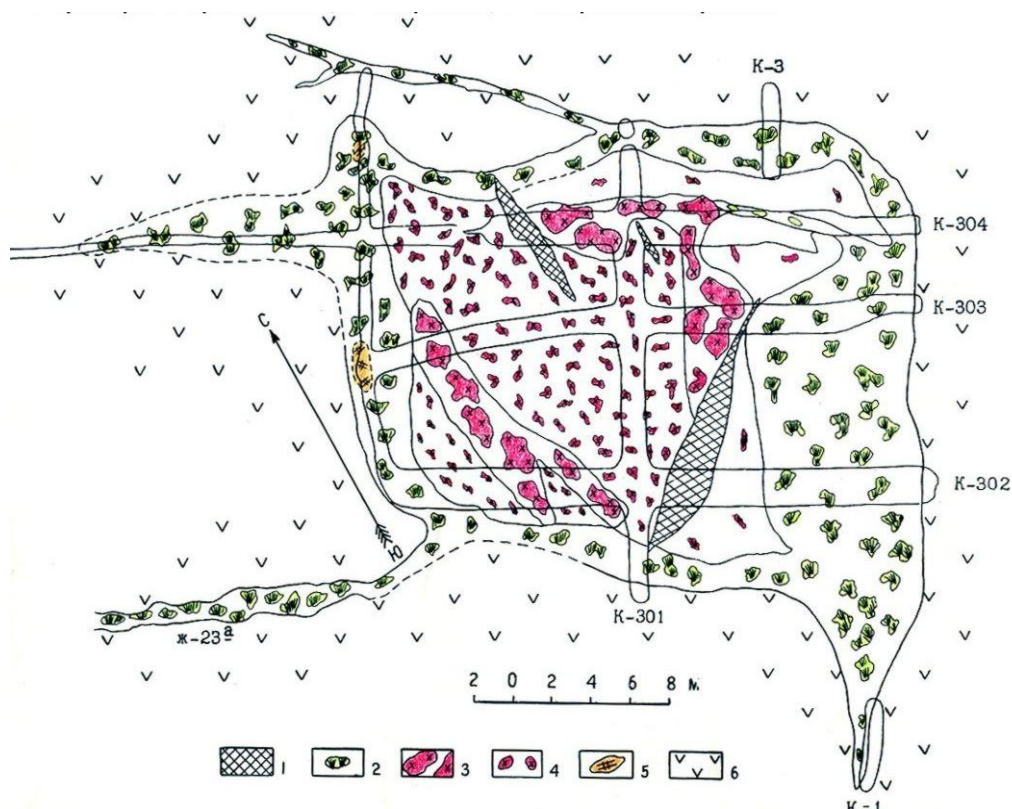


Рис. 2. Схема зональности флюоритового штока.

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 граням и 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 видны

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, а по трещинам во флюорите иногда наблюдаются округлые зёрна и плёнки тухолита.

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 для зоны характерно наличие участков полосчатой текстуры, в которых полосчатость обусловлена чередованием субпараллельных полос, сложенных сноповидно-пластинчатыми агрегатами мусковита разной зернистости, 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 гнездам мусковита и его агрегаты также обычно имеют сноповидно-шестоватую структуру.

Геохимические особенности постмагматических образований месторождения суммируются следующим образом: главные породообразующие элементы – Si, Al, O, H, F, Ca, K, Na, Fe, Mg; основные элементы аксессуарных минералов – Mo, REE, Y, Nb, Th, U. Из элементов-минерализаторов наиболее распространён F, в подчинённом количестве наблюдаются S и P; B, C, Cl присутствуют в ничтожном количестве. Содержание Ta гораздо меньше, чем Nb. Отметим также отсутствие заметной концентрации W и Sn.

Свойства флюорита изучены на образцах из «Флюоритового штока» и из мусковит-кварцевых жил (табл. 1, 2).

Таблица 1.

Концентрация парамагнитных центров Mn^{2+} во флюорите (Кувшинова К.А., ВИМС)

Номер 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 гнездами 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
1-12бф			Молибденит-кварцевые жилы среди гнейсов	Среднезернистый в небольших гнездах
1-12бз	Желтовато-зелёный	158.7		
28-9	Бесцветный	87.6		
Яур-1	Бледно-фиолетовый	11.3		

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				

По окраске, содержанию РЗЭ и концентрации ионов Mn^{2+} выделяется три разновидности. Наиболее обогащён примесями зелёный флюорит, фиолетовые разновидности ими обеднены. Нередко обе разновидности наблюдаются в пределах одного кристалла, что свидетельствует о динамичном режиме минералообразования, характерном для малоглубинного генезиса. Характер распределения РЗЭ во флюоритах месторождения Яури-Йоки однотипен (табл. 2), во всех проанализированных образцах тяжёлые лантаноиды преобладают над лёгкими на нормированных кривых отмечается чёткий дефицит Eu. Соответственно, величина $La/Yb \ll 1$, $Yb/Eu \gg 1$, а $Eu/Eu^* < 1$.

Состав гранитов массивов Юовв-Оайв и Учабю-Оайв резко более кислый, чем интрузивных пород промышленного жильного молибденового месторождения Шахтама [8], и более близок к гранитоидам Ермаковского бериллиевого месторождения [7], в пределах которого известно рудопроявление молибденита. Сопоставление распределения РЗЭ и ЭПР спектров флюорита Яури-Йоки с флюоритом из внутригранитных пегматитов и грейзенов Ермаковского месторождения показывает, что в отличие от флюорита Яури-Йоки, в последнем отчётливо преобладают лёгкие лантаноиды, а также выявлена пониженная концентрация ионов Mn^{2+} что соответствует более щелочному составу ермаковских гранитоидов.

В заключение отметим, что промышленное значение месторождения Яури-Йоки проблематично, ввиду его небольшого масштаба, но оно представляет большой исследовательский интерес, благодаря своеобразию минерального состава и визуальной выразительности пород и руд, 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. Канд. дисс. Л. ВСЕГЕИ. 1954.
3. Дубровский М.И. Петрографические и минералого-геохимические особенности юоввоайвского гранитоидного комплекса // Материалы по минералогии Кольского полуострова. Вып. 7. Л.: Наука ЛО. 1969. С. 26 – 81.
4. Куприянова И.И., Гавриленко В.В., Панова Е.Г. Типоморфизм минералов и геолого-генетические модели месторождений полезных ископаемых // Записки ВМО, № 3. 2003. С.40 – 55.
5. Куприянова И.И., Волкова М.И., Горощенко З.И. Редкоземельные минералы одного молибденового месторождения Европейской части СССР // Труды Минералогического музея АН СССР, вып. 15. 1964. С. 123 – 133.
6. Куприянова И.И. Ториево-редкоземельно-молибденовые месторождения // Геология постмагматических ториево-редкоземельных месторождений. М. Атомиздат. Под ред. В.А. Невского. С. 310 – 326.
7. Новикова М.И., Куприянова И.И., Кукушкина О.А., Шпанов Е.П., Кувшинова К.А. Индикаторные свойства флюорита Ермаковского флюорит-бериллиевого месторождения (Бурятия, Россия) // Геология рудных месторождений, № 5. Т.40. 1998. 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 // Материалы по минералогии Кольского полуострова, Л.: Наука ЛО. Вып. 5. 1967. С. 145 – 157.

ФТОРТАЛЕНИТ-(Y) И КРИСТАЛЛИЧЕСКИЙ БРИТОЛИТ-(Y) В ПЕГМАТИТЕ ЩЕЛОЧНО-ГРАНИТНОГО МАССИВА БЕЛЫЕ ТУНДРЫ (КОЛЬСКИЙ ПОЛУОСТРОВ, РОССИЯ)

Л.М. Лялина, Е.Э. Савченко, Е.А. Селиванова

Геологический институт КНЦ РАН Анатумы, lialina@geoksc.apatity.ru

Таленит-(Y) – силикат иттрия $Y_3Si_3O_{10}(OH)$ - установлен лишь в 12 месторождениях мира, обзор которых приведен в работе [8]. В амазонитовых пегматитах Кольского полуострова был обнаружен новый минеральный вид – 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 аксессуарных 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. Размеры кристаллов достигают 1.5 мм. Окраска минерала изменяется от бесцветной до молочно-белой или светло-серой, блеск – стеклянный до перламутрового. Иногда макроскопически наблюдается неоднородность распределения 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 таблочки, при этом отдельные индивиды сильно трещиноваты.

Во всех выявленных случаях присутствия фторталенита-(Y) в породах пегматитового тела индивиды минерала располагаются внутри кварц-цирконовых агрегатов. Взаимоотношения между ними позволяют предполагать несколько более раннюю кристаллизацию фторталенита: последний при идиоморфной или гипидиоморфной форме кристаллов имеет очень неровные границы со сложными «залывами» и выступами, а также содержит многочисленные вросстки циркона в краевой зоне. Эти вросстки по морфологии аналогичны циркону агрегатов (рис. 1).

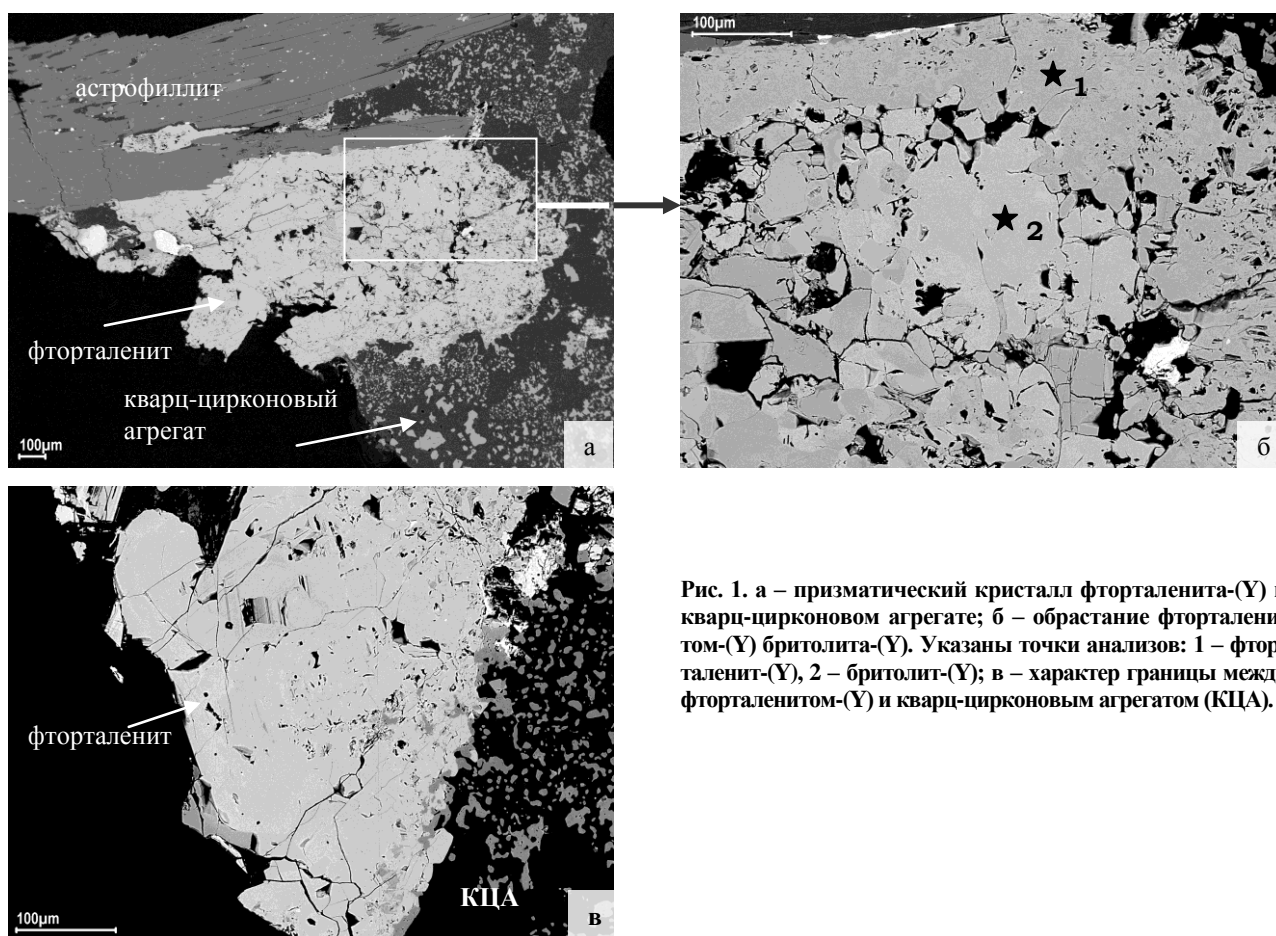


Рис. 1. а – призматический кристалл фторталенита-(Y) в кварц-цирконовом агрегате; б – обрастание фторталенитом-(Y) бритолита-(Y). Указаны точки анализов: 1 – фторталенит-(Y), 2 – бритолит-(Y); в – характер границы между фторталенитом-(Y) и кварц-цирконовым агрегатом (КЦА).

¹ Как было 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.

Данные химического анализа 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 пегматитового 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 полуострова [2]; 5 – бритоилит-(Y) во фторталените-(Y). В анализах 1, 2 и 5 Р, Th и U не обнаружены. ФК_к – формульные коэффициенты катионов.

Таблица 2

Содержание иттрия и редкоземельных элементов в талените (в процентах)

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 Восточной Сибири [7]; 6 – Колорадо, США [8]; 7, 8 – гранитные пегматиты, Швеция [7]; 9 – амазонитовые пегматиты Западных Кейв, Кольский п-ов [2].

В распределении редкоземельных элементов, 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 эрбиевой 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 существенно отличается от гадолинита-(Y) второй генерации и бритоилита-(Y), образующего самостоятельные выделения (рис. 2). Наблюдаемые

закономерности подтверждают ранее установленный факт обогащения минералов ранних генераций тяжелыми лантаноидами, вплоть до образования селективно иттербиевых минеральных видов [2].

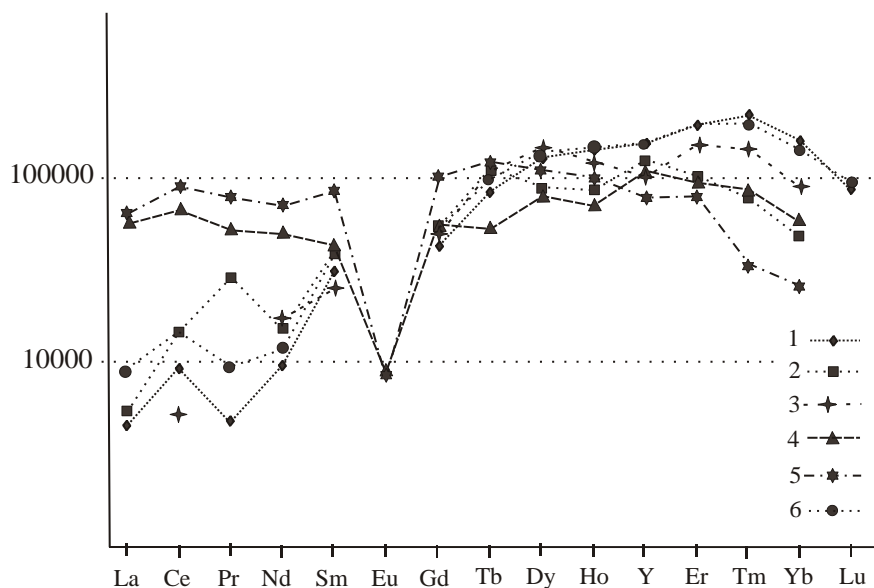


Рис. 2. Графики распределения REE (нормализованы по хондриту [9]) в минералах пегматитового тела «Цирконовое»:

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 уже указывалось выше, при макроскопическом изучении образцов были выявлены неоднородные по цвету выделения фторталенита, при детальном исследовании оказавшиеся сростанием двух минеральных фаз.

Рентгенометрическими исследованиями 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 (900⁰C, 1 час). Рентгенограмма порошка этой фазы (табл. 3) близка рентгенограммам минералов группы бритолита. Предполагая принадлежность минерала к гексагональной сингонии с пространственной группой P6₃/m, произведено уточнение параметров элементарной ячейки по 20 независимым отражениям рентгенограммы. Рентгенограмма хорошо индицируется со следующими полученными значениями: a=9.41(1)Å, c=6.81(1)Å. Прокаливание при 900⁰C в течение 1 часа не изменило характер картины, однако параметры ячейки несколько уменьшились: a=9.39(1)Å, c=6.77(1)Å. 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			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
I	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

Примечание. Условия съемки: камера РКД – 57.3 мм, Fe K_α-излучение

Кристаллохимическая формула бритолитовой фазы во фторталените (табл. 1, ан. 5) была рассчитана по части катионов в теоретической формуле ($\text{Ca}+\text{Y}+\text{REE}=5$): $(\text{Y}_{2.84}\text{REE}_{0.99}\text{Ca}_{0.59}\text{Na}_{0.43}\text{Fe}_{0.10}\text{Mn}_{0.06})_{5.01}[\text{Si}_{3.01}\text{O}_{12}](\text{F},\text{O},\text{OH})$. 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 своим природным кристаллическим состоянием. Прокаливание не меняет ее дифракционную картину. По составу фаза является чисто силикатной, в ней полностью отсутствует фосфор. Расчет формульных коэффициентов указывает на полное заполнение тетраэдрической позиции кремнием ($\text{FK}_{\text{Si}}=3,01$), что также исключает вхождение в нее бора, серы, как это происходит, например, во фторэлластадите, тритомите-(Ce). При этом кальций содержится в весьма малых количествах (для бритолитов) и изоморфно замещается редкоземельными элементами. Для компенсации валентности при $\text{Ca}^{2+}\leftarrow\text{REE}^{3+}$ в минерал в существенных количествах входит одновалентный натрий. 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 редкоземельных элементов однотипен со спектрами REE 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 – эвдиалит) [4].

2. В сростаниях с фторталенитом установлен бесфосфорный бритолит-(Y). Необычность находки заключается в природном кристаллическом состоянии фазы, а также в особенностях химического состава, указывающих на чисто силикатный состав минерала при «исчезающе малом» для бритолитов содержании кальция. 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 полуострова. Диорто- и триортосиликаты иттрия // Минер. журнал, № 6. Т. 7. 1985. С. 79–94.
2. *Волошин А.В., Пахомовский Я.А.* Минералы и эволюция минералообразования в амазонитовых пегматитах Кольского полуострова. Л., Наука, 1986. 168 с.
3. *Волошин А.В., Пахомовский Я.А.* Фторталенит-(Y) – новый минерал из амазонитовых рандпегматитов Кольского полуострова // ДАН. СССР. № 1. Т. 354. 1997. 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 // Сб.: Минералогия во всем пространстве сего слова. Труды I Ферсмановской научной сессии КО РМО, посвященной 120-летию со дня рождения А.Е. Ферсмана и А.Н. Лабунцова, г. Апатиты, 22-23 апреля 2004 г. / Ред. д.г.-м.н. Ю.Л. Войтеховский. – Апатиты: Изд-во “K&M”, 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 // Сб.: Минералогия во всем пространстве сего слова. Труды II Ферсмановской научной сессии КО РМО, посвященной 140-летию со дня рождения В. Рамзая, г. Апатиты, 18-19 апреля 2005 г. / Научн. ред. Ю.Л. Войтеховский, А.В. Волошин, О.Б. Дудкин. – Апатиты: Изд-во “K&M”, 2005. С.41–42.
6. *Лялина Л.М., Волошин А.В.* Внутригранитное пегматитовое тело в массиве Белых тундр и его минералы. // Сб.: Минералогия во всем пространстве сего слова. Ч. I. Труды I Ферсмановской научной сессии КО РМО, посвященной 120-летию со дня рождения А.Е. Ферсмана и А.Н. Лабунцова, г. Апатиты, 22-23 апреля 2004 г. / Ред. д.г.-м.н. Ю.Л. Войтеховский. – Апатиты: Изд-во “K&M”, 2004. С.72–73.
7. *Скоробогатова Н.В., Костин Н.Е., Сидоренко Г.А., Столярова Т.И.* Таленит из альбититов Восточной Сибири // ДАН СССР. № 1. Т. 155. 1964. С. 100–103.
8. *Fitzpatrick J., Pabst A.* Thalenite from Arizona // Am. Miner., vol. 71. 1986. Pp. 188–193.
9. *Nakamura N.* Determination of REE, Ba, Fe, Mg, Na and K in carbonaceous and ordinary chondrites // Geochim. And Cosmoch. Acta, № 5. Vol. 38. 1974. 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 Анатумы, lialina@geoksc.apatity.ru

До настоящего времени известна только одна описанная в литературе находка бехоита в пегматитах штата Техас (США) [4]. Впервые присутствие природной фазы $\beta\text{-Be}(\text{OH})_2$ установлено Дж. Монтойей (J.W. Montoya) в измененных туфах штата Юта (США) [6] и им же предложено название минерала по составу – beryllium hydroxide – behoite. В литературе можно встретить еще одно месторождение бехоита – сиенитовые пегматиты района Осло (Норвегия) [5,7], где минерал только упоминается, но не приводится каких-либо его характеристик. Существует моноклинная природная модификация $\text{Be}(\text{OH})_2$ – клинобехоит – обнаруженная в единственном месторождении мира – десилицированных пегматитах Мурзинского района на Урале [3]. Настоящая находка бехоита – первая не только на Кольском полуострове, но и в России в целом.

Сахарьокский щелочной массив

Сахарьокский массив расположен в южной части Западнокейвского массива щелочных гранитов – крупнейшего в пределах Кейвского террейна. Сахарьокский массив является интрузией трещинного

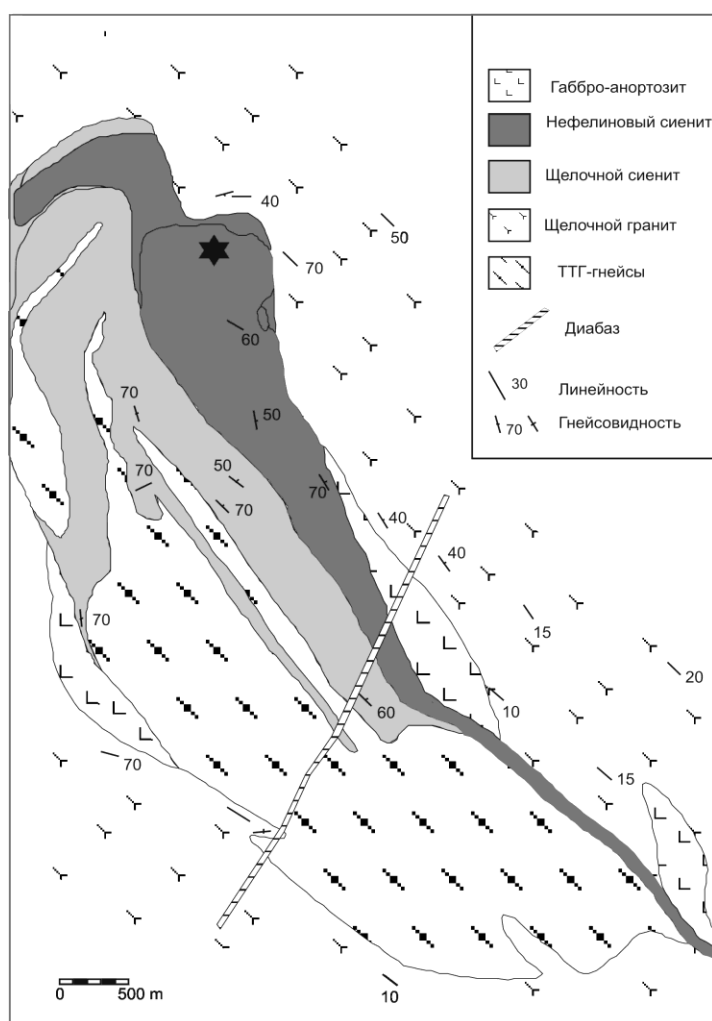


Рис. Геологическая карта-схема Сахарьокского щелочного массива (по [1]).

Звездочкой показаны выходы эссекитов (вне масштаба), содержащих бериллиевую минерализацию.

западной краевой части южного выхода эссекитов обнаружено крупное (2 x 3 м) тело пегматита, сложенного главным образом нефелином, пироксеном (омфацит, эгирин-авгит), канкринитом, альбитом, анальцимом. От вмещающих пород тело пегматита отделяет слюдяная оторочка мощностью 10 – 15 см. Среди аксессуарных минералов в пегматите обнаружены мелифанит, флюорит, анальцим, минералы группы апатита, бритолита, циркон, сульфиды [1].

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 (рисунок). Максимальной ширины (1.5 – 2 км) массив достигает в северной части. Массив сложен преимущественно нефелиновыми сиенитами, щелочными сиенитами и щелочными габброидами (эссекитами) [1]. Результаты изотопно-геохимического датирования указывают на архейский возраст (2682 – 2613 млн лет) кристаллизации пород массива [8].

Нефелиновые сиениты Сахарьокского массива содержат комплексное редкоземельно-циркониевое оруденение, 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 x 200 м) выходы эссекитов (флогопит-омфацитовое габбро). Для данных пород предполагается вынос в виде ксенолитов из «эклогитовой верхней мантии» [1]. Однако, по результатам бурения (отчет МГРЭ, 2002) «ксенолитовая» природа выходов щелочных габброидов вызывает сомнения, так как они существенно увеличиваются по мощности с глубиной, и, таким образом, могут представлять одну из магматических фаз интрузива.

Тела эссекитов характеризуются зональностью: в центральной части они сложены существенно пироксеновыми разновидностями, в контактах с нефелиновыми сиенитами они амфиболлизированы и ослоднены, секутся прожилками полевошпатово-нефелинового и содалитового состава. В

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 анальцим, 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 и находится в тесной ассоциации с другим вторичным минералом – пренитом.

Таблица
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

Примечание: условия съемки – камера РКД 57.3 мм, Fe K_α-излучение.

Идентификация минерала проводилась на основе сравнения его порошковой рентгенограммы с рентгенограммой бехоита из штата Техас, которое показало очень близкое соответствие. Отражения проиндексированы по аналогии с синтетической фазой β-Be(OH)₂ (39-1411 JCPDS) (таблица).

К сожалению, прямыми методами определить состав минерал на данный момент не удалось. С помощью сканирующего электронного микроскопа LEO 1450, оснащенного энерго-дисперсионным детектором, позволяющим проводить качественный анализ фаз (определяются элементы с №5 – бор), в спектре установлено лишь присутствие кислорода. Что может рассматриваться как косвенное подтверждение минерала бехоита.

Появление бехоита в пегматитах щелочных габброидов возможно следует связывать с процессами изменения первичного минерала бериллия – мелифанита. Большинство бериллиевых минералов – берилл, хризоберилл, фенакит, мелифанит – весьма устойчивы к вторичным изменениям. Однако, длительность геологических процессов, воздействовавших на архейские породы Сахарйокского массива, оказалась более чем достаточной, чтобы разрушить такой «прочный» минерал, как мелифанит. Бериллий в природных растворах содержится в низких концентрациях, поскольку быстро

удаляется из них в виде нерастворимого гидроксида [4].

Таким образом, в породах щелочного массива Сахарйок (Кольский полуостров) впервые установлен крайне редкий минерал – бехоит Be(OH)₂, являющийся продуктом изменения первичного бериллиевого минерала – мелифанита. Бехоит, вероятно, является конечной фазой изменения мелифанита и не исключает возможности нахождения других, промежуточных, продуктов.

Список литературы

1. Батиева И.Д., Бельков И.В. Сахарйокский щелочной массив, слагающие его породы и минералы // Апатиты, КФАН СССР. 1984. 133 с.
2. Виноградов А.Н., Батиева И.Д., Зозуля Д.Р., Калинин В.Т., Лебедев В.Н., Маслобоев В.А., Ракаев А.И., Грицай З.Д. Комплексное редкоземельно-циркониевое оруденение Сахарйокского щелочного массива // Минеральное сырье, М: ВИМС, № 7. 2000. С. 25 – 34.
3. Волошин А.В., Пахомовский Я.А., Рогачев Д.Л., Надежина Т.Н., Пуцаровский Д.Ю., Бахчисарайцев А.Ю. Клинобехоит – новая природная модификация Be(OH)₂ из десилицированных пегматитов // Минералогический журнал, № 5. Т. 11. 1989. 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. № 1-2. Vol. 55. 1970. 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. Vol. 77. 1992. 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. 6408. P. 1–11.
7. Raade G., Mladeck H. Chiavennite from syenite pegmatites in the Oslo Region, Norway // Amer. Miner. Vol. 68. 1983. 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 // The Journal of Geology. Vol. 113. 2005. P. 601–608.

МИНЕРАЛОГИЯ ПОРОД ЭНДОКОНТАКТА ЦАГИНСКОГО ГАББРО-ЛАБРАДОРИТОВОГО МАССИВА, КОЛЬСКИЙ ПОЛУОСТРОВ

А.В. Мокрушин

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

Цагинский массив, вмещающий месторождение титан-ванадиевых руд, расположен в центральной части Кольского п-ова и является крупнейшей на Балтийском щите интрузией габбро-лабрадоритов. Габбро-лабрадориты, 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 горы Патчем-варек. Их возраст составляет 2668 – 2659 млн лет [3, 2]. Возраст циркона из неизменных габброноритов краевой части Цагинского массива составляет 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 железо-титанового оруденения и более низкой степенью метаморфизма.

Цагинский массив протягивается в меридиональном направлении на 23 км при ширине в 9 км. Общая площадь Цагинского массива составляет 170 км². На эрозионной поверхности Цагинский массив имеет форму овала и характеризуется асимметричным строением. Породы центральной части характеризуются пологим и горизонтальным залеганием. Угол падения габброидов в краевой части возрастает 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 титаномагнетитовыми габбро, пироксенитами, оливинитами и сплошными титаномагнетитовыми рудами. В краевой части габбро и габбронориты перемежаются с троктолитами, плагиоклазитами, оливинитами, клинопироксенитами, в том числе 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 массива, гнейсо-граниты являются его основанием. Кровля интрузива представлена гнейсами Кейвской структуры, останцы которых в виде ксенолитов 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 претерпевают 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 северо-восточной части Цагинского массива. Метасоматические изменения выражаются в альбитизации плагиоклаза, новообразовании амфибола и кварца.

Главными минералами эндоконтактовых пород являются плагиоклаз, ромбический и моноклинный пироксены. Второстепенными и аксессуарными 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 1.0 – 0.5 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 титаномагнетита (размер до 0.5 мм). Плагиоклаз обнаруживает слабую нормальную зональность, состав его меняется от лабрадора (65 – 54% анортита) до лабрадор-андезина (45 – 40% анортита). В сиенитизированных среднезернистых габброидах эндоконтактовых зон массива количество анортита в плагиоклазе иногда уменьшается до 40%, иногда до 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 таблиц плагиоклаза и незначительный катаклиз. По образующимся трещинкам происходит смещение отдельных частей зерен относительно друг друга, а в пространстве между ними образование мелкообломочной полевошпатовой массы (рис. 1а).

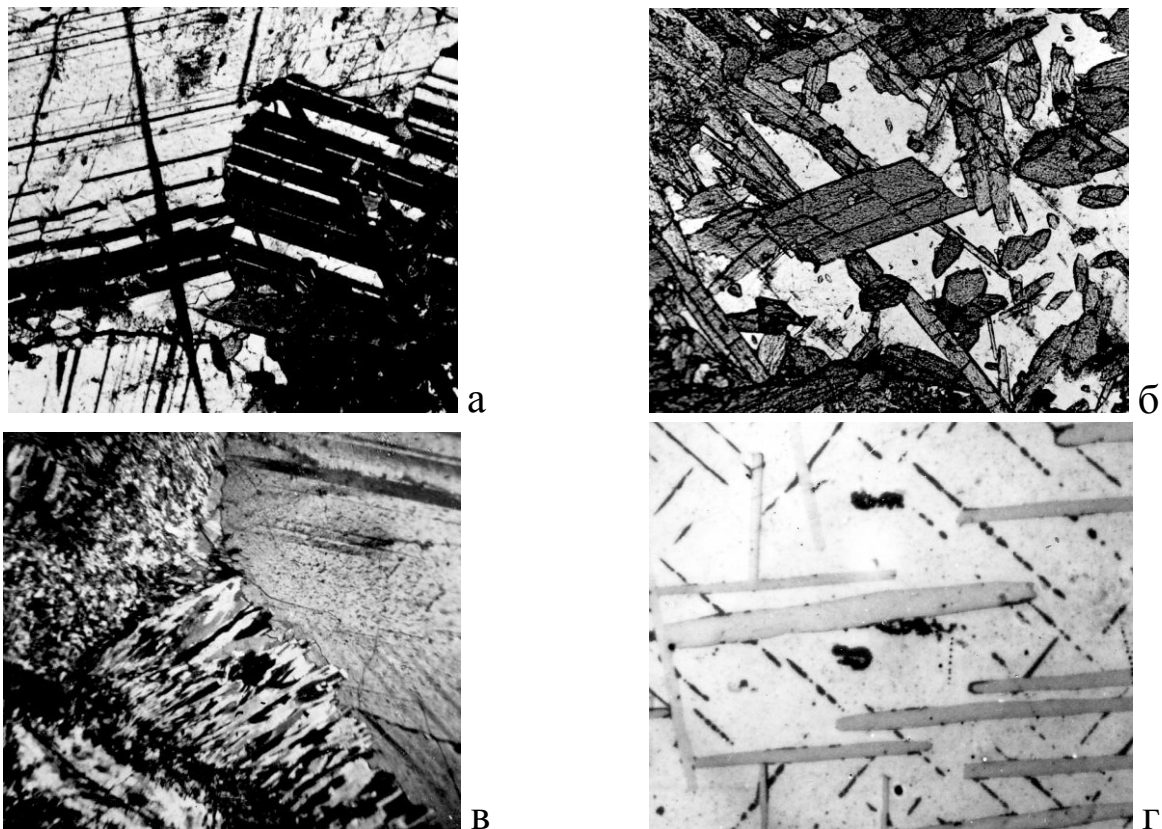


Рис. 1. Главные и вторичные минералы эндоконтактных пород Цагинского массива.

Фото прозрачных (а, б, в) и полированного (г) шлифов: а - частичное дробление таблитчатых кристаллов плагиоклаза; б - рост кристаллов роговой обманки на границе замещенного зерна моноклинного 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 моноклинному пироксену. Размер зерен изменяется от 0.5 до 1 мм в поперечнике. Минерал по составу отвечает гиперстену, в котором содержание ферросилита колеблется от 33 до 54%.

Обычная и преобладающая форма выделения *моноклинного пироксена* - это неправильные ксеноморфные зерна, часто наполненные включениями титаномагнетита. В эндоконтактных породах моноклинный пироксен отвечает по составу авгиту. Размер зерен минерала колеблется в районе 0.5 мм. В минерале к трещинкам отдельности (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. Выделяется три генетические разновидности моноклинного пироксена: 1) реакционными коронитовыми каймами вокруг изометричных зерен оливина; 2) самостоятельными зернами; 3) как продукт распада твердого раствора двух пироксенов, для которого характерны пластинчатые и каплевидные выделения моноклинного пироксена в гиперстене, располагающиеся, по плоскостям (010), реже (001). Вростки моноклинного пироксена в пределах зерна гиперстена ориентированы в одном направлении и гаснут одновременно.

Обыкновенная роговая обманка является основным вторичным минералом пород, претерпевших аутометаморфические изменения, дислокационный и региональный метаморфизм. Роговая обманка, замещающая моноклинный пироксен, наследует его ксеноморфные формы. При усилении метаморфизма вокруг крупных зерен роговой обманки, на границе с плагиоклазом, происходит рост мелких игольчатых ее кристаллов, которые как бы 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 эндоконтактовых пород обуславливает рост зерен роговой обманки с образованием крупных кристаллов удлиненно-призматического габитуса, которые равномерно рассеяны в массе преобразованной породы (рис. 1б). Кристаллы роговой обманки достигают в длину 2–3 и в поперечнике 1.0 см. Цвет роговой обманки в зернах темно-зеленый с характерным синеватым оттенком различной интенсивности. На составе роговых обманок главным образом сказывается 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. 1в). Минерал представлен удлиненно-призматическими игольчатыми кристаллами зеленого или бледно-зеленого цвета, длина которых колеблется от долей миллиметра до 1.5–2.0 мм. *Тремолит* развивается по оливину, пироксену и плагиоклазу вместе с серпентином и хлоритом, образуя тонкопластинчатые спутано-волоконистые агрегаты бледно-зеленого цвета. Зерна тремолита по спайности насыщены мельчайшими пластинками магнетита и ильменита. Образование их связано с высвобождением железа и титана из первичных темноцветных минералов, ставших избыточными при развитии новых минеральных видов - хлорита и тремолита.

Биотит представлен в составе келифитовых кайм совместно с актинолитом, хлоритом и гранатом. Листочки биотита непосредственно нарастают на рудные минералы. Они имеют темно-коричневый цвет с плеохроизмом в коричневых тонах. В сиенитизированных породах интенсивное его развитие наблюдается в гранулированной полевошпатовой массе, иногда с образованием крупных линзовидно-удлиненных скоплений.

Кварц как первичный минерал в виде ксеноморфных зерен встречается в эндоконтактовых габбро и габбро-норитах. В сиенитизированных породах кварц образует симплектитовые срастания 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 граната 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. 1г). Выделения шпинели как твердого раствора в титаномагнетите в поперечных срезах дают овальные, веретенообразные, квадратные и крестообразные формы. Размеры их меняются от 0.02 до 0.25 мм. Ксеноморфные зерна *ильменита* располагаются между зернами титаномагнетита с наибольшей концентрацией на границе с силикатными минералами. Размер зерен колеблется от 1 до 3 мм в поперечнике. В зернах ильменита часто присутствуют крупные пластинки магнетита и более мелкие выделения шпинели. *Пирротин* представлен изометричными зернами в агрегатных скоплениях. Размер зерен колеблется от 0.1 до 0.5 мм в поперечнике. 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. Мат. 9-й молодежн. научн. конф. – Апатиты: Изд. КНЦ РАН, 1995. С.20–25.
2. *Митрофанов Ф.П., Балаганский В.В., Балашев Ю.А., Ганнибал Л.Ф., Докучаева В.С., Нерович Л.И., Радченко М.К., Рюнгенен Г.И.* U- Pb возраст габбро-анортозитов Кольского полуострова // Докл. РАН. № 1. Т.331. 1993. С.95-98.
3. *Пожиленко В.И., Гавриленко Б.В., Жиров Д.В., Жабин С.В.* Геология рудных районов Мурманской области. – Апатиты: Изд. Кольского научного центра РАН, 2002. 359 с.
4. *Юдин Б.А.* Габбро-лабрадоритовая формация Кольского полуострова и ее металлогения. – М.: Наука, 1980. 168 с.

НАХОДКА ХОУЛИИТА CdS В КЕЙВСКОЙ СТРУКТУРЕ

И.С. Нестеренко¹, Ю.Л. Войтеховский²

¹ Апатитский филиал Мурманского гостехуниверситета, Апатиты; ² Геологический институт Кольского НЦ РАН, Апатиты

Во время экспедиционных работ Геологического института Кольского НЦ РАН на Кейвской структуре вблизи г. Червурта в 2006 г. был обнаружен керн буровой скважины, пройденной в 1960-х гг. для оценки перспектив одноименного месторождения кианита. Осмотр керна показал, что 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 (пламеневидные 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 (хоулиит) и гексагональной (гринокит) структурными разновидностями [2]. По наблюдениям в нескольких зернах, фаза изотропна и диагностирована как хоулиит.

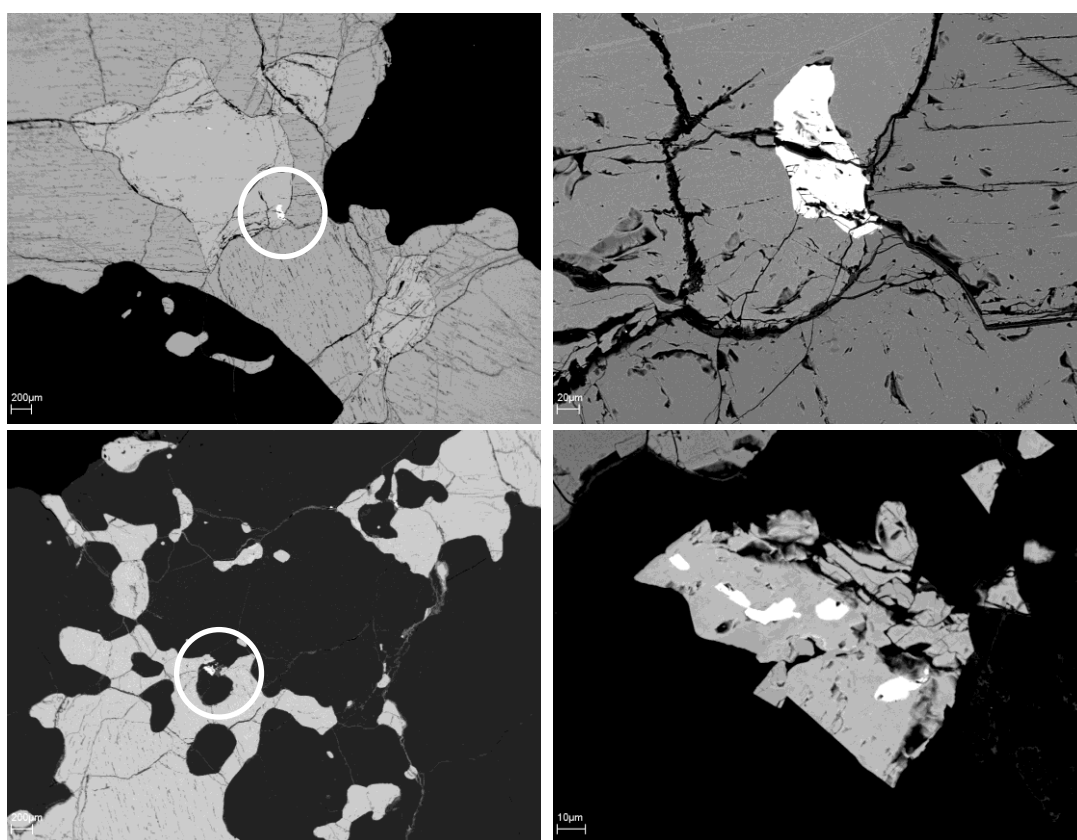


Рис. 1. Вверху: слева – халькопирит-пирротинный прожилок в кварцевой жиле, в кружке – хоулиит в халькопирите на границе с пирротинном; справа – хоулиит (светлое) в халькопирите на границе с пирротинном. Внизу: слева – пирротинный прожилок в кварцевой жиле, в кружке – сфалерит в кварце; справа – сфалерит (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
хоулиит	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 Кольского НЦ РАН, MS-46 “Самеса”.

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 Кольского 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 хоулиит 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 полуострова. Апатиты: Изд-во КФ АН СССР, 1982. С. 67 – 79.
2. Минералы кадмия // Геохимия, минералогия и генетические типы месторождений редких элементов. Т. II. Минералогия редких элементов / Власов К.А. (ред.) 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. Понятие 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 химических соединений – объектами являются химические соединения. Химическое соединение определяется составом и структурой. Минерал – это всегда в первую очередь – химическое соединение или дальтонид или бертоллид. Минеральный вид отображается дескриптором – кристаллохимической идеальной формулой структурного типа. Как химический состав, так и структура соединения могут изменяться. Как определить границы изменений, при которых соединение остается самим собой? В химии для этого строят диаграммы состояния. Но отнюдь не для всех систем такие диаграммы состояния построены. Как быть, если соединение – это минерал с большим числом изоморфных примесей, причем 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. До тех пор пока полиморфная модификация соединения 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 меньшее число разновидностей представляющих собой непрерывный твердый раствор. Каждая такая разновидность принадлежит двум видам. Но это очевидно, если установлен хотя бы методами химии 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 отдельные 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. Однако при непрерывном изоморфном замещении 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 том числе аморфные, жидкие, газообразные относим к одному сводному минеральному виду проле [1] (термин взят нами ранее из биологической классификации) [2]. Так к одному минеральному виду проле – кремнезем SiO_2 относятся все полиморфные кристаллические и не кристаллические 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 часть и мягкая пластическая часть, позволяющая 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 пластичного перехода без изменения симметрии, параметров решетки, чем эвдиалит с большими параметрами решетки и несколькими пустотами с разными координационными полиэдрами и разными координационными 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 и того же каркаса без существенного изменения параметров решетки и симметрии. Минеральные виды относящиеся к сводному структурному типу принято называть перовскитоподобными, эвдиалитоподобными.

Минеральные виды, также как и биологические 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 виде совокупности индивидов, зерен, особей. Каждый индивид, зерно, особь имеют область обитания.

Изоморфная примесь – это дефект. Дефект - это то же самое, что и мутация, флуктуация состава, положения в пространстве, во времени. В самом общем виде дефект – это случайность. Дефектность – это отклонение от нормы, несущественное, т.е. 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. Однако при невозможности залечить дефекты из-за их величины, частоты встречаемости объект, система либо 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 существования этого порядка зависит от состояния (твердого, жидкого, газообразного). Локальное окружение определяет координационную сферу, координационное число. Изучение координации показало, что координационное число меняется в ограниченных пределах. Эта изменчивость дает возможность изменения организации элементов в условиях мягкого порядка. Рассмотрим мягкий порядок на поверхностях.

Все объекты имеют поверхности. Поверхности образуют систему. В этой системе можно выделить элементы поверхности, состоящие из петель, в частности n-гонов. Нами установлено, что упорядоченные (регулярные) поверхности идиоморфных кристаллов состоят из n-гонов с $n=3-12, 14, 16, 18$. Поверхности из n-гонов представляются гранными формулами (ГФ), например тетраэдр $|3|<4>$, где $|3|$ - треугольная грань, а $<4>$, число таких граней. 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 состав короны вершины октаэдра, $|34|<22>$ состав короны вершины кубооктаэдра. Формула последовательности граней короны вершины (Вг) у октаэдра $|3|<4>$, у кубооктаэдра $|3434|<1111>$, а 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 коэффициентов, например $|a|$ и $|abab|$. Наряду с упорядоченными поверхностями возможны частично упорядоченные, неупорядоченные - хаотические поверхности. Такие поверхности установлены в косной природе и живых организмах.

Ранее [3, 4] нами было рассмотрено несколько неупорядоченных поверхностей расплавов и организмов, образованных n-гонами. Эти поверхности состоят из n-гонов с $n=3-10$. Обнаружены также поверхности с окнами с $n>10$ (11, 12, 13, 14, 16, 18, 21, 29) к которым примыкают n-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 n-гонов Гр для поверхности рис.1. Полужирно 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 представлена поверхность из n-гонов и пор. Нами были определены числовые и соответствующие им буквенные формулы Вг и Гр для 3 - 8-гонов. Приводим 90 формул последовательностей для координационных чисел 3-8 (выделены полу- жирно). Этот список даем с указанием в фигурных скобках дифференцированных составов координационных сфер вершин и граней. Составам поставлены в соответствие реализованные 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, $\{221\}$ -aabb, abbac, ababc, $\{2111\}$ -aabcd, abacd, $\{11111\}$ -abcde, (34) **6** - $\{6\}$ |aaaaaa|, $\{51\}$ |aaaaab|, $\{42\}$ |aaaabb, aaabab, aabaab|, $\{33\}$ |aaabbb, aababb, ababab|, $\{411\}$ |aaaabc, aaabac, aabaac|, $\{321\}$ |aaabbc, aababc, abaabc, aaabcc, aabbac, ababac|, $\{3111\}$ |aaabcd, aabacd, abacad|, $\{222\}$ |aabbcc, abacc, abacbc, abcabc|, $\{2211\}$ |aabbcd, aabccd, abaccd, abaccd, abacdd, ababcd, abacbd, abacdc, abcabd|, $\{21111\}$ |aabcdel|, (33) **7** - $\{61\}$ |aaaaaab|, $\{52\}$ |aaaaabb, aaaabab, aaabaab|, $\{43\}$ |aaaabbb, aaabbab, aabbaab, aababab|, $\{511\}$ |aaaaabc, aaaabac|, $\{421\}$ |aaaabbc, aaabbac, aabbaac, aababac|, $\{331\}$ |aaabbbc, aabbbac, aababbc, aabbabc, abbaabc, abababc|, $\{322\}$ |aabbacc, abbbacc, ababccc, ababac, ababacc|, $\{3211\}$ |aaabbcd, aaabccd, aabaccd, abbaacd, abacbbd|, $\{2221\}$ |abacbcd|, $\{22111\}$ |abacdel|, (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.

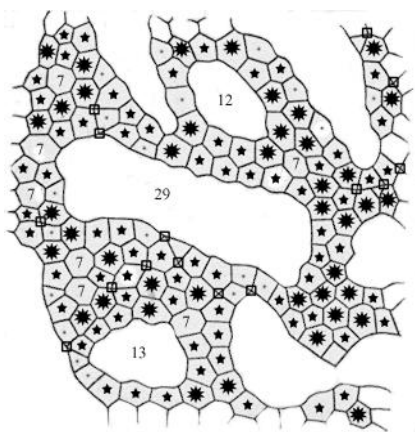


Рис. 1. Покрытие поверхности n-гонами с образованием озер и заливов.

Плитки со значением n равным 4 обозначены точкой, 5 – звездочкой, 6 – жучком, 7 – цифрой.

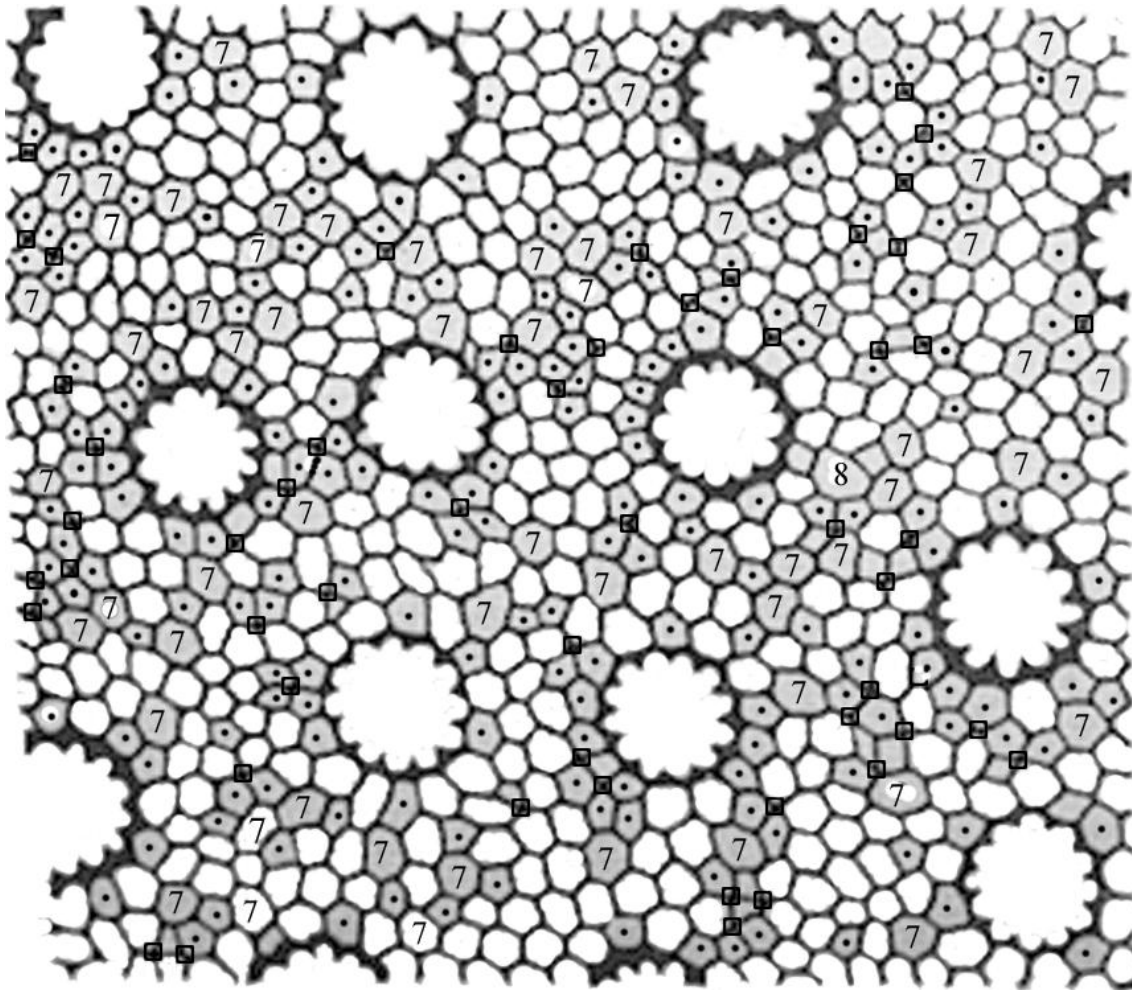


Рис. 2. Поверхность организма:

n -гоны с $n=5$ - точка мелкая, $n=6$ - точка большая, $n=4$ - бесцветный, $n=7, 8$ - указаны цифрами.

Рассмотрим последовательности с $n > 10$. Для этого последовательности n -гонов примыкающих к окнам представляем формулами Гр. Полу жирно выделяем буквы соответствующие границам, за которыми нет n -гонов или их ансамблей. На рис. 3 вокруг пор поверхности выделяем короны нескольких порядков. При образовании короны второго порядка некоторые поры образуют общие границы из общих или примыкающих друг к другу n -гонов. Короны третьего порядка часто разорваны. Короны четвертого порядка существует кое-где в виде островков. Пятая центральная корона превратилась в единственный линейный островок. Были составлены формулы Гр для 6 корон первого и 5 корон второго порядка. Приводим полные формулы последовательностей граней корон Гр для окон и пор. На первом месте полу жирно выделено КЧ окна, поры. В фигурных скобках на первом месте n -гоны входящие в состав короны, на втором месте их число в короне, далее буквенная и числовые формулы последовательностей n n -гонов. Короны первого порядка обозначены буквой n , а второго – n_2 : **11** - {564.18-6311} - |**ababcb**d|<4121111>, |565646.18|, **12** - {564-561} - |**ababab**abc|<111113211>, |565656564|, **13** - {5647-8221} - |**abacab**d|<2132311>, |5654567|, {6547-5341} - |**acabab**cb**d**|<113111311>, |646565457|, **14** - {67540-32621} - |**abac**dedc|<22121114>, |67654045|, {5674-8411} - |**ababab**cd|<21313211>-14п, |56565674|, {564-851} - |**ababab**ac|<31123211>-14п, |56565654|, **15** - {56-78} - |**ababab**abab|<1111121232>-15п, |5656565656|, {56-78} - |**ababab**abab|<1111212114>-15п, |5656565656|, **16** - {456837-292111} - |**abab**cd**bc**ebf|<11131111141>, |45456856357|, {654-583} - |**ababab**acac|<1111161211>-16п, |6565656464|, **17** - {564-.11.3.3} - |**abac**acababc|<11111121611>-17п, |56545456564|, **18** - {4.5.11.6.7.0-771111} - |**ababab**cd**ae**ababf|<111221111112111>, |454545.11.64745450|, **20** - {675-.12.5.3} - |**ababac**ababc|<32112241211>-20п₂, |67676567675|, {56-6.14} - |**ababab**ab|<15221423>-20п₂, |56565656|, {657-.11.6.3} - |**ababac**abacabc|<2321113111211>-20п₂, |6565676567657|. **21** - {465380-846111} - |**abcab**ab**db**ecacaf| <1111121111221221>, |4654646368545450|, {5687-6.13.1.1} - |**ababab**abcabd|<111611231121>-21п₂, |565656568567|, **24** - {6754-.14.3.5.2} - |**abac**adab**ac**dacabc|<1111114131122211>-24п₂, |6765646765465675|, **29** - {56437-.17.5.5.1.1} - |**ababac**ad**cab**caeacb|<51311221122111311>, |56565453456457546|.

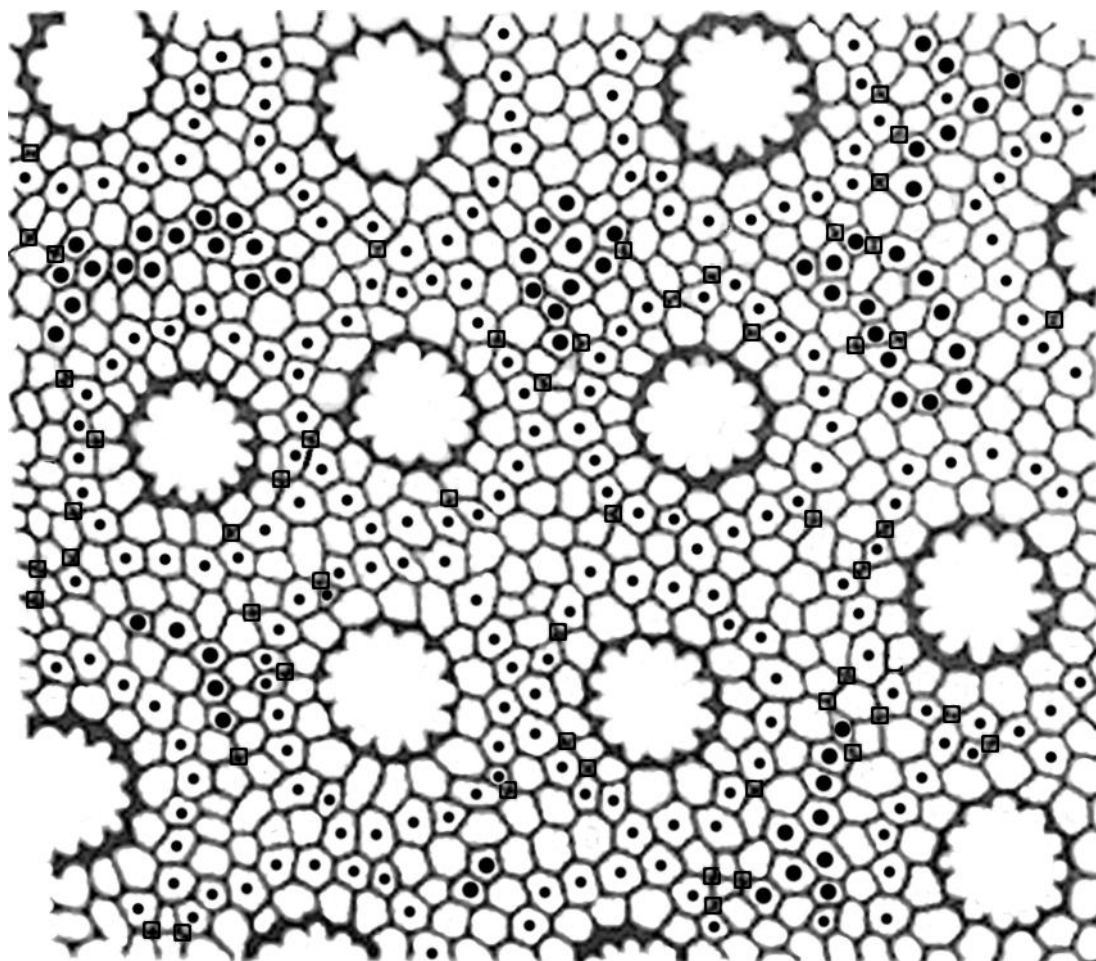


Рис. 3. Короны первого и третьего порядка состоят из пустых n-гонов, второго - обозначены мелкими точками, четвертого - большими черными точками. Квадратами выделены узлы со связностью 4, остальные имеют связность три.

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 n-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 первом все формулы содержат модули [ab], во втором обязательно модуль [abac], которого нет ни в первом, ни в третьем разделе. Третий раздел включает формулы, начинающиеся с модуля [abc]. Формулы второго раздела могут содержать дополнительно модули [ab] и [abc]. Во втором разделе выделены подразделы с сохраняющимися в разных формулах 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/dbdbadbf-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]/adled, **III.** (12) [abc], [abc]₂, [abc]a, /[abc]d/, /[abc]d/e, /[abc]d/ef, /[abc]d/efg, /[abc]ade/, /[abc]ade/f, /[abc]abd/, /[abc]abd/e, [ababab]/[abac]abd/-21п.

Рассмотрены частоты встречаемости n-гонов в полных формулах корон и пор (табл.).

Частота встречаемости n-гонов (n=4, 5, 6, 7, N) в коронах с n>10

n	4	5	6	7	N	Σ	4, %	5, %	6, %	7, %	N, %	Σ, %
O	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
Π2	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-, 6-гонои, хотя возможна повышенная встречаемость 4-гонов. Об устойчивости частоты 7-гонов еще можно говорить, а 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, O – окна, П, П2 – поры, короны первого и второго порядка. Букве N соответствуют редко встречающиеся n-гоны с n=3, 8, 11, 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 пределах некоторой величины. Из каждой вершины выходит один радиальный отрезок (рис. 4). Свободные концы этих 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 или первая центральная корона, состоящая из последовательности 4 - 7-гонов. Из 0-3 дополнительных точек границы первой центральной короны выходят по одному и достаточно 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, и очень редко 4 дополнительными вершинами с образованием 5-, 6-, 7-, 8-гонов. Варьирование очень просто и доступно. Точно также формируются линейные последовательности n-гонов. Для сравнения рассмотрим одну из гексагональных пор в упорядоченной сетке Кретенхердта (рис. 4). Она образована из 3-, 4-, 5-, 6-гонов. Пора представляет собой 6-гон, из вершин которого выходят по два радиальных отрезка. Вершины отрезков 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 идентично дополняются одной вершиной с образованием только 5-гонов. Вторая корона обозначенная черными кружками состоит из чередующихся 4- и 5-гонов. В третьей 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 первой, второй и третьей короны в сетке Кретенхердта: |ababababab|<11111111111>, |3434343434|, |ababababab|<11111111111>, |4545454545|, |ababababab|<2121212121>, |4646464646|.

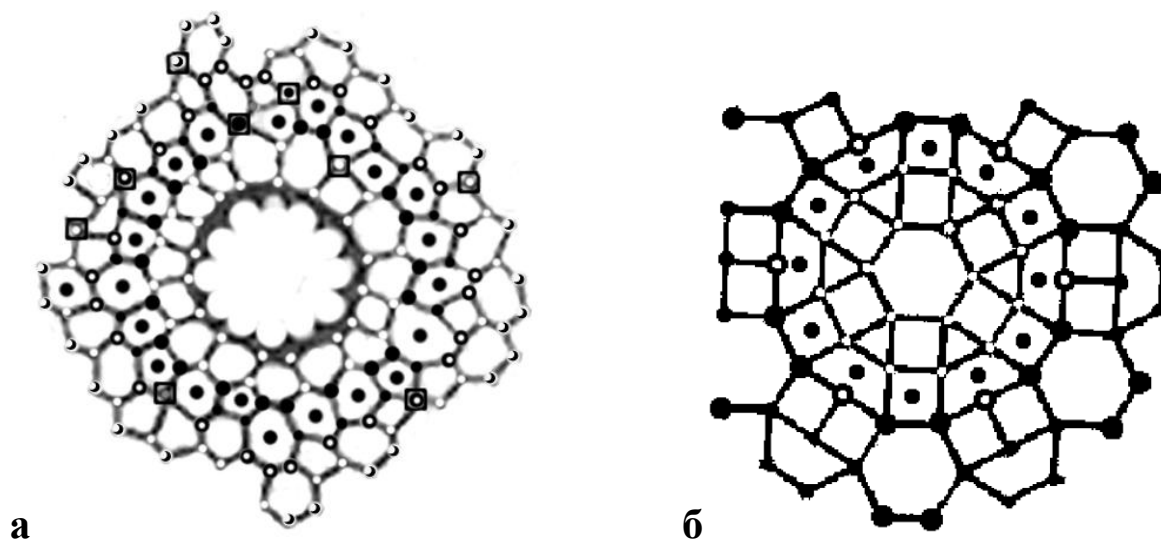


Рис. 4. Короны поры у организма и 6-гона сетки Кретенхердта. Вторая корона выделена точками

Таким образом, у организмов допустимо легкое свободное небольшое варьирование локальной координации с образованием частичного беспорядка и частичного порядка, мягкой легкой 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. Т. 25. 1980. С. 962–966.
3. Смирнова Н.Л. О законах и прогнозе. // Система. Планета Земля. Материалы XIV и XV научных 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. Материалы IV международного семинара. 2007.

РЕДКОМЕТАЛЬНАЯ 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, г. Москва, alkaline@geokhi.ru,

² Геологический институт КНЦ РАН, г. 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], А.Г. Булах [2]. В ходе поисковых геологоразведочных работ, которые сопровождались проходкой шурфов, канав и бурением скважин, большое внимание этим вопросам уделяли В.Н. Большева (1960 – 1962 гг.) и В.Е. Романов (1958 – 1985 гг.). В результате были установлены основные черты геологического строения комплекса щелочных пород, выявлено их распространение в районе Вырмес-вараки и на участке Эгириновский Наволок, выполнено петрографическое, петрохимическое и минералогическое изучение разновидностей пород, слагающих этот комплекс. Изучением пирохлорового оруденения в щелочных породах участка Эгириновский Наволок занимались Е.Б. Гуптор (1955 – 1956 гг.) и Ю.М. Кирнарский [1].

Участок Эгириновский Наволок расположен в центральной части массива Гремяха-Вырмес в зоне развития фойдолитового комплекса. Щелочные породы выходят на поверхность к востоку от оз. Гремяха, и по большей части 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.

Редкометальные альбититы располагаются в осевой части массива Гремяха-Вырмес. В пределах редкометальной зоны выявлена, главным образом, пирохлор-циркониевая, а также молибденит-уранинитовая минерализация [6]. Рудные концентрации пирохлора и циркона наблюдаются в мелкозернистых биотитовых, эгириновых и эгирин-биотитовых альбититах.

Ранее пирохлоровая минерализация была описана на этом участке в эгиринитах, амфиболитизированных биотит-эгириновых щелочных сиенитах и эгиринитовых брекчиях [1], нами она была изучена в мелкозернистых карбонатизированных альбититах с графитом [5].

В настоящей работе представлена информация о составе пирохлора из рудного мелкозернистого альбитита, в котором содержание минерала может достигать 10-15% от объема породы, на долю остальных акцессорных минералов – эгирина, биотита, микроклина приходится до 10%. Пирохлор в этих породах образует равномерную вкрапленность идиоморфных кристаллов октаэдрического габитуса, размер которых в среднем составляет 1-2 мм. Цвет минерала варьирует от медово-желтого до темно-коричневого. Под микроскопом кристаллы пирохлора обнаруживают неоднородное строение (рис.1). В отраженном свете и в отраженных электронах под микронзондом по более светлому или темному оттенку участков кристалла выявляется блочная зональность, что подтверждается различиями химического состава этих участков в отношении примесных компонентов (табл.1). Кроме этого кристаллы пирохлора отличаются фазовой неоднородностью: часто внутри и по трещинам в нем развиваются многочисленные включения других минералов: эгирина, альбита, кальцита, ильменита, циркона (рис.1). В краевой части кристаллов пирохлора под микронзондом в отраженных электронах наблюдаются оторочки ниобиевой силикатной фазы с более темным отражением.

Химический состав пирохлора и сосуществующих с ним фаз приведены в табл.1, 2. По составу и согласно классификационной Nb-Ti-Ta диаграмме [7] и диаграмме Na+Ca-Ba+Sr-U+Th+Pb катионного состава (рис. 2 а-в) отчетливо видно, что изученный минерал относится к подгруппе пирохлора, является натриево-кальциевым, высокониобиевым пирохлором, и близок к составу пирохлора из эгиринитов, щелочных сиенитов и эгиринитовых брекчий [1]. На диаграмме заполнения катионами позиции В (рис. 2 б) видно, что более поздние краевые участки пирохлора, а также блоки промежуточной зоны менее стехиометричны, что, вероятно, связано с дестабилизацией структуры пирохлора 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-пирохлоровой ассоциации подобные составы соответствовали вторичному чешуйчатому минералу желтого цвета, замещающему пирохлор [5]. В этих двух случаях состав ниобо-силикатных фаз близок к составу комаровитоподобных ниобо-силикатов (монголит, комаровит и др). На диаграмме элементов, занимающих позицию А видно, что часть составов пирохлора несколько отклоняется в сторону обогащения минерала барием и стронцием. Это характерно для краевых участков кристалла (рис. 2 в).

Все включения, выявленные в пирохлоре, отличаются большим содержанием примесных компонентов (табл. 2). Так, ильменит, который совместно с цирконом и кальцитом выполняет трещину в пирохлоре (размер зерен до 100 мкм в поперечнике), отличается повышенным содержанием тантала и ниобия (табл. 1).

Таблица 1

Химический состав пирохлора из редкометального альбитита, массив Гремяха-Вырмес, Кольский п-ов, 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, рассчитанные согласно формуле на В=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
ΣА	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: С – центральные, R – краевые, I – промежуточные. Дополнительно определялось и установлено: в № 5 – 0.63, мас. % SiO₂, № 10 – 0.01, мас. % MgO.

Минеральные фазы - включения в пирохлоре из рудного альбитита, Гремяха-Вырмес (Кольский п-ов), 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.

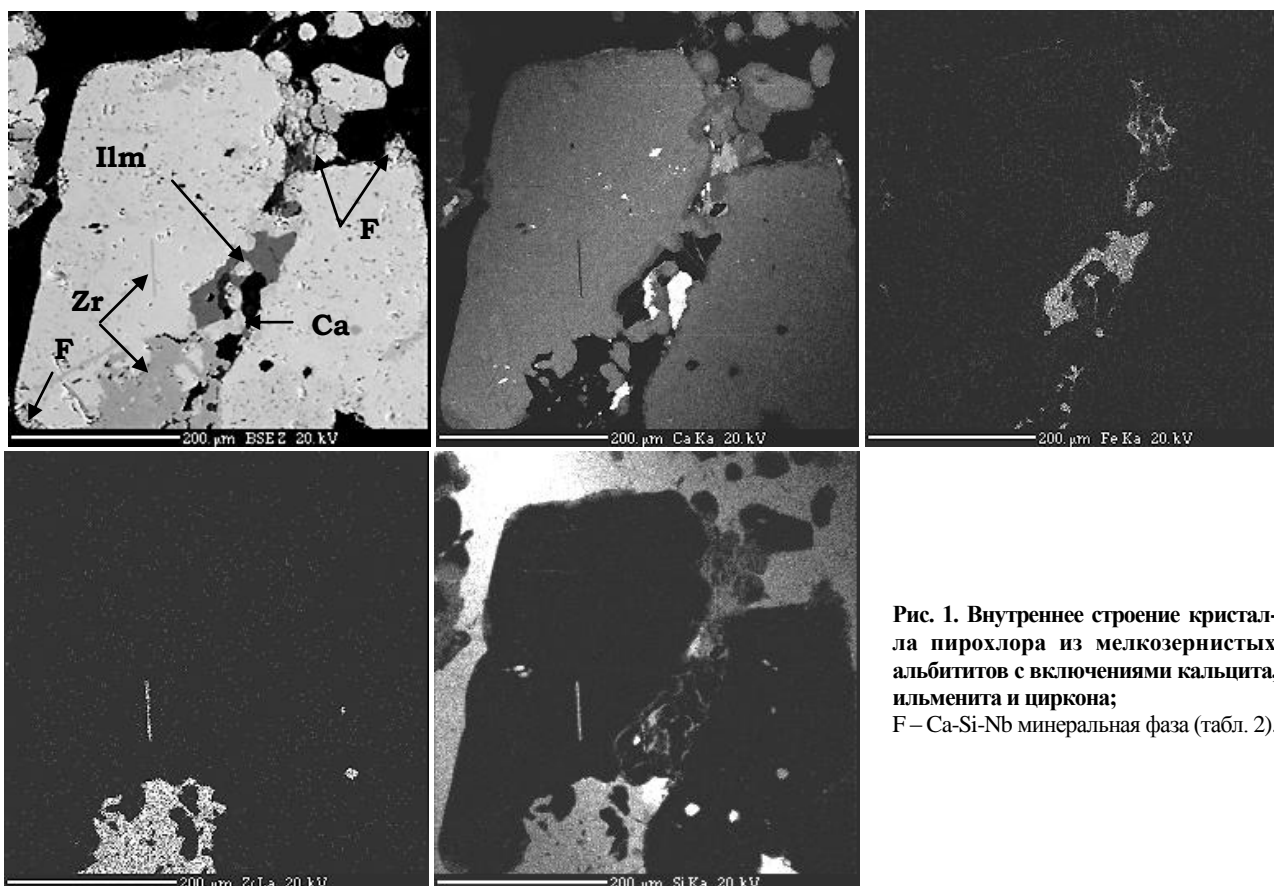


Рис. 1. Внутреннее строение кристалла пирохлора из мелкозернистых альбититов с включениями кальцита, ильменита и циркона; F – Ca-Si-Nb минеральная фаза (табл. 2).

По некоторым данным повышенное содержание ниобия (до 3.68 мас.%) отмечается для ильменита из силицитизированной зоны контакта якупирангита с севитом средней стадии, из карбонатитового массива Якупиранга [8].

Циркон встречается, как в виде отдельных кристаллов среди альбитита, так 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 натриевой спецификой и приурочена к зоне развития щелочных метасоматитов. В альбититах, эгиринитах, эгириновых брекчиях среди минералов редких металлов установлены циркон, пирохлор и ниобосиликатные 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 в своем составе, что

отразилось в зональном распределении элементов-примесей и развитии вторичных силикатно-ниобиевых фаз. Поскольку химический состав первичного пирохлора из эгиринов и альбититов практически одинаков, то можно говорить о близких условиях образования этих пород. Под воздействием на первичный пирохлор гидротермальных растворов с высокой активностью кремния, происходит его разрушение и замещение силикатными ниобиевыми фазами.

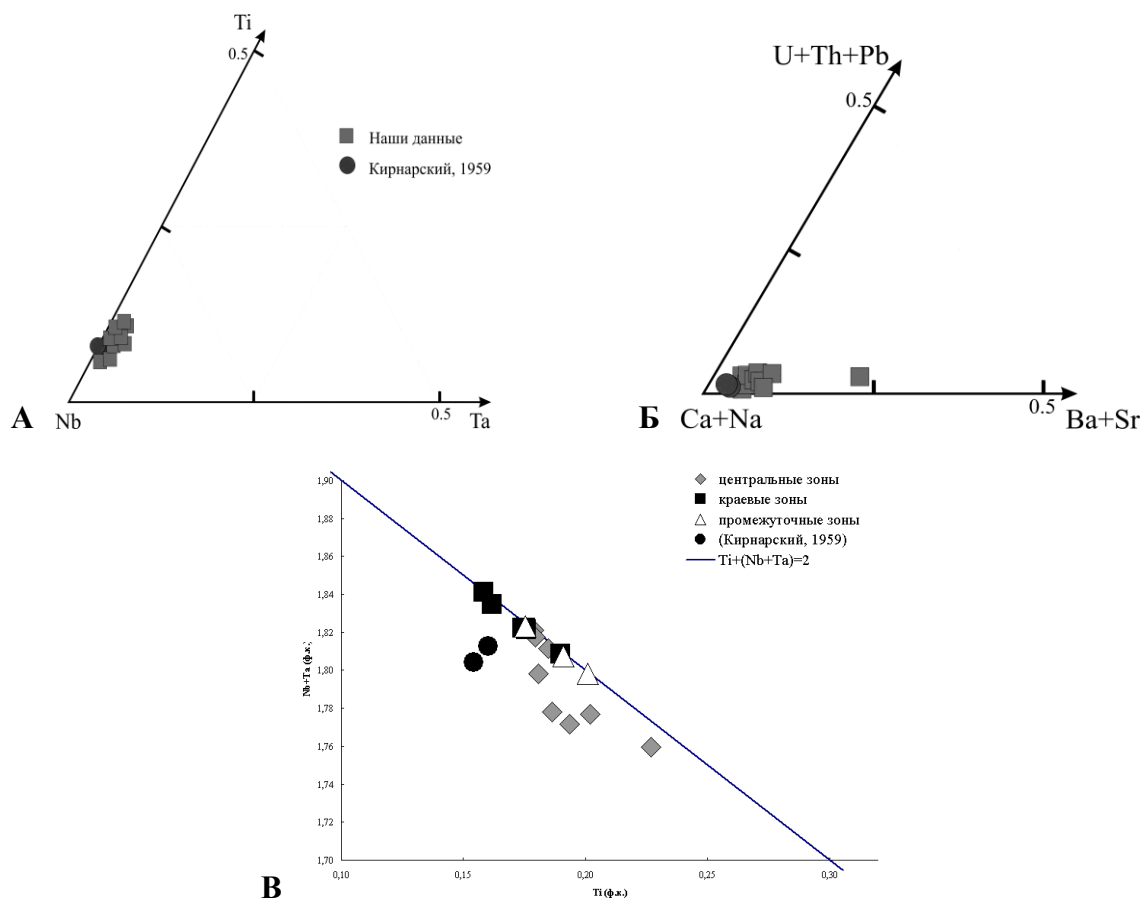


Рис. 2. Корреляционные диаграммы катионного состава пирохлора: А) Nb – Ti-Ta; Б) Ca+Na – U+Th+Pb-Ba+Sr; В) Ti – Nb+Ta;

Список литературы

1. Кирнарский Ю.М. Пирохлор из пород Эгиринового Наволока (Кольский полуостров) // Материалы по минералогии Кольского полуострова. Кировск: КолФАН СССР, 1959. Вып.1. С.85–90.
2. Кухаренко А.А., Булах А.Г., Ильинский Г.А. Металлогенические особенности щелочных формаций восточной части Балтийского щита // Труды Ленингр. общ-ва естествоисп. Л.: Недра, 1971. Т. XXII. Вып.2. 280 с.
3. Полканов А.А., Елисеев Н.А., Елисеев Н.Э., Кавардин Г.И. Массив Гремяха-Вырмес на Кольском п-ве. М.: Наука, 1967. С.236.
4. Саватенков В.М., Пушкарев Ю.Д., Сергеев А.В., Сулимов Р.Б. Карбонатиты Гремяхи-Вырмес как индикатор новой рудной специализации массива (Россия) // ГРМ, 1999. Т.41, №5. С.449–454.
5. Сорохтина Н.В., Шпаченко А.К., Сенин В.Г. Редкометалльно-графитовая ассоциация в альбититах участка Эгириновый наволок, массив Гремяха Вырмес, Кольский полуостров // Геохимия, петрология, минералогия и генезис щелочных пород. Всероссийское совещание. Миасс. 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 область, Кольский район). Мончегорск: ЦККГЭ, 1985. Т. 1. Кн. 2. Гос. регистр. № 29-80-305/5.
7. Hogarth D.D. Classification and nomenclature of the pyrochlore group // American Mineralogist, № 5-6. V. 62. 1977. P. 403–410.
8. Jose C. Gaspar, and Peter J. Wyllie. Ilmenite (high Mg,Mn,Nb) in the carbonatites from the Jacupiranga Complex, Brazil // American Mineralogist. October, 1983. V. 68. №. 9-10. P. 960–971.

ОБЩИЙ ПОДХОД К ИССЛЕДОВАНИЮ РЕАЛЬНЫХ ФОРМ КРИСТАЛЛОВ НА ПРИМЕРЕ ГРАНАТА 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. Однако 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 симметрии-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 анизотропность среды может быть выявлена на качественном уровне по изменению комбинаторной формы. При этом, разумеется, достоверность трактовки формы кристалла зависит от точности ее определения.

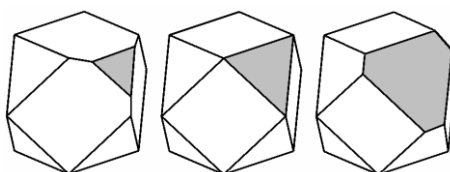


Рис 1. Комбинаторно различные реальные кристаллографические формы кубоктаэдра.

Теория

Ранее был осуществлен вывод многообразий РКФ, порождаемых рядом ПКФ [2]. Его суть кратко можно охарактеризовать как «расшатывание» идеальной ПКФ – смещение граней вдоль их нормалей на разные расстояния от центра с последующим фиксированием различных в комбинаторном смысле РКФ. С увеличением числа граней и с 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 многогранные формы. В реальных условиях исчезновение даже одной грани на кристалле маловероятно – для этого нужны исключительно анизотропные условия среды. Разнообразия многогранных 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 как в вертикальное, так и в 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 фиксации 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. Конечно, 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 многогранного кристалла, реализующего только 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, так как с исчезновением грани число и возможное расположение непростых вершин будет принципиально различным. Так, на рис. 1 видно, что в случае многогранной комбинации кубооктаэдра (14 граней) число непростых вершин равно 12, но удаление одной треугольной грани сокращает их количество до 9.

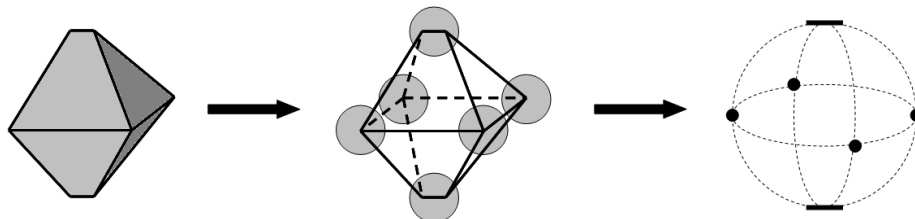


Рис. 2. Переход от реального октаэдрического кристалла к пространственной схеме РКФ.

Приложение

Во время полевой экспедиции 2006 г. на Западные Кейвы д.г.-м.н. Ю.Л. Войтеховским и асп. М.С. Макаровым была собрана обширная коллекция кристаллов альмандин (~1500 образцов). Образцы собраны на г. Круглая из приповерхностного слоя выветрелых гранат-биотитовых сланцев. Средний размер кристаллов – около 3-4 см; имеются также 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 альмандин, Западные Кейвы, Кольский п-ов.

Форма исследуемых кристаллов исключительно ромбододекаэдрическая, со слабо выраженными узкими гранями тетрагонтриоктаэдра на ребрах ромбододекаэдра, не учитывающимися в дальнейшем. Таким образом, при равномерном развитии всех граней алмадин 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 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 алмадина.

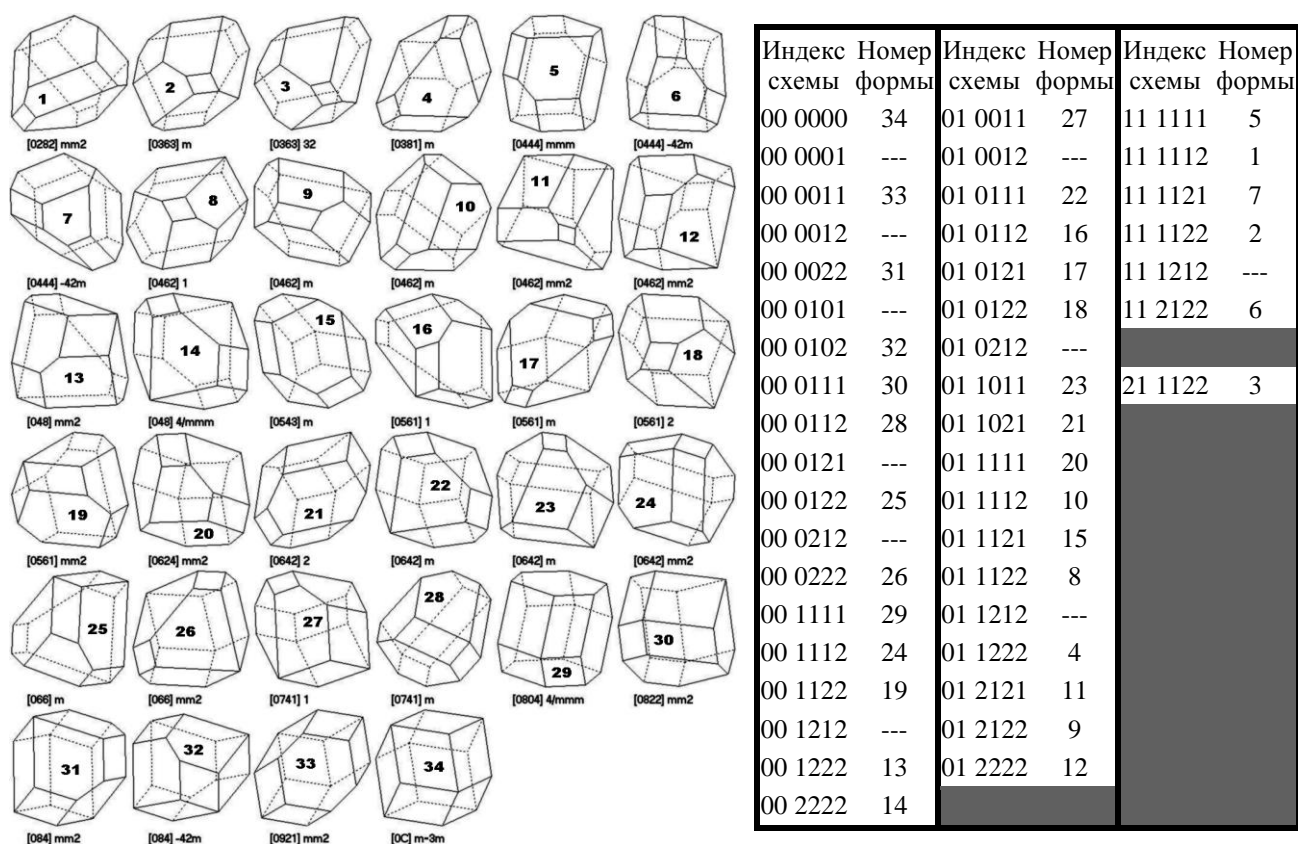


Рис. 4. Полногранные РКФ ромбододекаэдра (слева) и соответствующие им индексы схем (справа). В схемах: 0 – непростая вершина, 1 – вертикальное ребро, 2 – горизонтальное ребро. Для первых двух цифр индекса: 11 – параллельные, 21 – скрещенные ребра.

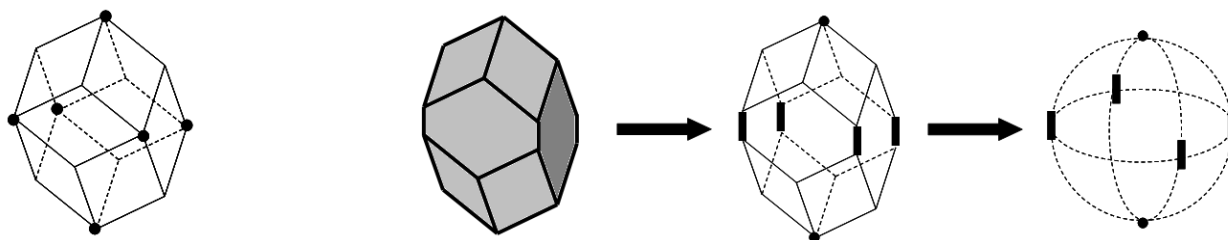


Рис. 5. Непростые вершины ромбододекаэдра (слева) и получение пространственной схемы для одной из его РКФ (справа). Индекс схемы – 00 1111.

В ходе исследования кристаллов (всего 87) была выявлена 21 реальная форма из 34. Это ставит интересную задачу по нахождению кристаллов альмандина для всех теоретически возможных РКФ ромбододекаэдра, наглядно демонстрирующих многообразие способов диссимметрии кристаллов. Распределение РКФ кристаллов альмандина показано 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 шестиугольных граней. Согласно принципу Кюри, такая форма говорит о градиентных условиях образования кристалла с симметрией покоящегося цилиндра. Остальные формы наблюдаются реже и характер воздействия на них среды сложнее. Наиболее интересны формы, не имеющие плоскостей симметрии. Теоретически их всего пять (№№ 3, 8, 16, 18, 21 и 27). Согласно принципу Кюри, отсутствие плоскостей симметрии должно указывать на вращательный характер воздействия внешней среды или на вращение самого кристалла во время роста. На данный момент нами обнаружены три 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 кристалла дает в руки исследователей 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 симметрии-диссимметрии Кюри реальные формы используются давно. Наше видение проблемы состоит в том, чтобы, используя точное определение РКФ и теоретически изучив их полное многообразие, дать максимально полное 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 в 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”. СПб., 17 – 21 сентября 2001 г. СПб.: Изд-во СПбГУ, 2001. С. 418–419.
2. *Войтеховский Ю.Л., Степеничиков Д.Г.* Комбинаторная кристалломорфология. Реальные кристаллографические простые формы. Апатиты: Изд-во ЗАО “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 таких минералов [11]. Основная часть новых минералов, относящихся ко второму периоду, была 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 явилось 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 гигантские 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, было выявлено значительное число минералов сложного состава, в том числе 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 крофордит (crawfordite) $\text{Na}_3\text{Sr}(\text{PO}_4)(\text{CO}_3)$ [14]. Первый из них был назван в честь известного советского геолога, одного из основателей Кольского филиала АН СССР, вице-президента АН СССР, академика 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 годах северных экспедиций, и третий — в честь первооткрывателя солей стронция,

шотландского врача и профессора химии А. Крофорда (1748 – 1795). Отсылая читателя к цитируемым работам, содержащим подробные данные о каждом из этих 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 пост вице-президента АН СССР, а также пост президента Всесоюзного минералогического общества.

С этой идеей ко мне как уже известному в то время первооткрывателю минералов в щелочных массивах Кольского полуострова 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 Кольского филиала АН СССР было бы максимально адекватным значению приближавшегося события. И 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 возможных названий. Выбор остановился на наиболее детально 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:	Vice-chairman:	Secretary:
Dr. Akira Kato National Science Museum 3-23-1 Hyakunin-cho Shinjuku, Tokyo 160 Japan	Dr. Max H. Hey British Museum (Natural History) London SW7 5BD England	Prof. Giacomo 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., 49, 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 согласия этого лица, что конечно 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 заявке, 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 же, 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 назвать 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, Александр Васильевич, можете быть совершенно спокойны, так как 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 этого 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 отпечаток 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. Тронут 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 взглядом окидываю наиболее знаковые для меня события тех теперь уже далеких дней. И каждый раз при воспоминаниях о тех днях я неизменно испытываю чувство глубокого удовлетворения оттого, что на мою долю выпала счастливая возможность еще при жизни А.В. Сидоренко назвать его именем один из интереснейших типоморфных минералов ультраагпаитовых пород, связанных своим происхождением с щелочным магматизмом Кольского полуострова. Тем самым это имя оказалось навеки связанным в истории минералогии не только с конкретным новым для науки 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.

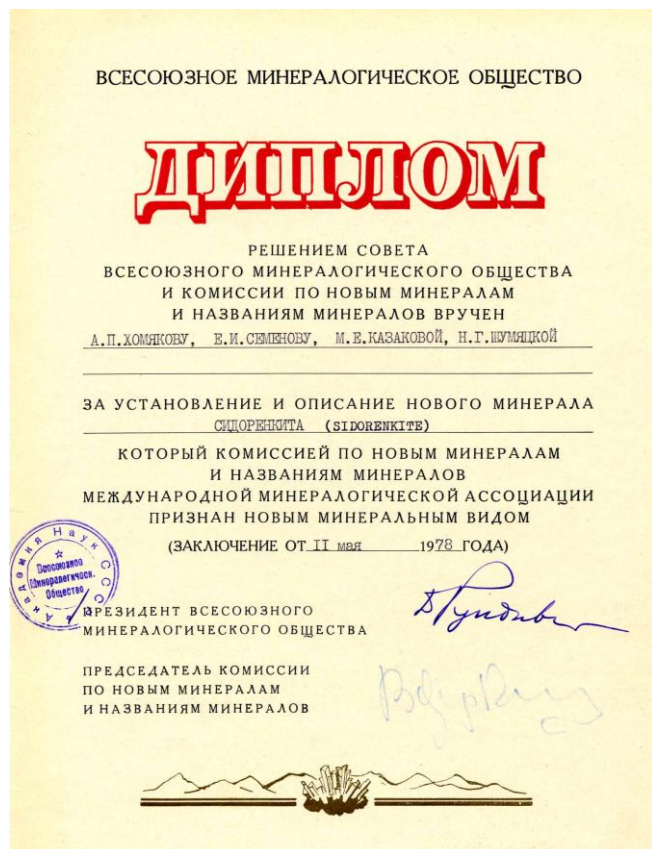


Рис. 2. Диплом

ренко назвать его именем один из интереснейших типоморфных минералов ультраагпаитовых пород, связанных своим происхождением с щелочным магматизмом Кольского полуострова. Тем самым это имя оказалось навеки связанным в истории минералогии не только с конкретным новым для науки 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.

Глубокоуважаемые

Александр Петрович, Евгений Иванович,
Мария Эфимовна, 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

большую редкость, объясняемую известным правилом устойчивости неорганических структур Л. Полинга (“принцип экономичности”), согласно которому в любой структуре энергетически выгодно существование наименьшего числа типов полиэдров.

Почти сразу же вслед за открытием сидоренкита в Ловозерском массиве он был обнаружен и описан в ультраагпаитовых пегматитах горы Расвумчорр Хибинского массива [13], а позднее был зафиксирован еще и как минералогическая редкость в аналогичных образованиях из щелочного массива Сент-Илер, расположенного на территории канадской провинции Квебек. Этими тремя массивами и исчерпывается список объектов, где в настоящее время известен сидоренкит.

Относительно широко сидоренкит распространен только в пределах его типового месторождения, каковым является уникальное по минералогическому разнообразию пегматитовое поле горы Аллуайв в Ловозерском массиве. Здесь он встречается во многих жильных и шпировидных телах ультраагпаитовых пегматитов в виде прозрачных зерен розового цвета размером до 1–2 см в ассоциациях с виллиомитом, когаркоитом, термонатритом, 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 толстотаблитчатые выделения до 6–7 см, находящиеся 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% ее объема. Кроме того, в полостях эгирин-альбитовой породы встречаются хорошо ограненные таблитчатые, изометричные и призматические кристаллы сидоренкита размером до 2 см, морфология которых

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 микроколичеств минерала, кратко описанного им как “розовый NaMn-карбонат” в пегматитах района горы 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 как к карбонатам, так и к фосфатам, что сближает его с однотипным по химической формуле бредлиитом $\text{Na}_3\text{Mg}(\text{PO}_4)(\text{CO}_3)$ — солевым 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

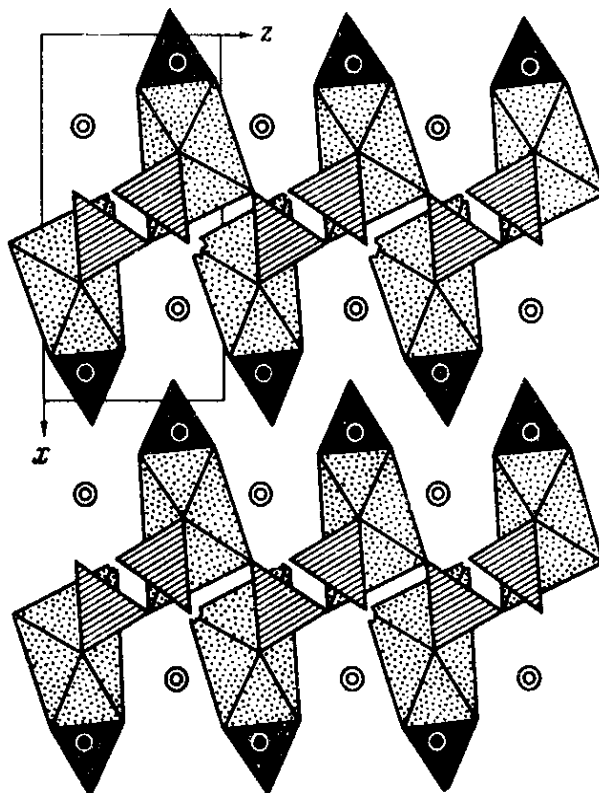


Рис. 4. План кристаллической структуры сидоренкита [1]. Полиэдрами выделены анионные сетки из Mn-октаэдров (точечная штриховка), P-тетраэдров (линейная штриховка) и C-треугольников (зачернены). Кружки — атомы Na.

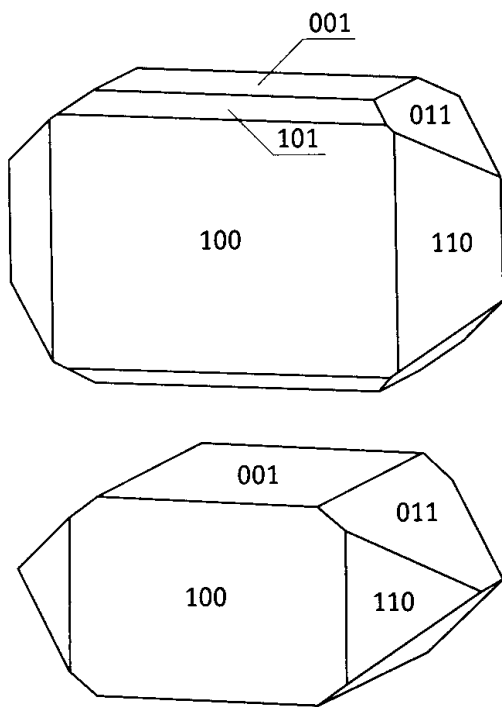


Рис. 5. Кристаллы сидоренкита из жилы "Шоминокито"

изучена с использованием гониометрических методов (рис. 5)

Открытие сидоренкита пополнило 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 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 редкометалло-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 были 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 к большинству других типоморфных минералов ультраагпаитовых пород, звучат сегодня слова одного из наших великих предшественников, академика А.Е. Ферсмана [4, стр. 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.: Изд-во АН СССР, 1953. С. 403–442.
5. Хомяков А.П. Минеральные соли ультраагпаитовых пород и их связь с рудоносностью щелочных массивов // Геология рудных 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. Материалы к Международному минералогическому семинару. Сыктывкар: Геопринт, 1997. С. 98–99.
8. Хомяков А.П. Минералы-эндемики как индикаторы высокопродуктивных рудогенерирующих процессов // Новые идеи и концепции в минералогии. Материалы III Международного минералогического 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" (Материалы X съезда Российского минералогического общества). СПб; Изд-во СПбГУ, 2004. С.234–235.
10. Хомяков А.П. Принцип неограниченности числа минеральных видов в структурном и культурологическом аспектах // III Международный симпозиум Минеральное разнообразие — исследование и сохранение. Тезисы. София, Болгария, 2005. С. 1–2.
11. Хомяков А.П. Рекордный вклад Кольского региона в общую систему минеральных видов // Труды III Ферсмановской научной сессии Кольского отделения РМО, посвященной 50-летию КО РМО. Апатиты: Изд-во "К & М", 2006. С. 96–98.
12. Хомяков А.П., Александров В.Б., Краснова Н.И., Ермилов В.В., Смольянинова Н.Н. 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 International Mineralogical Association. Kobe, Japan. 2006. Program & Abstracts. 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 редкометалльно-фосфатного сырья”.

(Из диссертации автора [8])

Среди минералогических уникалов нашей планеты Хибино-Ловозерский комплекс агпаитовых нефелиновых сиенитов резко выделяется как по общему числу (свыше 600), так и по 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 его 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, в частности Н.В. Беловым и его школой, при разработке теоретических основ кристаллохимии минералов со смешанными анионными радикалами. Она же широко использовалась в работах Л.Н. Когарко и других исследователей для обоснования наиболее вероятных моделей генезиса приуроченных к рассматриваемому комплексу сверхкрупных апатитовых, лопаритовых и эвдиалитовых месторождений.

Многолетние работы по исследованию минералогии этих месторождений позволили автору настоящей статьи 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 присутствием в них целого ряда 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 соединений группы 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 прочие электроположительные элементы периодической системы, менее основные чем Na, проявляют амфотерные свойства, стимулирующие переход этих элементов из катионной в значительно более емкую анионную часть структуры агпаитовых магм, а 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 полезных 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] был введен термин “амфотеросиликаты”. Все они могут быть схематически описаны общей формулой $A_xM_ySi_pO_q$, где А — Na, K и другие высокощелочные катионы, М — 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 М-кислородных полиэдров (октаэдров, пятивершинников или тетраэдров) и SiO₄-тетраэдров, ассоциированных в кольца, цепи, трубы и т.п. В полостях и каналах таких каркасов локализуются 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 эпитермального

и гипергенного изменения ультраагпаитовых пород многие высокощелочные амфотеросиликаты легко замещаются гидратированными аналогами по следующим реакциям:

Цирсиналит + 3H ₂ O Na ₆ CaZrSi ₆ O ₁₈	⇒	ловозерит + 3NaOH; Na ₃ CaZrSi ₆ O ₁₅ (OH) ₃	(1)
казаковит + 3H ₂ O Na ₃ MnTiSi ₆ O ₁₈	⇒	тисиналит + 3NaOH; Na ₃ MnTiSi ₆ O ₁₅ (OH) ₃	(2)
паракелдышит + H ₂ O Na ₄ Zr ₂ (Si ₂ O ₇) ₂	⇒	келдышит + NaOH; Na ₃ HZr ₂ (Si ₂ O ₇) ₂	(3)
келдышит + 3H ₂ O Na ₃ HZr ₂ (Si ₂ O ₇) ₂	⇒	“гидрокелдышит” + NaOH; 2[NaHZrSi ₂ O ₇ ·H ₂ O]	(4)
ломоносовит + 4H ₂ O Na ₄ Ti ₄ Si ₄ O ₁₈ ·2Na ₃ PO ₄	⇒	мурманит + 2Na ₃ PO ₄ ; Na ₄ Ti ₄ Si ₄ O ₁₈ ·4H ₂ O	(5)
вуоннемит + 4H ₂ O Na ₅ TiNb ₂ Si ₄ O ₁₇ F·2Na ₃ PO ₄	⇒	эпистолит + 2Na ₃ PO ₄ . Na ₅ TiNb ₂ Si ₄ O ₁₇ F·4H ₂ O	(6)

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 процессы замещения цирсиналита ловозеритом и казаковита 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 2NaOH + CO₂ = Na₂CO₃·H₂O. Примерно по той же схеме протекают реакции 3 и 4, благодаря которым паракелдышит в большинстве мест его находок обнаруживается в виде реликтов среди продуктов его замещения, представленных келдышитом и/или “гидрокелдышитом” (фазой М34). Несколько иное поведение при случае слоистым титано-ниобосиликатам семейства ломоносавита [4]. В отличие от рассмотренных выше случаев высокощелочные представители данного семейства вполне устойчивы в атмосферных условиях, но легко выщелачиваются по реакциям 5 и 6 в эпитермальном и гипергенном процессах. К такому же результату приводят эксперименты по обработке ломоносавита и вуоннемита холодной водой.

В результате протекания 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 (казаковит-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 как первичной кристаллизации, так и развитие путем 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 унаследованной от последних основных особенностей их 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 лувяритов Ловозерского массива как измененных ультраагпаитовых пород, первоначально имевших существенно цирсиналит-ломоносовитовый состав. Другим важнейшим прикладным аспектом является возможность использования 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 годы), 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 указанных 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 таких минералов [12], причем большая часть последних (свыше 80 видов) была установлена при участии автора настоящей статьи.

Весьма резкое ускорение темпов минералогических открытий в Хибино-Ловозерском комплексе в последние десятилетия, как уже отмечалось, 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 к себе внимание многих ученых, активно подключающихся к более глубокому исследованию как уже выявленных нами минералов, так и установленных в результате собственных исследований. Среди наиболее впечатляющих здесь следует особо выделить достижения молодежных групп исследователей разного профиля, возглавляемых И.В. Пековым и Н.В. Чукановым, на счету которых уже более полусотни официально утвержденных открытий новых минералов [1]. Подчеркнем, что основная их часть, как и в нашем случае, была обнаружена в пегматитах ультраагпаитового типа. Вслед за открытием на Кольском полуострове многие характерные для ультраагпаитовых пород этого региона минералы за короткий срок были описаны также зарубежными исследователями, выявившими их в аналогичных образованиях, развитых в щелочных массивах Гардарской (Гренландия) и Монтереджианской (Канада) провинций. В настоящее время это направление исследований продолжает плодотворно развиваться как в нашей стране, так 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 выявления возможностей их 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 использования перечисленных минералов в качестве эффективных сорбентов и 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 является и проведение в июле с.г. в Апатитах, на базе Кольского научного центра РАН международной школы 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 конечном итоге в результате ведущихся поисков безусловно будут найдены эффективные способы захоронения компонентов высокоактивных отходов, в том числе основанные на иммобилизации этих компонентов 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 проекту 07-05-00084.

Список литературы

1. Пеков И.В. Генетическая минералогия и кристаллохимия редких элементов в высокощелочных постмагматических системах // Автореф. дис. докт. геол.-мин. наук. 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: Наукова думка, 1976. Вып. 10. С. 96–104.
5. Хомяков А.П. Типы закономерных сростаний минералов группы кельдышита // Геохимия. Минералогия. Петрология: Междунар. геол. конгр. XXV сес.: 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. Сыктывкар: Коми фил. АН СССР, 1980. Вып. 31. С. 20–21.
8. Хомяков А.П. Минералогия ультраагпаитовых пород // Дис. докт. геол.-мин. наук. 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. Междунар. 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 // Всероссийский 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 // Труды III Фермановской научной сессии Кольского отделения РМО, посвященной 50-летию КО РМО. Апатиты: Изд-во “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. Авторское свидетельство АС № 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. Авторское свидетельство АС № 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 // Сыктывкар: Коми фил. АН СССР, 1984. Препринт № 93. 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. Vol. 1. P. 275–295.
20. Ferraris G., Merlino S. (Eds.). Micro- and Mesoporous Mineral Phases // Reviews in Mineralogy and Geochemistry. 2005. Vol. 57. 448 p.
21. Ferraris G., Belluso E., Gula A., Soboleva S.V., Khomyakov A.P. (2003): 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 // Can. Mineral. 2003. Vol. 41. P. 1183–1192.
22. Ferraris G., Khomyakov A.P., Belluso E., Soboleva S.V. Polysomatic relationships in some titanosilicates occurring in the hyperagpaite alkaline rocks of the Kola Peninsula, Russia // Proc. 30th Int'l. Geol. Congr. 1997. Vol. 16. P. 17–27.
23. Joung D.A. Methods for manufacture of group IV-B metasilicate zeolites // U.S. Patent Office. 1967. №. 3.329 (480, 481, 482).
24. Khomyakov A.P. Mineralogy of Hyperagpaite Alkaline Rocks. Oxford, U.K.: Clarendon Press, 1995. 224 p.
25. Khomyakov A.P. Transformation mineral species and their use in palaeomineralogical reconstructions // 30th Int'l. Geol. Congr. Beijing, China, 1996. Vol. 2/3. P. 450.
26. Khomyakov A.P. Zeolite-like amphoterosilicates of hyperagpaite rocks and their unique properties // Micro- and Mesoporous Mineral Phases. Rome: Accad. 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'l. Geol. Congr. Florence, Italy, 2004. Abstracts (Part 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. Vol. 101. P. 7114–7120.

ГЕОХИМИЯ



ВЛИЯНИЕ РАННЕЙ ДИФФЕРЕНЦИАЦИИ ЗЕМЛИ НА МАНТИЙНЫЕ И КОРОВЫЕ ПРОЦЕССЫ АРХЕЯ-ФАНЕРОЗОЯ

Ю.А. Балашов

Геологический институт Кольского научного центра РАН, Анатумы, balashov@geoksc.apatity.ru

В последние годы резко возросло внимание к расшифровке процессов формирования мантии и коры на самом раннем ($\geq 4.45 - 3.9$ 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 [20, 7, 10, 16, 4 и др.], 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 многие другие.

В данном сообщении рассмотрено развитие гетерогенности литосферы в геологическом времени, которое включает обоснование гигантской дифференциации примитивной мантии в хадее и унаследования 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 для всех закономерность, включающая лерцолиты континентального и океанического сегментов литосферы – линия DM-EM, ограничивающая относительную распространенность отдельных элементов (справа на рис. 1) при гигантских вариациях в их содержании. Эта линия характеризуется положительной корреляцией между Th, La и Nb с Zr или внутри группы P3Э. При этом во всех случаях линия DM-EM пересекает точки среднего значения для примитивной мантии (PM) и силикатной оболочки Земли (BSE) [12, 15 др.], 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 [10, 2 – 4 и др.]. 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 коррелируются с линией DM-EM (рис.1) и указывают на формирование лерцолитов из примитивной мантии. Такой же возраст в модельном варианте рассчитан по изотопной системе $^{146}\text{Sm}-^{142}\text{Nd}$ (4460 ± 115 млн. лет) для протолита метаосадочных пород 3. Гренландии [10]. В этой же связи отметим, что аналогичный возраст указывается для стабилизации земной атмосферы (4450 ± 20 млн. лет [24]). Поскольку линия DM-EM включает лерцолиты океанического сегмента, можно утверждать, что ранняя дифференциация мантии сопровождалась также 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 (EM) и низкими (DM) концентрациями редких элементов, по которым легко проследить степень унаследования результатов ранней дифференциации в более молодой литосфере. Ранее указывалось (Балашов, 2006), что надежным источником информации для процессов корообразования в хадее являются цирконы, представленные детритовыми и ксеногенными разностями, которые возможно сопоставить с цирконами более молодых пород. Именно в цирконах раннего хадея 3. 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) [1], а также в цирконах протерозойских долеритов и более молодых щелочных базальтов и интрузий [22, 18, 1 и др.] – рис. 2. Напротив, резко пониженные концентрации Th и дефицит легких P3Э, встречающиеся 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 действительно прослеживаются в литосфере.

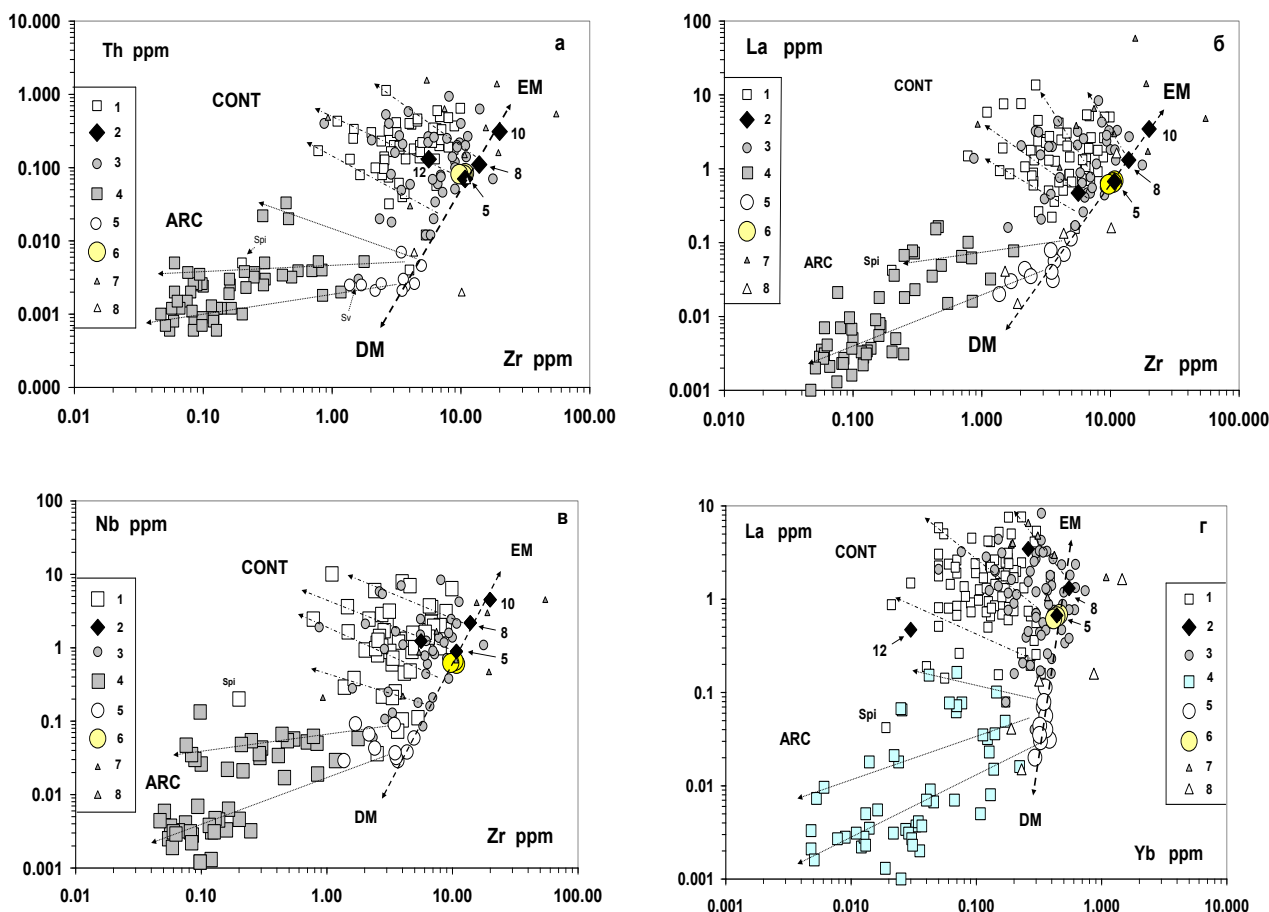


Рис. 1 (а – г). Контрастность распределения редких элементов в мантийных перidotитовых ксенолитах субконтинентальных (CONT) и субокеанических зон (ARC) литосферы.

Субконтинентальный сегмент (1 – 3, 7): 1 – гарцбургиты; 2 – датированные лерцолиты (№ 5, 8, 10) и гарцбургит (№ 12) Витима [5]; 3 – лерцолиты; 7 – перidotиты, измененные фанерозойскими наложенными процессами. Субокеанический сегмент (4, 5, 8): 4 – гарцбургиты и дуниты; 5 – лерцолиты; 8 – измененные перidotиты; 6 – PM~BSE [12, 15]. Стрелками показаны направления изменения содержания редких элементов относительно линии DM-EM. Spi и Sv – перidotитовые ксенолиты Шпиц-бергена и Свяго 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 перidotитовые ксенолиты, несущие признаки существенной метасоматической проработки (например, лерцолитовые и гарцбургитовые ксенолиты Монголии и Шпицбергена [13, 14 и др.], характеризуются появлением повышенной концентрации 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: в геохимическом плане 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 постархейской 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 полуострова [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 и др.]. Если использовать информацию по Re-Os изотопной системе [6, 17 и др.), гораздо реже возраст ксенолитов ориентировочно отвечает архейским этапам парциального плавления литосферы и даже хадею. Почти во всех подобных случаях в ксенолитах удастся обнаружить перекристаллизацию минералов (существование нескольких генераций оливина, пироксена

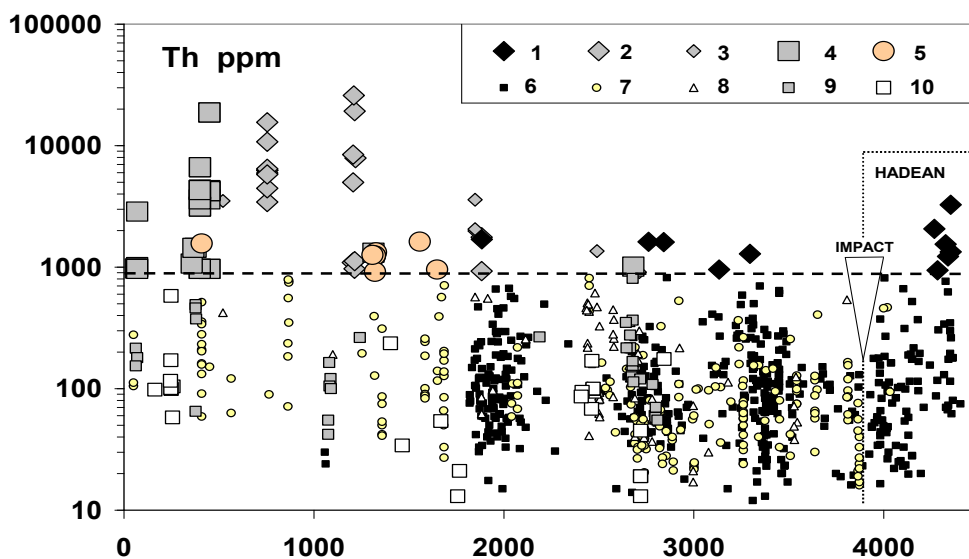


Рис. 2. Вариации в содержании Th для цирконов из различных пород и регионов.

Высоко-Th циркон (> 900 ppm): 1 – детритовые цирконы Австралии и Балтийского щита (магматизм с участием флюидов!); 2 – дайковые долеритовые серии 3. Австралии и Манитобы; 3 – габбро и нориты Канады и Швейцарии; 4 – щелочные базальты, сиениты и карбонатиты Австралии, Камчатки, Кольского полуострова, 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-анортзитовые 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.

и сульфидов), появление амфиболов или контаминацию (жилы и участки подплавления). Эти процессы сопровождаются большими вариациями изотопных параметров Sm-Nd и Rb-Sr систем [14 и др.]. 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 особенностью преимущественно архейских, протерозойских и фанерозойских этапов истории литосферы или подобные процессы могли существовать ранее. Из геохимических данных для датированных мантийных ксенолитов [5] очевидно, что древнейший гарцбургит (№ 12 на рис. 1) существенно отличается от лерцолитовых ксенолитов аномальными геохимическими параметрами, указывающими на обогащенность некоторыми редкими элементами. Как указывалось выше, этот гарцбургит на рис.1 попадает в поле постхадейских метасоматизированных гарцбургитовых ксенолитов. Это косвенно подтверждает предположения об участии щелочных магм в формировании протокры хадея [3, 16, 1].

Существование мощного хадейского этапа дифференциации мантии на первый взгляд не согласуется с ничтожными объемами древнейшей коры Земли. Этот парадокс по существу кажущийся, так как появление воды на поверхности планеты, регистрируемой повышенным $\delta^{18}\text{O}$ в цирконах хадея [16 и др.], способствовало вторичному преобразованию мафической коры – образованию TTG гранитоидов и быстрой их переработке гидротермальными и гипергенными процессами в осадки [1 и др.]. И те и другие частично захоронились под архейской корой, о чем свидетельствуют эпизодические находки хадейских интрузивных пород в архейских «окнах» [9 и др.], а также обнаружение 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 возрастными (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 ТТГ – ассоциаций в хадее [11,19].

Работа выполнена при финансовой поддержке программой фундаментальных исследований ОНЗ - 4 РАН и РФФИ № 07-05-00572.

Список литературы

1. *Балашиов Ю.А.* Магматизм хадейского этапа дифференциации Земли // ДАН. 2006. Т. 209. № 5. С. 639 – 642.
2. *Балашиов Ю.А.* Признаки вещества древнейшей коры Земли в метаморфических породах архея // Известия АН СССР. Сер. Геол. 1990. № 12. С. 126 – 128.
3. *Балашиов Ю.А., Пушкарев Ю.Д.* О древнейшем магматизме // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1990. № 11. С. 138 – 141.
4. *Балашиов Ю.А., Глазнев В.Н.* Циклы щелочного магматизма // Геохимия. 2006. № 3. С. 309 – 321.
5. *Глебовицкий В.А., Никитина Л.П., Салтыкова А.К., Пушкарев Ю.Д., Овчинникова Н.О., Бабушкина М.С., Ащепков И.В.* Термальность 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., Lorand J.-P., O'Reilly S.Y.* 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. V. 64. 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. Petrology. 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 // Chemical 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. № 22. P. 4215 – 4229.
17. *Peltonen P., Brüggemann 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. No. 3/4. P. 533 – 556.
21. *Warren P.H.* The Moon // Treatise on Geochemistry. 2003. V. 1. Meteorites, Comets, and Planets (ed. Carlson R.W.), 1.21. 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. No. 18. P. 3185 – 3189.

ХАЛЬКОФИЛЬНЫЕ ЭЛЕМЕНТЫ В ДОННЫХ ОТЛОЖЕНИЯХ ОЗЕРА УМБОЗЕРО

В.А. Даувальтер

Институт проблем промышленной экологии Севера (ИППЭС) Кольского НЦ РАН, г. Апатиты, e-mail: vladimir@inep.ksc.ru

Север Европейской части России, в том числе и Мурманская область, обладает уникальными минерально-сырьевыми ресурсами. На территории Мурманской области находятся крупнейшие в стране горнодобывающие, горно-перерабатывающие и горно-металлургические предприятия, ежегодно извлекающие на поверхность земли миллионы тонн горных пород и выбрасывающие в атмосферу и сбрасывающие в водоемы тысячи тонн загрязняющих веществ, в том числе высокотоксичных соединений металлов и органических загрязнителей.

Среди загрязняющих веществ чрезвычайно опасными для природы и для человека являются тяжелые металлы, в первую очередь высокотоксичные халькофильные элементы (Hg, Cd, Pb, As), способные мигрировать в воздушной и водной средах на значительные расстояния благодаря своим внутренним и внешним геохимическим особенностям (например, относительно низкой температурой плавления, большой способностью образовывать металлоорганические комплексы и т.д.). Эти элементы в последние десятилетия приобрели статус глобальных загрязняющих элементов. Несмотря на большое количество источников загрязнения халькофильными элементами в мире, в том числе и в Мурманской области, очень мало информации по содержанию этих загрязняющих веществ в окружающей среде, и в водных системах в частности.

Целью исследований являлось установление геохимических особенностей распределения халькофильных элементов (Hg, Cd, Pb, As) в донных отложениях оз. Умбозеро, подверженного влиянию выбросов и стоков предприятий горно-металлургического комплекса Мурманской области.

Озеро Умбозеро – второй по величине водоем Мурманской области: общая площадь озера составляет 319.4 км², площадь водного зеркала 313.4 км², наибольшая длина 43.3 км, наибольшая ширина 12.0 км. Высота уровня озера над уровнем моря – 151.6 м. По максимальной глубине (115 м) озеро 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 озера Умбозеро 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 щелочными массивами. Здесь ширина озера 5-6 км. Озеро Умбозеро расположено на восток от промышленно развитого центра Мурманской области. Антропогенное воздействие на него происходит в значительно меньших размерах, чем на крупнейшее озеро Кольского полуострова – Имандра. Схема оз. Умбозера и расположение станций отбора проб донных отложений показано на рисунке 1.



Рис. 1. Схема оз. Умбозера.

Зоны: У-1 – северо-восточная часть Умбозера, куда поступают сточные воды Ловозерского ГОКа (рудник Умбозерский), У-2 – восточная и центральная части Умбозера, У-3 – юго-западная 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 юго-западной части оз. Умбозера взвешенными веществами и соединениями азота. Сточные воды рудника "Восточный" поступают в реку Вуоннемйок, далее через систему озер Китчевяр, Китчепах и реку 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 "Восточный" в эту же систему поступают хозяйственно-бытовые стоки поселка Коашва [3].

Северо-восточная часть Умбозера испытывает воздействие сточных вод рудника "Умбозерекий" Ловозерского ГОКа. Состав сточных вод фторидно-гидрокарбонатно-натриевый. Основными коллекторами сточных вод являются ручьи 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. была проведена геохимическая съемка оз. Умбозера, во время которой было отобрано колонки донных отложений. Пробы донных отложений отобраны с помощью гравитационной колонки, разработанной О.К. Скогхеймом [7], и послойно разделены по 1 см для анализа. Концентрации тяжелых металлов и As в донных отложениях определялись в химико-аналитической лаборатории ИППЭС КНЦ РАН с помощью атомно-абсорбционной спектрофотометрии. Концентрации Hg определялись с использованием атомной абсорбции холодного пара. Подробно методика отбора и анализа проб донных отложений описана в [1, 2, 4, 5]. Определение Hg в микроколичествах производится с помощью анализатора ртути FIMS-100 методом атомной абсорбции холодного пара. Другие халькофильные элементы (As, Cd, Pb) анализируются новым прибором Analyst-800 методом атомной абсорбции с электротермическим атомизатором.

Для оценки загрязнения халькофильными элементами оз. Умбозеро использовалась методика Л. Хокансона [6]. Для описания загрязнения каждым элементом отдельно определились значения коэффициента загрязнения (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 донных отложений. В этом подходе придерживались следующей классификации значений коэффициента загрязнения: $C_f^i < 1$ – низкий (свидетельствующий о низком загрязнении донных отложений изучаемым элементом); $1 \leq C_f^i < 3$ – умеренный; $3 \leq C_f^i < 6$ – значительный; $C_f^i \geq 6$ – высокий.

Степень загрязнения халькофильными элементами (C_d) определялась как сумма всех коэффициентов загрязнения (C_f^i) для данной станции озера. Данный подход позволил определить коэффициент загрязнения (C_f^i), который характеризует загрязнение данной акватории как отдельными халькофильными элементами, так и их суммарного вклада на основе установления степени загрязнения C_d , которое определяет общее загрязнение исследуемыми элементами бассейна. Для четырех загрязняющих 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 частях колонок донных отложений оз. Умбозеро концентрации Cd на порядок меньше, чем среднее значение фоновых концентраций Cd в донных отложениях малых озер Кольского полуострова [9]. В донных отложениях всех исследуемых станций к поверхности донных отложений происходит увеличение концентраций Cd (рис. 2). Коэффициенты загрязнения Cd находятся в пределах от 4.5 до 8.4 (табл.), т.е. относятся к значительным и высоким по [6]. Наибольшее значение коэффициента загрязнения Cd (классифицируемое как высокое) отмечено в донных отложениях станций 8 и 9 ($C_f^{Cd} = 8.4$ и 8.3 соответственно), наиболее близкорасположенных к месту поступления сточных вод Восточного рудника ОАО «Апатит» (через р. Вуонемйок). Значительные значения коэффициента загрязнения Cd отмечены на станциях 3 и 4 Умбозера. Однако наибольшее абсолютное значение содержания Cd (0.51 мкг/г) в поверхностных слоях наблюдается на станции 6 в южной части озера. На этой же станции зарегистрированы и наибольшие концентрации этого элемента в воде – 0.34 мкг/л. Отрицательная корреляционная зависимость концентраций Cd в слоях донных отложений с глубиной этих слоев говорит в пользу вывода, что происходит увеличение концентраций Cd в поверхностных современных слоях донных отложений, и что этот элемент является одним из основных загрязняющих тяжелых металлов. Концентрации Cd в толще донных отложений исследуемых озер имеют высокие значения коэффициента корреляции со всеми исследуемыми халькофильными элементами, а также с содержанием органического материала. Следовательно, на процессы миграции и аккумуляции этого халькофильного элемента в донных отложениях оказывают влияние сорбционная способность органического материала.

Среднее значение фоновых концентраций Pb для малых озер Кольского полуострова в среднем в 2 раза больше, чем содержание Pb в самых нижних слоях колонок донных отложений исследуемых станций оз. Умбозера [2]. По направлению к поверхности донных отложений концентрации Pb постепенно увеличиваются и в верхних слоях достигают максимальных содержаний (рис. 2). Значения коэффициента загрязнения Pb также высокие (по [6]), как и Cd, и находятся в пределах от 5.5 до 11.9 (табл.). 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 ОАО «Апатит». Максимальное абсолютное значение содержания Pb (32.2 мкг/г) в поверхностных слоях наблюдается на станции 9, где были зафиксированы и наибольшие концентрации этого элемента в воде – 2.39 мкг/л. Также установлена достоверная отрицательная корреляционная связь концентраций Pb с глубиной слоев в донных отложениях исследуемых озер, что говорит о загрязнении этим элементом поверхностных современных донных отложений. Следовательно, можно также 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 содержанием органического материала. Следовательно, на процессы миграции и аккумуляции этого высокотоксичного халькофильного элемента в донных отложениях оказывают влияние сорбционная способность органического материала.

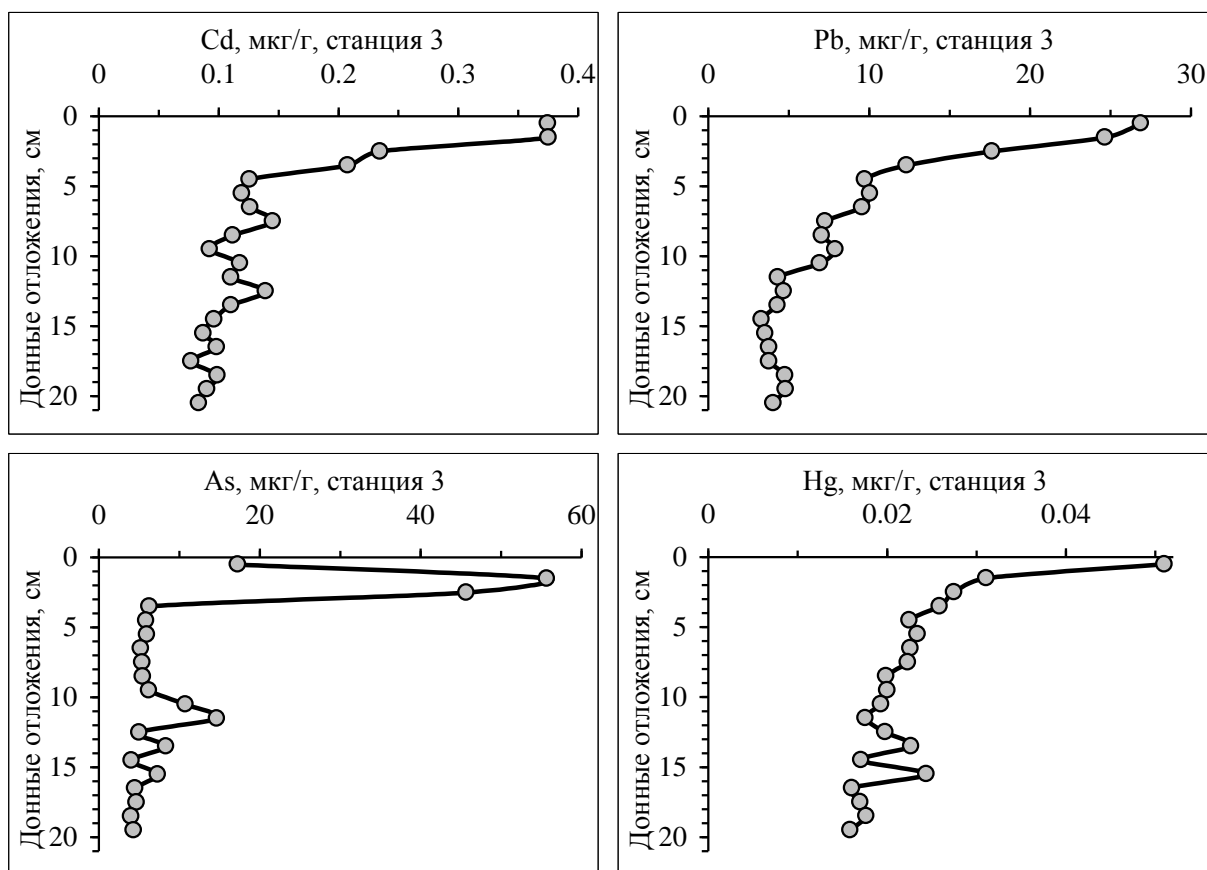


Рис. 2. Вертикальное распределение халькофильных элементов в донных отложениях станции 3 оз. Умбозеро.

Таблица.

Концентрации элементов (мкг/г) в поверхностном (0-1 см) и фоновом слое донных отложений, величины потерь веса при прокаливании (ППП, %) и значения коэффициента (C_f) и степени (C_d) загрязнения в оз. 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	

В оз. Умбозеро концентрации As в самых глубоких частях колонок донных отложений меньше, чем среднее значение фоновых концентраций As в донных отложениях озер бассейна р. 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 донных отложениях станций Умбозера находятся в пределах от 2.0 до 4.6 (табл.), т.е. относятся к умеренным и значительным по [6], причем наибольшие значения отмечены не только на станциях расположенных около устья р. Вуонемйок, но и в северной части озера, испытывающей влияние стоков рудника «Умбозерский». Точно также как и для концентраций Cd и Pb, концентрации As в толще донных отложений исследуемых станций 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 исследуемых станций Умбозера в среднем в 5 раз меньше, чем среднее значение фоновых концентраций Hg в донных отложениях малых озер Кольского полуострова [2]. Во всех исследуемых станциях Умбозера к поверхности донных отложений происходит увеличение концентраций Hg, ранее отмеченное для остальных халькофильных элементов (рис. 2). Коэффициенты загрязнения Hg донных отложений находятся в пределах от 3.2 до 6.0 (табл.), т.е. относятся к значительным по [6]. Наибольшие величины коэффициента загрязнения Hg отмечены в донных отложениях станций 8 и 9 ($C_f^{Hg} = 5.8$ и 6.0 соответственно), близко расположенных к устью р. Вуонемйок (табл.). Отмечена достоверная отрицательная корреляционная связь концентраций Hg исследуемых озер с глубиной слоев донных отложений, что подтверждает вывод о росте концентраций Hg по направлению к поверхности донных отложений. Следовательно, можно сделать вывод, что Hg относится к одному из загрязняющих тяжелых металлов вследствие его чрезвычайной токсичности. Наблюдаются также высокие значения коэффициента корреляции содержания Hg в толще донных отложений исследуемых станций оз. Умбозеро со всеми исследуемыми халькофильными элементами, а также с содержанием органического материала. Следовательно, на процессы миграции и аккумуляции этого халькофильного элемента в донных отложениях оказывают влияние сорбционная способность органического материала.

Судя по материалам изучения донных отложений Умбозера, исследуемое озеро испытывает антропогенное воздействие, в первую очередь рудников (Восточный и Умбозерский), расположенных на берегах этого самого глубокого озера Мурманской области. Это воздействие сказывается в повышении концентраций в поверхностных слоях донных отложений таких элементов, как тяжелые металлы. Среди тяжелых металлов наибольшие коэффициенты загрязнения зафиксированы для Cd и Pb, т.е. металлов, которые в последние десятилетия относятся учеными-экологами к одним из глобальных загрязняющих элементов, особенно в арктической и субарктической зонах Северного полушария. Коэффициенты загрязнения по этим элементам достигают 8.4 и 11.9 (на станции 8) соответственно.

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 от 3.2 до 6.0. Ртуть является чрезвычайно токсичным металлом, поэтому даже эти величины коэффициента загрязнения могут оказать значительное отрицательное влияние на жизнедеятельность гидробионтов. Мышьяк характеризуется умеренным и значительным загрязнением в донных отложениях исследуемых станций Умбозера. Коэффициенты загрязнения As в них находятся в пределах от 2.0 до 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 (табл.). 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, можно сделать вывод, что 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 оз. Умбозера.

Список литературы

1. Даувальтер В.А. Тяжелые металлы в донных отложениях озерно-речной системы озеро Инари – река 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. диссерт. на соиск. уч. степ. докт. геогр. наук. – Апатиты: изд-во 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: Изд-во КНЦ РАН, 1996. 263 с.
5. Моисеенко Т.И., Даувальтер В.А., Родюшкин И.В. Геохимическая миграция элементов в субарктическом водоеме (на примере озера Имандра). – Апатиты: Изд-во 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, Nr. 2. 1979. 7 p.

ПРОБЛЕМА ВОЗРАСТА И ИСТОЧНИКА ВЕЩЕСТВА КАРБОНАТИТОВ ХИБИНСКОГО МАССИВА

О.Б. Дудкин, П.А. Серов.

Геологический институт КНЦ РАН, г. Апатиты

Открытие в Хибинском массиве карбонатитов на рубеже 60^х – 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 и др.]. Первые сообщения о присутствии в Хибинах интрузивных карбонатитов не принимались к печати. Проблема была решена академиком А.В. Сидоренко, который представил статью об этом открытии в Доклады АН СССР [2]. В 1975 г. И.В. Бельковым в геологическом институте АН СССР была организована группа по исследованию карбонатитов Хибин. Эта группа включала геологов, минералогов и геохимиков. В результате ее работы присутствие карбонатитов в Хибинском массиве получило широкое признание [3].

За прошедшие 30 лет выяснилось, что в целом возраст пород карбонатитового комплекса близок возрасту массива [4], что состав карбонатитов соответствует составу распространенных в мире TR-Sr-Ba карбонатитов и что 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 x 2 км) перекрыта четвертичными отложениями. Ядром комплекса является сплошное тело карбонатсодержащих пород, уходящее под дно озера Умба. Оно вскрыто 4 буровыми скважинами на площади 500 x 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 фойяиты карбонатизированы, альбитизированы и пронизаны поздними кальцитовыми, кальцит-доломитовыми и доломит-анкеритовыми жилами. Сечение поздних жил по керну до 20 см. Поздние жилы отличаются большим разнообразием редкометалльных (TR-Sr-Ba) карбонатов и отнесены к поздней фации карбонатитов, условно гидротермальной, что связано с присутствием в них марказита, борнита, гетита, флюорита, криолита, давсонита, галенита [3, 5]. Поздние жилы секут как вмещающие фойяиты, так и карбонатные породы ядра.

Первые определения возраста хибинских карбонатитов Rb-Sr методом с использованием мономинеральных фракций привели к существенному разбросу изотопных соотношений [7]. Позже, при совместном анализе Sr-Nd изотопных данных в главных комплексах пород Хибинского массива, У. Краммом и Л.Н. Когарко [4] для карбонатитового комплекса принимались только результаты, полученные по породам. У. Краммом и Л.Н. Когарко [4] сделано заключение о близком возрасте формирования карбонатитов и нефелиновых сиенитов, – около 370 млн. л.

А.Н. Зайцевым с соавторами [8] был получен Sm-Nd возраст по карбонатам поздних карбонатных жил: 366 ± 47 млн. л. (Finnigan-MAT-261, Карлстонский университет). В этой работе для изотопных исследований впервые использован минерал бурбанкит, который в породах ядра карбонатитового комплекса является наиболее характерным аксессуарным минералом и главным носителем TR_{La}.

Авторами для исследований была выбрана кальцит-альбитовая порода из ядра карбонатитового комплекса с зеленовато-желтыми зернами бурбанкита, прозрачными во фракции –0.16 мм и с легко удаляемыми в порошке 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 пород 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. л (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 с 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 чистой кристаллов, но и присутствием TR_{La} в минерале в виде изоморфной примеси. Найти близкий по всем перечисленным условиям минерал как в карбонатитах, так и во вмещающих карбонатиты фойяитах авторам 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 ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr составило по данным авторов 0.70384 ± 29. Здесь, в подстилающих рудные тела ийолит-уртитов, прослежены протяженные поля щелочных пегматитов, в которых неоднократно наблюдались выделения натрита и термонатрита со значениями δ¹³C‰ PDB = –0.946 – –6.1 [12, 13 и др.]. 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, однако был получен результат, не противоречащий одновозрастности ранних карбонатитов и жильных

образований в фойдолитах Хибин (табл. 1, рис. 2). Но при этом сохраняется проблема в отношении единства источника вещества карбонатитов и силикатных пород, слагающих массив.

Таблица 1.

Результаты Sm-Nd изотопного анализа пород и минералов

№образца	Содержание ppm		Изотопные отношения		млн.лет	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; Порода-2 – кальцит- флогопит-альбитовая порода. Эвдиалит отобран из пегматита в ийолите центральной дуги Хибинского массива

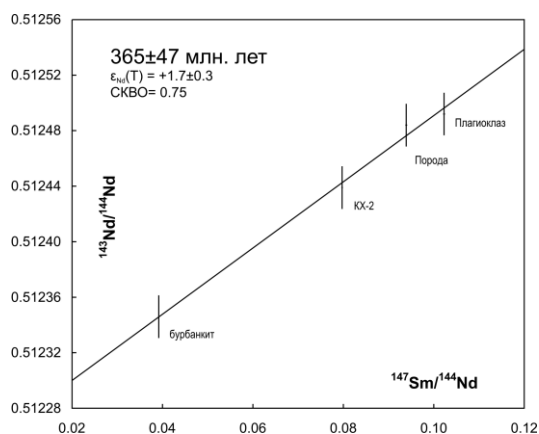


Рис. 1. Изотопная Sm-Nd изохрона по породам и минералам карбонатитового комплекса Хибин.

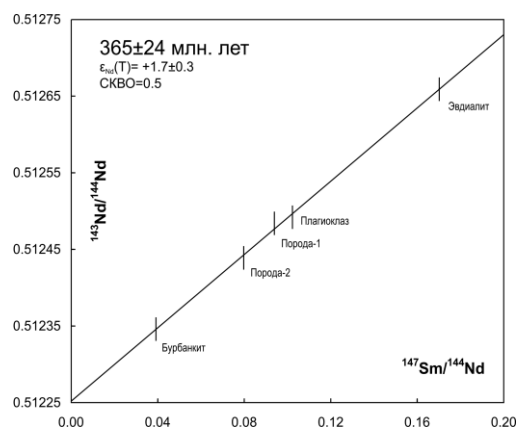


Рис. 2. Изотопная Sm-Nd изохрона по породам и минералам карбонатитового комплекса и эвдиалита из пегматита в ийолите центральной дуги Хибинского массива.

Акцессорный эвдиалит вмещающих карбонатитовый комплекс фойяитов исчезает при их альбитизации и карбонатизации. Это свидетельствует о несовместимости состава закристаллизовавшегося фойяита и внедрившегося карбонатитового расплава. На особенность источника вещества карбонатитовой магмы указывают и изотопные данные. Анализ изотопного состава свинца в пироклоре, 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 этот результат, полученный им ранее [3]. Изотопные исследования легких и инертных газов (He, Ar, Ne) показали как свидетельства мантийного источника карбонатитов, так 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 фойяиты с гнейсами. Но в этом случае колебания значений $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в карбонатах и апатите карбонатитов должны были бы быть более существенными. Однако, 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 данным [8] в кальците (3 образца), бурбанките и карбоцернаите карбонатитов $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ имеют значения $0.70388 - 0.70391 \pm 3$ и приравнены к инициальным. Но 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 стронция в карбонатитах даже поверхностных вод со стороны вмещающих пород может служить гипергенный карбонат-гидроксил-фтор-apatит («франколит») фоскоритов Ковдорского массива. Фоскоритовый шток Ковдора расположен возле контакта массива с архейскими гнейсами. В коре выветривания по его фоскоритам и карбонатитам проявлены резкие колебания отношений $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в гипергенном карбонат-гидроксил-фтор-apatите; от типичных значений для палеозойских пород и до значений соответствующих архею (табл.2). Выполненные авторами определения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ для такого же апатита кор выветривания в породах Хибинского массива (Finnigan-MAT-262, [9]) подобных отклонений не показали (табл. 2). В табл. 2 для сравнения даны и значения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ хибинского апатита из натролитовой жилы. Очевидно, что для предположения о привносе вещества в состав хибинских пород со стороны докембрийских толщ термальных 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 карбонатитами по керну буровых скважин представляются неоднозначными, тогда как фонолиты и щелочные трахиты внедрились определенно

позже формирования ранних карбонатных пород. Карбонатитовый комплекс рассекает крупная дайка фонолитов, ранние карбонатиты брекчируются многочисленными жилами щелочных трахитов, мощностью до 40 см по керну. Фонолиты и щелочные трахиты в свою очередь рассекаются тонкими поздними кальцитовыми и доломитовыми прожилками с анкилитом и стронцианитом. По данным А.А. Арзамасцева с соавторами [17] фонолиты возникли несколько позже силикатных пород массива (363 – 362 млн. л.) 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 в целом существенно не отличается от общего временного этапа становления Хибинского щелочного массива. Оно несколько моложе возраста ийолитов и может быть близким времени формирования части пегматитов, а также времени развития 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 оснований. Об этом свидетельствуют ассоциации пород щелочных комплексов с карбонатитами, близкими по составу хибинским. Так, TR-Sr-Ba карбонатиты щелочных комплексов Малави ассоциируются с фойяитами, ювитами, ийолитами, дайками фонолитов и трахитов [18]. Нужно отметить и другую ассоциацию: в калий-натриевых карбонатных лавах вулкана Олдойньо-Ленгаи Танзании обнаружены ксенолиты ийолита и нефелинового сиенита с эвколитом [19].

Список литературы

1. Кухаренко А.А., Орлова М.П., Багдасаров Э.А., Булах А.Г. и др. Каледонский комплекс ультраосновных щелочных пород и карбонатитов Кольского полуострова и Северной Карелии. М., Недра. 1965. 768 с.
2. Минаков Ф.В., Дудкин О.Б. О возможном присутствии карбонатитов в Хибинском массиве. // Докл. АН СССР. Т. 215. № 1. С. 185 – 188. 1974.
3. Дудкин О.Б., Минаков Ф.П., Кравченко М.П., Кравченко Э.В., Кулаков А.Н., Полежаева Л.И., Припачкин В.А., Пушкарев Ю.Д., Рюнгенен Г.И. Карбонатиты Хибин. Апатиты, изд. Кольского фил. АН СССР. 1984. 98 с.
4. Kratt U., Kogarko L.N. Nd and Sr isotope signature of the Khibina and Lovozero apatitic 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. Part 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. Козарко Л.Н., Крамм У., Дудкин О.Б., Минаков Ф.В. Возраст и генезис карбонатитов Хибинского щелочного массива (данные 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. Наука, Санкт-Петербург. 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. № 1. P. 1 – 16.
11. Костицын Ю.А., Петрова А.Ю. Устойчивость Rb-Sr изотопной системы магматических горных пород к наложенным процессам. // Геохимия. № 4. 2004. 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 апатитоносностью. // Научные основы и практическое использование типоморфизма минералов. (Материалы XI Съезда ММА. Новосибирск, 4 – 10 сент. 1978 г.). Наука, М. 1980. С. 117 – 124.
13. Хомяков А.П. Минералогия ультраапатитовых щелочных пород. Наука, М. 1990. 196 с.
14. Гоголь О.В., Делиницын А.А. Новые Rb-Sr данные для Кольской щелочной провинции. // Материалы конференции: Геология и полезные ископаемые северо-запада и центра России. Апатиты: Кол. ИЦ РАН. 1999. С. 43 – 47..
15. Толстихин И.Н., Каменский И.Л., Шарков И.В., Дудкин О.Б., Припачкин В.А. Изотопы легких инертных газов в карбонатитах Кольского полуострова. Препринт докл. на 10 Всес. симп. по стабильным изотопам в геохимии, Москва, 3-5 дек. 1984. Апатиты, изд. Кольского филиала АН СССР. 1985. 41 с.
16. Лиферович Р.П., Баянова Т.Б., Гоголь О.В., Шерстенникова О.Г., Делиницын А.А. Генезис посткарбонатитовой фосфатной минерализации в пределах Ковдорского фоскорит-карбонатитового комплекса. Вестник МГТУ. Т. 3. № 3. 2000. С. 263 – 270.
17. Арзамасцев А.А. Беляцкий Б.В., Травин А.В., Арзамасцева Л.В., Царев С.Е. Дайковые породы в Хибинском массиве: Связь с плутоническими сериями, возраст, характеристика мантийных источников. Петрология. Т. 13. № 3. 2005. С. 295 – 318.
18. Garson M.S. Carbonatites of Malawi alkaline complexes.// Carbonatites. Ed. O.F. Tuttle, J. Gittins. New York. 1966.
19. Dawson J.D., Smith J.V. and Steel L.M. Petrology and mineral chemistry of plutonic igneous xenoliths from the carbonatite volcano, Oldoinyo Lengai, Tanzania // J. Petrol. 1995. V. 36. № 3. P 797 – 826.

ДИАГНОСТИКА ПЕРВИЧНЫХ ФЛЮИДНЫХ МИКРОВКЛЮЧЕНИЙ НА ОСНОВЕ ИЗОТОПНОГО АНАЛИЗА НЕ И АР

И.Л. Каменский, В.И. Скиба

Геологический институт КНЦ РАН, *Anatuty 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 газов разнообразен и всегда содержит в 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, наработанные “in situ” за счет радиоактивности и ядерных процессов; метаморфические преобразования перераспределяют эти компоненты как в качественном (по составу), так и в 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, к примеру, 1 – 0.2 мм) до состояния пудры (0.03 – 0.05 мм) они разрушаются и заключенные в них компоненты высвобождаются.

Лаборатория геохронологии и геохимии изотопов Геологического института КНЦ РАН, где работают авторы этого сообщения, 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 (в твердом, жидком, газообразном). Всего за этот период выполнено около 8000 анализов, значительная часть которых (~70%) - это анализы горных пород и слагающих их 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, главным образом, только компоненты, зафиксированные во флюидных включениях.

Сравнение данных, полученных этими двумя методами, позволяет сделать важные, с нашей точки зрения, и интересные выводы о природе выделившихся 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. наработанные “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 интересующих исследователя компонентов (^{40}Ar , 4He , H_2O , CH_4 , N_2 и т.д. – снятие “так называемых” 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 (гелий, аргон) в микровключениях всегда являются микропримесью к химически активным компонентам, и 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 используют масс-спектрометры украинского производства МИ-1201 №22-78 и МИ-1201ИГ №6-91-IV.

Ниже мы рассмотрим два примера.

Кварц из редкометалльных пегматитов района Вороних Тундр (Кольский полуостров), образец №76 – 136, был изучен неоднократно. В работе [1] было определено содержание CO_2 , выделенного при дроблении, и, так как для всей серии образцов из коллекции редкометалльных пегматитов был получен большой разброс содержаний CO_2 , было высказано суждение, что “... в кварце в разных количественных соотношениях находятся включения, отличающиеся друг от друга по времени и условиям своего 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

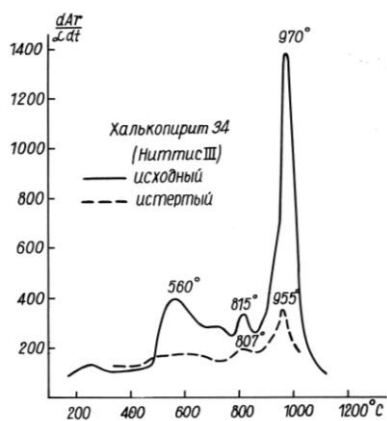


Рис.1. Большие потери аргона при истирании в халькопирите, как отражение пузырьковой формы удержания избыточного ^{40}Ar (по Пушкареву)

температуры 880°C... не вызывает полную декрепитацию присутствующих в кварце флюидных включений CO₂". 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, из осадочных пород Швейцарии). Первоначально были определены общие содержания изотопов He, Ar методами дробления и плавления. Оказалось, что гелия в образце № 76 – 136 почти нет, а аргон содержит заметную радиогенную долю.

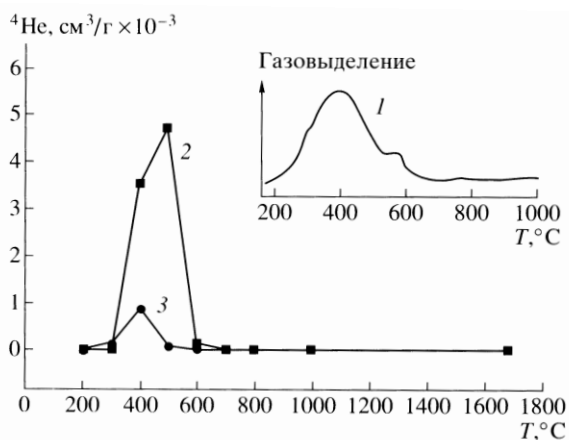


Рис. 2. Термовакuumная декрепитограмма образца кварца 76-136 и характер выделения импрегнированного гелия при ступенчатом отжиге кварца после его выдержки в контейнере с He: 1 – кривая газовыделения при термовакuumной декрепитации; 2 – выделение гелия при отжиге навески с размером зерен 0.4–0.5; 3 – 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 (Певзнер Б.З., Санкт-Петербург) и затем в лаборатории геохронологии и геохимии изотопов ГИ КНЦ РАН был изучен методом дробления и ступенчатого нагрева. Из результатов этого исследования, опубликованных в статье [3], (рисунки 2 и 3 взяты из этой статьи) следует, что:

1) импрегнированный гелий выделился почти полностью при дроблении, а при нагревании он выделялся только в диапазоне температур 400 – 800°C, что хорошо согласуется с декрепитограммой;

2) радиогенный аргон образует два пика, в области 450 – 600°C 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. Так как 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 ³⁶Ar, и это импрегнирование осуществилось только в низкотемпературные микровключения;

3) ступенчатый нагрев пудры, образовавшейся при дроблении, показал, что микровключения в низкотемпературной области были полностью вскрыты дроблением – исчез как пик Ar радиогенного, так и ³⁶Ar – в диапазоне температур 400 – 600°C (кривая 3 на рисунке 3). В высокотемпературной же области часть радиогенного аргона сохранилась, как мы полагаем, из-за того, что эти “высокотемпературные” микровключения несколько меньше по размеру и дробление разрушило их не все;

4) в пудре осталась часть импрегнированного гелия, и, несмотря на то, что он выделяется в том же температурном диапазоне, что и из зерен, где, судя по отсутствию ⁴⁰Ar* и ³⁶Ar, все микровключения дроблением были разрушены и, следовательно, места для гелия отсутствовали, этот пик обусловлен миграцией гелия за время опыта (0.5 часа) из оставшихся целыми высокотемпературных микровключений. Целостность части их подтверждается сохранностью примерно 30% радиогенного аргона в пудре для этой

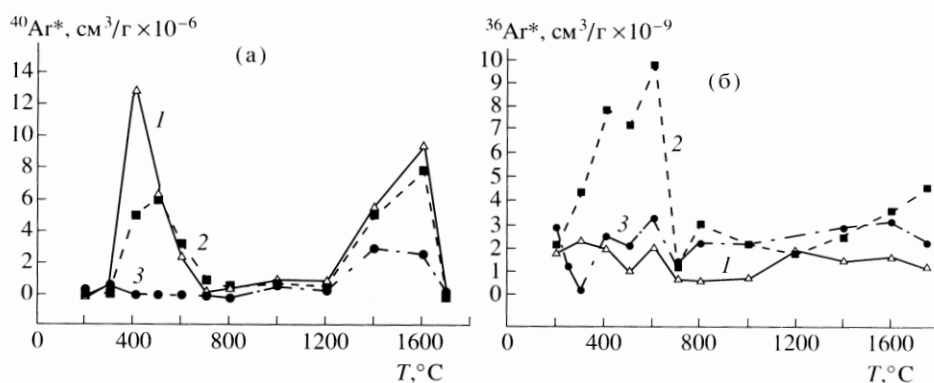


Рис. 3. Выделение ⁴⁰Ar* (а) и ³⁶Ar (б) при ступенчатом отжиге обр. 76-136. 1 – исходная навеска 0.4–0.5 мм, не прошедшая насыщения гелием; 2 – такая же навеска после насыщения He в течение 598 ч при 208°C; 3 – порошок после измельчения в ампуле навески 0.5–0.4 мм, прошедшей операцию насыщения. На рис. а видно, что процедура насыщения гелием навески (кривая 3) полностью разрушила включения с ⁴⁰Ar*, декрепитующие в низкотемпературной зоне и, частично, – в высокотемпературной (кривая 3). Графики на рис. б показывают возрастание содержания ³⁶Ar во включениях низкотемпературной зоны в результате насыщения кварца гелием (кривая 2) и некоторое увеличение выделения ³⁶Ar около точки плавления образца.

высокотемпературной зоны. Из этого также следует, что импрегнирование гелия осуществлялось в оба типа включений, хотя термограмма выделения гелия (рисунок 2) показывает только одно место его выделения.

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 исходной 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°C на кривой регистрации давления при подъеме температуры до 1000°C (декрептограмма, рисунок 2), и содержащие часть CO₂ и ⁴⁰Ag*;

2) недекрепитирующие микровключения, также содержащие CO₂ и ⁴⁰Ag*, но высвобождающие их только при расплавлении кварца, когда уничтожается его кристаллическая структура.

При дроблении освобождаются компоненты из обоих типов микровключений. Причина разной реакции этих микровключений на температурное воздействие кроется, с нашей точки зрения, не в том, что они имеют разный размер – дробление разрушает и 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 нами приведены результаты исследования магнетита (титано-магнетита) из рудного оливинита девонской щелочно-ультраосновной карбонатитовой интрузии Себляяр. Именно для этого массива было установлено, как рекордное для планеты, содержание захваченного ³He (4·10⁻⁹ нсм³/г), так и наивысшее для Кольского полуострова значение ³He/⁴He = 3.3·10⁻⁵, что в сочетании с результатами по другим

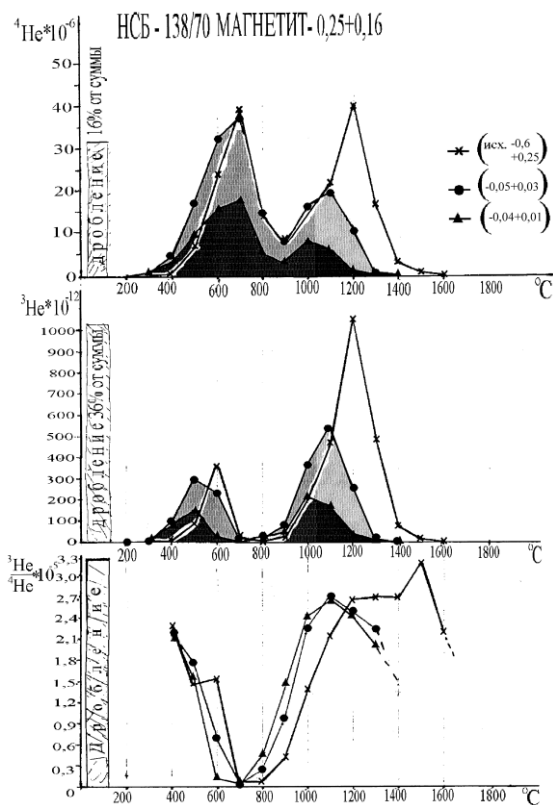


Рис. 4. Ступенчатый нагрев образца магнетита из рудного оливинита девонской интрузии Себляяр (Кольский п-ов), время выдержки на каждой температурной ступени 30 мин.

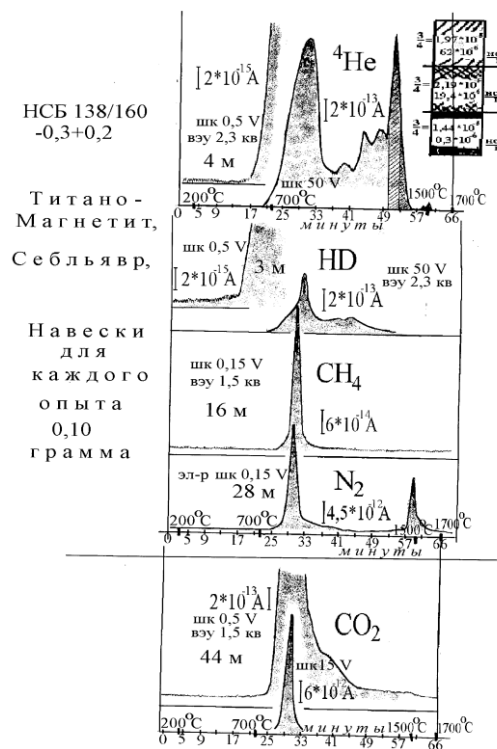


Рис. 5. Термограммы – интенсивность ионного тока, регулируемого масс-спектрометром, на характерных значениях масс (m/e) при непрерывном подъеме температуры до 1700°C в течение 70 мин., для титано-магнетита из Себляяра.

девонским интрузиям позволило отнести весь девонский магматизм на полуострове к деятельности плюма [8].

Образец был изучен не только на изотопы гелия (всеми упомянутыми выше методами), но и на химически активные компоненты. Последние выделяли нагреванием и регистрировали на масс-спектрометре по характерным пикам (водород – HD - 3 масса; CH₄ – 16 масса; N₂ – 28 масса; CO₂ – 44 масса) при росте температуры в течение одного часа до 1700°C. Результаты были доложены на конференции по геохронологии[5] и представлены на рис.4,5.

Для этого образца (также как и для кварца) имеет место два местонахождения захваченных газов (гелия и химически активных) – 1) микровключения, разрушаемые дроблением и нагреванием при температуре 400 – 600°C и 2) микровключения (размер которых, кстати, 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. И только при температуре разложения и последующего плавления эти микровключения разрушаются и высвобождают все захваченные газы. Именно эти вторые, высокотемпературные, некрепитирующие при нагревания микровключения, содержат рекордный по величине изотопного отношения (${}^3\text{He}/{}^4\text{He} = 3,3 \cdot 10^{-5}$) гелий. В этих микровключениях есть также и азот. Азот есть и в низкотемпературных микровключениях и, выделяя азот дроблением, мы имеем смесь генетически различных компонентов. Это обстоятельство не было учтено в работе [10]. Авторы выделяли захваченные газы только дроблением 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 (кварц и магнетит) может быть сделан следующий вывод. Минералы содержат микровключения, которые легко разрушаются дроблением, но при температурном воздействии остаются не вскрытыми вплоть до температуры плавления (разложения). И именно эти микровключения мы считаем первичными, т.е. содержащими летучие среды минералообразования. Заметим, кстати, что оба этих минерала не имеют спайности, являющейся, возможно, существенным фактором, влияющим на размещение захватываемых газов в виде флюидных микровключений и на вскрываемость их при дроблении.

Список литературы

1. *Икорский С.В., Волошин А.В.* Типоморфизм состава газовой фазы включений в кварце гранитных пегматитов Кольского полуострова. Геохимия, №10. С. 1464 – 1471. 1982.
2. *Икорский С.В., Каменский И.Л.* Метод дробления горных пород и минералов в стеклянных ампулах при изотопных исследованиях благородных газов. Тезисы докладов XV Симпозиума по геохимии изотопов имени академика А.П.Виноградова. Москва. С. 115. 1998.
3. *Икорский С.В., Каменский И.Л., Певзнер Б.З., Ганнибал М.А.* Экспериментальное моделирование миграции гелия в кристаллы природного кварца. ДАН. Т. 389. № 4. С. 524 – 527. 2001.
4. *Икорский С.В., Саргсян Г.О.* Влияние внешнего давления и температуры на полноту термического вскрытия флюидных включений в природном кварце. Геохимия. № 8. С. 1205 – 1209. 1990.
5. *Каменский И.Л., Икорский С.В., Шарков И.В., Ганнибал М.А., Новиков Д.Д., Толстихин И.Н.* Гелий нижней мантии в палеозойских интрузиях Кольского полуострова. Тезисы доклада на I Российской конференции по изотопной геохронологии. Москва, ИГЕМ РАН. С. 165 – 167. 2000.
6. *Каменский И.Л., Толстихин И.Н., Шарков И.В., Пушкарев Ю.Д.* Первые результаты измерения изотопного состава гелия на однокаскадном масс-спектрометре МИ-1201. Геохимия, 3. С. 439 – 443. 1984.
7. *Пушкарев Ю.Д.* Актуальные проблемы К-Аг геохронометрии. Препринт научного доклада на I Всесоюзной школе по изотопной геохронологии. 1977. Апатиты. 54 с.
8. *Толстихин И.Н., Каменский И.Л. и др.* Идентификация вещества нижнемантийного плюма в девонских щелочно-ультраосновных-карбонатитовых комплексах Кольского полуострова на основании изучения изотопии благородных газов и радиоактивных элементов. Апатиты-Нанси-Брюссель. С. 97.1999.
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. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 54 (11): 3115 – 3122. Nov.1990.
10. *V. Marty, N. Dauphas.* Heavy Nitrogen in Carbonatites of the Kola Peninsula: A Possible Signature of the Deep Mantle. *Science*. V. 286. P. 2488 – 2490. 1999.

УГЛЕВОДОРОДНЫЕ ГАЗЫ И ИЗОТОПЫ ГЕЛИЯ В СУЛЬФИДНЫХ ПОСТРОЙКАХ ДНА ОКЕАНА

И.Л. Каменский, С.В. Икорский, А.А. Аведисян

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

В последние годы авторы принимали участие в исследованиях, проводимых в рамках одного из приоритетных направлений РАН 6.18 «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 в отношении анализов изотопов гелия и углеводородных газов были реализованы для коллекции образцов, отобранных со дна Атлантического и Тихого океанов из сульфидных построек («черные курильщики») при морских экспедициях ИГЕМа под руководством Н.С. Бортникова. Всего в рамках хозяйственных работ с ИГЕМОм было выполнено более 200 анализов гелия, аргона и углеводородных газов. Результаты наших анализов вошли как составная часть в совместные публикации и доклады [1, 2, 3, 7, 8]

Здесь мы хотим акцентировать внимание на тех результатах исследований, которые были выполнены непосредственно в нашем институте, т.е. на исследовании изотопов гелия и состава углеводородных газов. Для решения этой задачи во всех исследованных 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 (дроблением). Для гелия и аргона была применена методика измельчения проб (навески 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 He и Ar, которые могли накопиться в образце 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 – $11,2 \times 10^{-6}$, для нижней – 182×10^{-6} [10]. Изотопный состав также может быть выражен в виде отношения R/Ra, где R – измеренное значение $^3\text{He}/^4\text{He}$, а Ra – величина этого отношения в воздухе, равная $1,4 \times 10^{-6}$. Для верхней мантии R/Ra = 8. В базальтах MORB значение изотопного отношения $^3\text{He}/^4\text{He}$ (R/Ra) соответствуют или близки к величине этого показателя в верхней мантии. Далее в тексте для характеристики изотопного состава He будут использоваться значения R/Ra. Результаты в обобщенном виде представлены на рисунках 1 и 2.

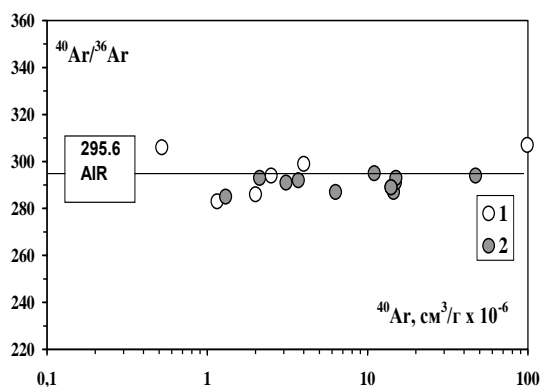


Рис. 1. Распределение образцов сульфидов из спрединговых зон заостроводужных бассейнов Лау (1) и Манус (2) в координатах $^{40}\text{Ar} - ^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$

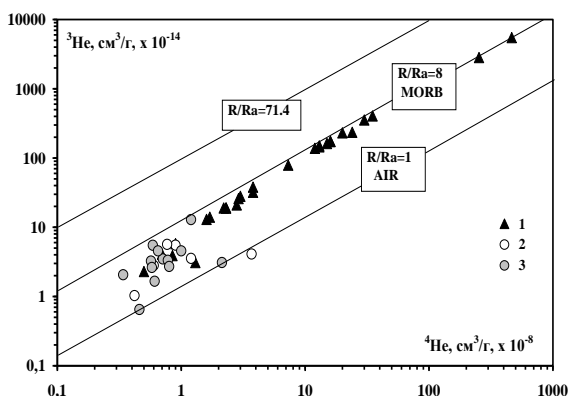


Рис. 2. Положение образцов сульфидов из гидротермальных полей рифта Восточно-Тихоокеанского поднятия (1) и заостроводужных полигонов Лау (2) и Манус (3) в координатах $^4\text{He} - ^3\text{He}$

Сопоставление результатов исследований изотопов гелия показывает, что между рифтами Восточно-Тихоокеанского поднятия (ВТП) и заостроводужными бассейнами существуют заметные различия. Эти отличия заключаются в том, что флюидные включения в минералах гидротермальных построек ВТП более

насыщены гелием, для изотопного состава которого характерны более высокие значения R/Ra, чем это наблюдается во флюидных включениях в постройках зон заостроводужного спрединга.

Углеводородные газы

Как и гелий, углеводородные газы (УВГ) установлены в составе флюидных включений во всех исследованных 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. Вместе с тем, в отдельных образцах сульфидов, в сопоставимых с метаном количествах, отмечается пропан. Главное различие между этими 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 сульфиде ВТП, содержание УВГ изменяется ($см^3/г \times 10^{-6}$) от 37 до 1185 при среднем значении 372. В сульфиде же заостроводужных бассейнов содержание УВГ изменяется в пределах от ($см^3/г \times 10^{-6}$) 3 до 180 при среднем значении 32. Иначе говоря, в среднем 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 рисунках 3 и 4.

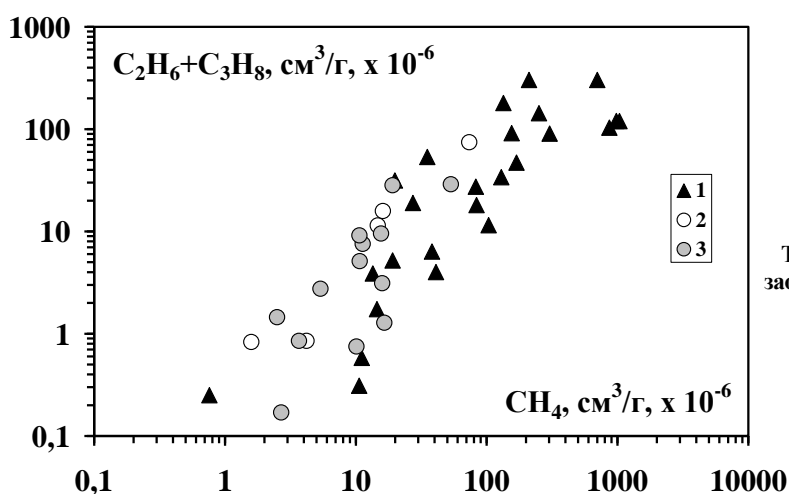


Рис. 3. Положение образцов сульфидов из гидротермальных полей рифта Восточно-Тихоокеанского поднятия (1) и зон спрединга заостроводужных полигонов Лау (2) и Манус (3) в координатах $CH_4 - C_2H_6 + C_3H_8$

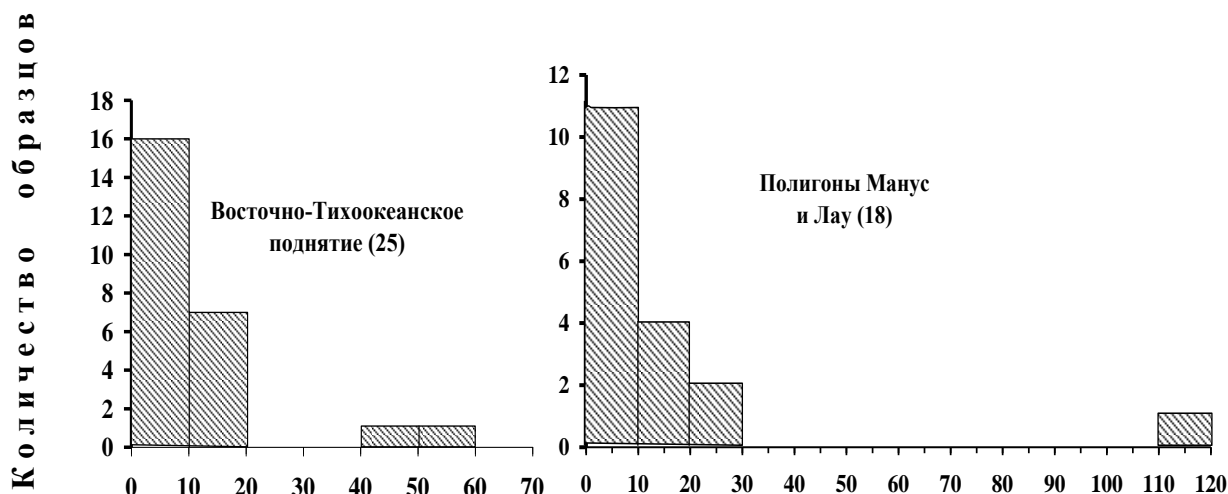


Рис. 4. Гистограммы распределения значений CH_4/C_2H_6 (C_1/C_2) в сульфидах гидротермальных полей Восточно-Тихоокеанского поднятия и заостроводужных бассейнов Манус и Лау. В скобках указано количество образцов.

Основные выводы

Результаты проведенных 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 в данном исследовании представлены рифтом Восточно-Тихоокеанского поднятия. Выявленные отличия заключаются в следующем:

1. Содержание гелия во флюидных включениях в сульфидах гидротермальных отложений ВТП на порядок выше, чем это наблюдается в гидротермальных образованиях заостроводужных зон спрединга в полигонах Лау и Манус.

2. Изотопный состав гелия в сульфидах ВТП в большинстве образцов соответствует или близок к таковому, установленному для верхней мантии и характеризуется значениями R/Ra, равными 8 или близкими к этой величине. Во флюидных включениях в сульфидах из заостроводужных зон спрединга доля мантийного гелия, как правило, не превышает 62 %.

3. Аналогичные отличия установлены и по уровню содержания углеводородных газов: в сульфидах Восточно-Тихоокеанского поднятия содержания УВГ в среднем на порядок выше, чем в сульфидах из заостроводужного спрединга полигонов Лау и Манус.

4. Установленные высокие содержания гелия с мантийным изотопным составом во флюидных включениях в закалочных стеклах из рифта Восточно-Тихоокеанского поднятия являются следствием быстрой кристаллизации («закалки») порций базальтового расплава, которая обеспечивала захват и консервацию в образующихся первичных включениях компонентов газовой фазы магматического расплава.

Наблюдаемое отличие в поведении гелия и углеводородных газов может являться 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., Леин А.Ю., Гурвич Е.Г., Сагалевиц А.М., Симонов В.А., Икорский С.В., Ставрова О.О., Аполлонов В.Н. Минералого-геохимические особенности гидротермальных сульфидных руд и флюида поля Рейнбоу, ассоциированного с серпентинитами, Срединно-Атлантический хребет (36°14' с.ш.)//Геология рудных месторождений. 2002. Т. 44. № 6. С. 510 – 542.
2. Бортников Н.С., Икорский С.В., Каменский И.Л., Викентьев И.В., Богданов Ю.А., Ставрова О.О., Аведисян А.А. Изотопный состав гелия и углеводороды во флюидных включениях из серпентинитов и сульфидов гидротермальных полей Логачев и Рейнбоу (Срединно-Атлантический хребет). ДАН. 2000. Т. 375. №3. С. 375 – 379.
3. Бортников Н.С., Сагалевиц А.М., Симонов В.А., Икорский С.В., Тереня Е.О., Каменский И.Л., Аведисян А.А., Ставрова О.О., Драничникова В.В. 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). ДАН. 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) // В кн.: Геология и минеральные ресурсы Мирового Океана. 1995, ВНИИОкеанология. С. 158 – 173.
5. Икорский С.В., Каменский И.Л. Метод дробления горных пород и минералов в стеклянных ампулах при изотопных исследованиях благородных газов//XV симп. по геохимии изотопов (24 – 27 ноября 1998 г., Москва): Тез. докл. М.: ГЕОХИ. 1998. С. 113.
6. Икорский С.В., Степанова А.С. Установка для анализа микровключенных газов, извлекаемых из минералов методом измельчения образцов // Минерал. журн. Т. 12. №6. 1990. С. 88 – 91.
7. Bortnikov N., Bogdanov Y., Chernyshov I., Lein A., Simonov V., Ikorskii S. Modern hydrothermal systems at Mid-Atlantic ridge: magmatic vs. “amagmatic” cycles //32-IGC-20-28 august 2004. Florence. Italy. 2004. P. 1197.
8. Bortnikov N.S., Ikorskii S.V., Kamenskii I.L., Avedisyan A.A., Simonov V.A., Bogdanov Yu.A., Lein A.Yu., Sagalevich A.M., Vikentyev I.V., Stavrova O.O. 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, Eliopoulos et al.(eds). 2003 Millpress, Rotterdam, ISBN 9077017771 – 0.1 а.л.
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 //Chemical geology. 1998. V. 147. P. 27 – 52.

РОЛЬ И ВЛИЯНИЕ ПОСТМАГМАТИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ НА СОСТАВ ФЛЮИДА С ЭПГ ОРУДЕНЕНИЕМ В ГАББРОНОРИТАХ УЧАСТКА ЧУРОЗЕРО, ВОСТОЧНО-ПАНСКИЙ БЛОК, КОЛЬСКИЙ ПОЛУОСТРОВ

В.К. Каржавин, З.М. Волошина, А.У. Корчагин

Геологический институт КНЦ РАН, Анапты, e-mail: karzhavin@geoksc.apatity.ru, voloshina@geoksc.apatity.ru

Объектом исследования настоящей работы явился один из участков интрузива (Чурозеро). Образец для исследования взят из рудоносного горизонта с относительно высоким содержанием платиноидов и представляет собой амфиболитизированный мезократовый габбронорит следующего минерального состава: $Pl_{73}-(Orx_{21}-Crx_{15}-Cum_{24})-Amp-1_{18}-Amp-3_{18}-(Amp-4_{32}-Tlc_6-Chl_{17})-Czo_{12}-Py-Po-Pn-Csp-Pt-Pd$. Химический состав образца следующий (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 этапы кристаллизации: ранняя автометаморфическая, ранняя метаморфическая и поздняя метаморфическая стадии. Эти стадии соответствуют определённым циклам метаморфических событий. Из магматических минералов присутствуют плагиоклаз-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. Роговая обманка развивается по актинолиту, слагая отдельные небольшие участки даже среди сульфидной массы. В образце установлено присутствие клиноцоизита, 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 P - T условий процесса метаморфизма, характеризующих следующую последовательность минералообразования. Наиболее ранняя стадия развития парагенезисов в габбронорите характеризуется кристаллизацией магматического плагиоклаза, ортопироксена и клинопироксена. Для расчета P-T параметров термодинамических условий образования магматических ассоциаций в систему были введены следующие соединения: альбит, анортит, диопсид, ортоэнстатит, клиноцоизит, клинохлор, кварц, магнетит, вода, водород и кислород. В результате термодинамического исследования установлено, что образование $Srx - Orx$ парагенезиса протекало в природной системе при температуре $751.6^\circ C$ и давлении 13.3 кбар. Эти данные (как пример) представлены на P-T диаграмме в виде точки пересечения констант равновесия следующих химических 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) $En + 4 Czo + 2 Qtz = 6 An + 2 Di + 2 H_2O$

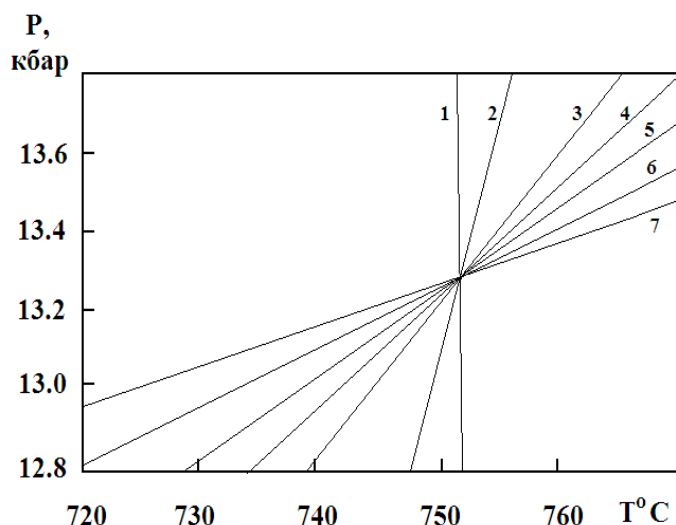
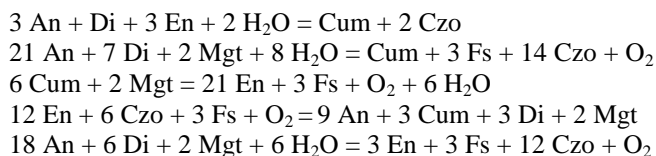


Рис. 1. Пример оценки P-T параметров магматической $Srx - Orx$ ассоциации.

Следующая стадия природного процесса соответствует образованию автометаморфического минерала куммингтонита. Предполагается, что он образовался за счет магматического пироксена в автометаморфическую стадию кристаллизации. Куммингтонит развивается по прожилкам в ортопироксене, в виде оторочки по периферии кристалла, а также псевдоморфно его замещает. Наблюдаемая оторочка куммингтонита вокруг ортопироксена наполнена включениями состоящими из рудных минералов. В результате проведенного расчета установлено, что условия образования Рх-Cum парагенезиса в природной системе соответствовали температуре 623°C и давлению 6.15 кбар. Данные параметры на Р-Т диаграмме также представлены точкой пересечения (аналогичной рис. 1) констант равновесия следующих химических реакций:

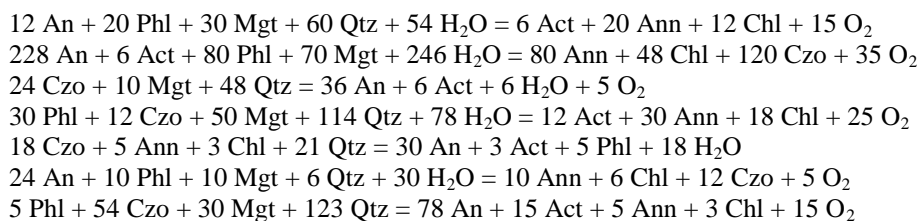


Теоретический расчет термодинамических параметров Pl-Act и Pl-Hbl парагенезисов были произведены в два этапа:

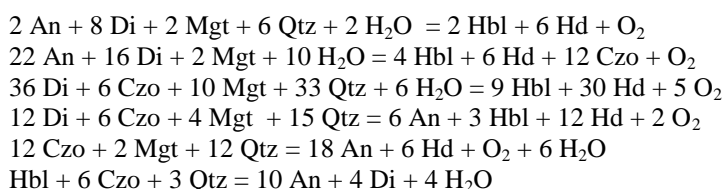
1) ранний этап, который связан с кристаллизацией амфиболов актинолит-тремолитового ряда и актинолитовой роговой обманки, что соответствует зеленосланцевому проявлению;

2) поздний этап, связанный с кристаллизацией магнезиальной роговой обманки и соответствует эпидот – амфиболитовому проявлению метаморфизма.

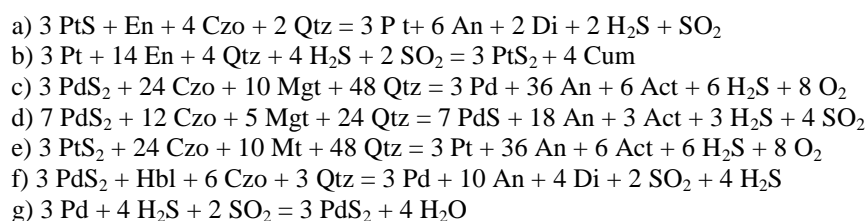
Для расчета Р-Т параметров ранних генераций созданная система содержала в своем составе: альбит, анортит, аннит, флогопит, актинолит клиноцоизит, хлорит, магнетит, кислород, вода, кварц. Результатами расчёта данного состава, характеризующего зеленосланцевый метаморфизм и образование раннего Pl-Act парагенезиса, определены температура и давление процесса. На Р-Т диаграмме при $T = 391^\circ\text{C}$ и $P = 2.17$ кбар получена точка пересечения констант равновесия следующих химических 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 химические реакции:



Рассмотренные выше системы не содержали в своем составе ЭПГ и их соединения. Поэтому дополнительно проведёны аналогичные исследования, в которых предусмотрено введение в изученные системы сульфидов ЭПГ. Результатами расчетов установлено, что вблизи Р-Т параметров каждой структурной зоны (в пределах $\pm 2 - 5$ градусов) протекают дополнительные химические реакции, в которых присутствуют сульфиды и элементы платиновой группы (рис. 2):



Следует отметить, что при термодинамических условиях образования Срх - Орх ассоциации не были зафиксированы химические реакции с участием ЭПГ и их сульфидами. Единственная реакция ($\text{PdS} + \text{Pt} = \text{PtS} + \text{Pd}$) была установлена при более высоких Р-Т параметрах ($T > 800^\circ\text{C}$ и $P > 13.8$ кбар).

Анализируя результаты исследования можно отметить следующие характерные особенности. В процессе метаморфических преобразований, с изменением Р-Т параметров, элементы и соединения платиноидов принимают активное участие и претерпевают совместно с силикатной фазой различные преобразования. В

связи с этим последующим исследованием предусмотрено изучить поведение компонентов твёрдой фазы и состава флюида в присутствии ЭПГ и их халькогенов в процессе метаморфических преобразований.

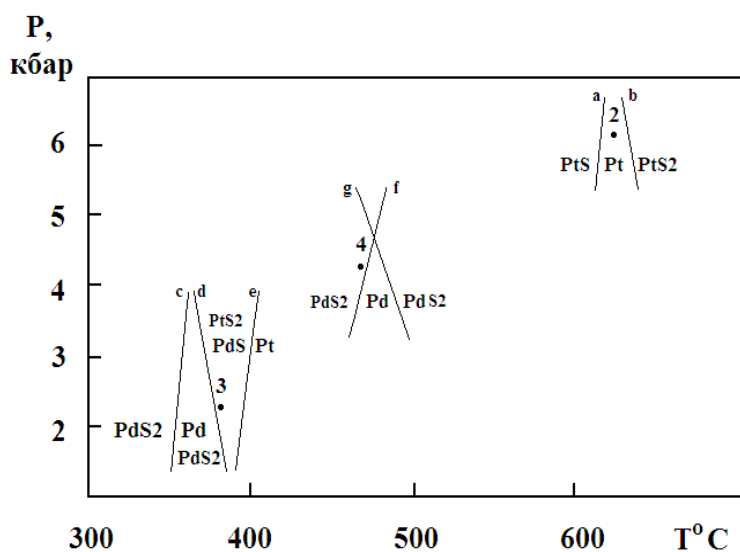


Рис. 2. Параметры давления и температуры автометаморфизма (2), зеленосланцевой (3) и эпидот-амфиболитовой (4) фаций на P-T диаграмме с расположением констант равновесия химических реакций при участии ЭПГ и их сульфидов.

Физико-химическое моделирование поэтапного изменения качественного и количественного состава флюида и твёрдой фазы осуществлялось путём термодинамических расчётов мультисистем для каждой установленной метаморфической (структурной) зоны. Для данной цели были созданы физико-химические 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 мультисистемы была составлена из 34 зависимых компонентов силикатно-халькогенных фаз и флюидной фазы, включающей десять 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 химических соединений [2], дополненной термодинамическими свойствами сульфидов, селенидов, теллуридов и элементов платины и палладия [3, 4].

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 в расчётах давлений и широком интервале температуры. Однако с понижением температуры пирит теряет устойчивость и превращается в пирротин: $FeS_2 \rightarrow FeS$. Ваэсит (NiS) оказался устойчивым только в области автометаморфических преобразований. Халькопирит ($CuFeS_2$) в соответствии с результатами расчётов можно рассматривать как "сквозной" минерал в используемом нами интервале температуры и давления при его постоянном содержании. Из титансодержащих компонентов отмечено постоянное содержание сфена (~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 природной системе прослеживается определённая закономерность (табл. 1). Их максимальное содержание приходится на автометаморфическую стадию. Последующий переход к ранней и поздней стадиям метаморфизма сопровождается рядом закономерных изменений в содержании газов, связанных со сменой окислительных на восстановительные условия среды. Из данных расчётного материала следует, что установленное количество газообразных компонентов являются равновесными с минералами в интервале температур от 334°C до 472°C, что характеризуется началом метаморфических изменений (появление актинолита, роговой обманки). Отсюда следует, что в относительно закрытой природной системе порода-флюид, состав газовой фазы является равновесной с силикатной частью.

Установлено, что по мере протекания метаморфических преобразований прослеживается увеличение содержания водорода. Характер изменения концентраций H_2O , O_2 , CO , CO_2 и CH_4 имеют несколько обратную водороду зависимость. Тенденция в изменениях концентраций серы (с ростом P и T) взаимосвязано с концентрациями SO_2 и H_2S . Анализ результатов теоретических исследований позволил отметить двухактную инверсию валентного состояния серы и серосодержащих компонентов в области температур зеленосланцевой фации с соответствующим изменением окислительно-восстановительных условий среды. Данный эффект чётко прослеживается на примере изменения концентраций H_2S , SO_2 (низкотемпературная) и S_2 (высокотемпературная). Окислительные условия в области высокой температуры и давления сменяются восстановительными 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 параметрах P и T преобладающими ЭПГ соединениями являются следующие халькогены платины (PtS и PtS₂) и палладия (PdS,

PdS₂ и PdSe). При снижении температуры (область низкотемпературной инверсии) отмечено возрастание доли селенидов платины и палладия.

Таблица 1.

Результаты расчёта количественного и качественного состава платиноидов и флюида при указанных P-T параметрах

	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	4.5·10 ⁻⁸	3.1·10 ⁻⁹	9.1·10 ⁻⁹
PtS	3.0·10 ⁻⁵	4.4·10 ⁻⁷	1.0·10 ⁻⁶
PtS ₂	7.5·10 ⁻⁵	1.3·10 ⁻⁸	9.1·10 ⁻⁸
PtSe	2.4·10 ⁻⁶	5.4·10 ⁻⁶	7.2·10 ⁻⁶
PtSe ₂	4.8·10 ⁻⁶	1.1·10 ⁻⁴	1.0·10 ⁻⁴
PtTe	1.7·10 ⁻⁸	6.5·10 ⁻⁹	1.2·10 ⁻⁸
PtTe ₂	2.0·10 ⁻¹⁰	5.3·10 ⁻¹⁰	4.4·10 ⁻¹⁰
Pd	1.8·10 ⁻⁶	2.1·10 ⁻⁷	4.5·10 ⁻⁷
PdS	1.4·10 ⁻³	2.4·10 ⁻⁵	4.8·10 ⁻⁵
PdS ₂	1.1·10 ⁻⁴	7.2·10 ⁻⁹	7.0·10 ⁻⁸
PdSe	1.6·10 ⁻⁴	6.4·10 ⁻⁴	5.8·10 ⁻⁴
PdSe ₂	6.4·10 ⁻⁵	1.1·10 ⁻³	1.1·10 ⁻³
PdTe	1.5·10 ⁻⁶	1.4·10 ⁻⁶	1.4·10 ⁻⁶
PdTe ₂	1.0·10 ⁻⁸	2.9·10 ⁻⁸	2.2·10 ⁻⁸
Флюид: парциальное давление - P_i / фугитивность - f_i			
H ₂	3.4·10 ⁻² 1.2·10 ⁻¹	2.7·10 ⁻¹ 4.9·10 ⁻¹	4.0·10 ⁻¹ 1.1·10 ⁰
H ₂ O	5.7·10 ⁺³ 4.1·10 ⁺³	1.9·10 ⁺³ 3.4·10 ⁺²	3.8·10 ⁺³ 1.3·10 ⁺³
H ₂ S	7.4·10 ⁰ 4.7·10 ⁺¹	1.3·10 ⁰ 1.5·10 ⁰	4.3·10 ⁰ 1.4·10 ⁺¹
O ₂	1.5·10 ⁻¹⁵ 8.4·10 ⁻¹⁵	4.7·10 ⁻²⁹ 9.5·10 ⁻²⁹	3.8·10 ⁻²⁴ 1.410 ⁻²³
SO ₂	1.3·10 ⁺² 1.4·10 ⁺³	7.5·10 ⁻⁸ 9.0·10 ⁻⁸	2.9·10 ⁻⁵ 1.2·10 ⁻⁴
CO	1.5·10 ⁻³ 7.6·10 ⁻⁶	6.2·10 ⁻³ 1.6·10 ⁻²	1.6·10 ⁻² 9.1·10 ⁻²
CO ₂	1.4·10 ⁺² 1.0·10 ⁺³	9.4·10 ⁺¹ 1.5·10 ⁺²	1.5·10 ⁺² 6.4·10 ⁺²
CH ₄	4.8·10 ⁻¹⁰ 4.7·10 ⁻⁹	1.2·10 ⁻¹ 2.8·10 ⁻¹	6.4·10 ⁻³ 3.6·10 ⁻²
C ₂ H ₆	5.1·10 ⁻²² 1.3·10 ⁻²⁰	1.3·10 ⁻⁷ 3.4·10 ⁻⁷	1.2·10 ⁻⁹ 1.2·10 ⁻⁸
S ₂	2.1·10 ⁻¹ 9.2·10 ⁻¹	4.8·10 ⁻⁹ 8.2·10 ⁻⁹	2.2·10 ⁻⁶ 6.6·10 ⁻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

Список литературы

1. Berman R.G. Thermobarometry using multi-equilibrium calculations: a new technique, with petrological applications // Canad. Mineralogist. 1991. V. 29. № 4. P. 833 – 855.
2. Карнов 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 // XV Международная конференция по химической термодинамике в России (тезисы). Т. 1. Москва (МГУ) 2005. С. 75.
4. Каржавин В.К. Термодинамические свойства халькогенов платины и палладия. Ежегодный семинар по экспериментальной минералогии, петрологии и геохимии (ЕСЭМПГ-2006), (тезисы). М.: ОНТИ 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, Анатумы, kaulina@geoksc.apatity.ru; ² ВСЕГЕИ, С-Петербург, sergeev@mail.wplus.net; ³ ГИИ РАН, Москва, shchipansky@mail.ru; ⁴ МГУ, Москва, maryakor@online.ru

Архейские эклогиты в Беломорском подвижном поясе (БПП) установлены в районах с. Гридино (северное побережье Белого моря) [2] и проливов Узкая и Широкая Салма (оз. Имандра, Кольский полуостров) [9]. Для исследуемых эклогитов и эклогитоподобных пород этих районов было проведено U-Pb и Sm-Nd датирование разных генераций граната; качественное и количественное определение составов включений в цирконе, микронзондовые исследования разновозрастных зон циркона с последующим датированием на масс-спектрометре SHRIMP-II (Санкт-Петербург); а также Sm-Nd датирование пород.

U-Pb и Sm-Nd датирование граната

U-Pb методом была 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. В

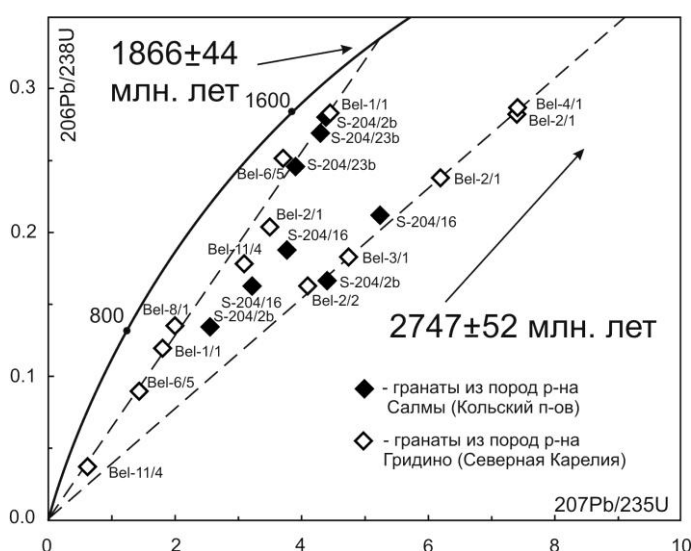


Рис. 1. U-Pb диаграмма для гранатов из пород БПП

результате датирования обнаружилось, 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). То есть, их образование синхронно с хорошо известным и неоднократно датированным этапом высокобарического кианитового метаморфизма возраста 1.9 – 1.85 млрд. лет [1]. Архейский возраст – 2747 ± 52 млн. лет – получен только 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, полученные 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 $T = 740 - 865$ С и их возраст совпадает с данными, полученными по циркону [2]. Для эклогитов Салмы существуют противоречивые петрологические данные: по данным Конилова А.Н. [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 В.О. Япаскурта [6] в породах Салмы эклогитовый парагенезис отсутствует, а гранат образовался в результате метаморфических преобразований продуктов замещения омфацита в условиях фации гранат-клинопироксеновых амфиболитов. Полученные нами 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-плаггиоклазовым 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 архейские гранаты имеют более высокие первичные отношения Nd, то есть 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 так называемые «гранатиты», состоящие главным образом из граната и рутила и ранее считавшиеся реститом частичного плавления

экологитов [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 возрастными, которые также распадаются на две группы: 2890 – 3200 для пород возраста 2970 млн. лет и 2280 – 2030 для «молодых» разновидностей экологитов. И если, в случае гранатита, речь идет о полностью перекристаллизованной в свекофенское время разновидности архейского экологита, 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 экологитовый парагенезис (Omp+Grt), образовавшийся при T около 700°C и P – 13 – 14 кбар (Конилов – А.Н., личное сообщение). Таким образом, можно предполагать наличие двух этапов экологитового метаморфизма - архейского и протерозойского. Поскольку вторая экологитизация проявлена локально, то она, скорее всего, связана с деформацией в сдвиговых зонах, широко проявленных в этом районе. В зонах отсутствия вторичной экологитизации вероятно реализуется механизм образования граната, связанный с декомпрессией [6].

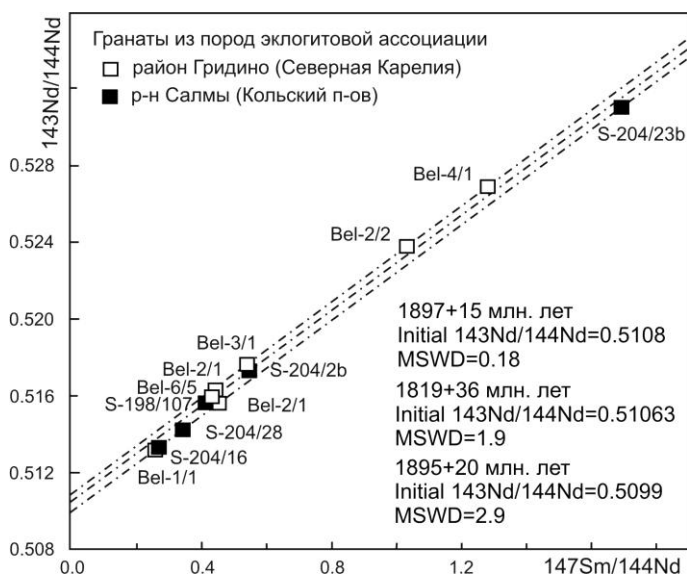


Рис. 2. Sm-Nd изохроны для гранатов из пород БПП, образование параллельных изохрон связано с разным, но близким первичным отношением изотопов Nd, а одинаковый наклон определяет близкий возраст.

U-Th-Pb SHRIMP датирование циркона

Для исследованных пород Салмы (экологит, экологит-рестит и плагиогранитоидная жила адакитовой направленности, которая предположительно представляет собой результат частичного плавления экологита с образованием экологита-рестита [5]) было проведено комплексное изучение циркона (микросонд MS-46 Cameca (Апатиты), микросондовый комплекс на базе Jeol JSM-6480LV с энергодисперсионной приставкой «INCA-Energy – 350 (Москва)» с последующим датированием на масс-спектрометре SHRIMP-II (Санкт-Петербург). В результате исследований циркона из пробы экологита-рестита установлено: наименее измененные участки с высоким Th/U отношением – 1.6 – 3.0 (характерным для цирконов из основных пород) и присутствием иттрия (Y_2O_3 – 0.2 – 0.5%) имеют возраст 2885+/-45 млн. лет (Рис. 4а), который, скорее всего, отражает время магматической кристаллизации протолита экологитов. Датирование других участков показало, что они представляют собой либо результат вторичных изменений исходного циркона, либо (более вероятно) рост новой фазы циркона, возможно связанного с экологитовым метаморфизмом (и образованием парагенезиса Grt +Omp + Qtz + Ru), поскольку эти «измененные» участки (с большим количеством включений) 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). Плагиогранитоидная жила (адакит) закристаллизовалась 2778 ± 23 млн. лет, при этом она содержит захваченные цирконы с высоким Th/U отношением и возрастом 2866 млн. лет, близким к возрасту неизменного циркона из экологита-рестита. Поэтому, возможно образование этой жилы действительно связано с плавлением экологитов. В таком случае, именно плавление могло привести к частичному расплавлению/растворению старых цирконов в экологитах и их новому росту с захватом включений. Поскольку в жиле также отмечен экологитовый парагенезис, то экологитовый метаморфизм был позднее 2778 млн. лет.

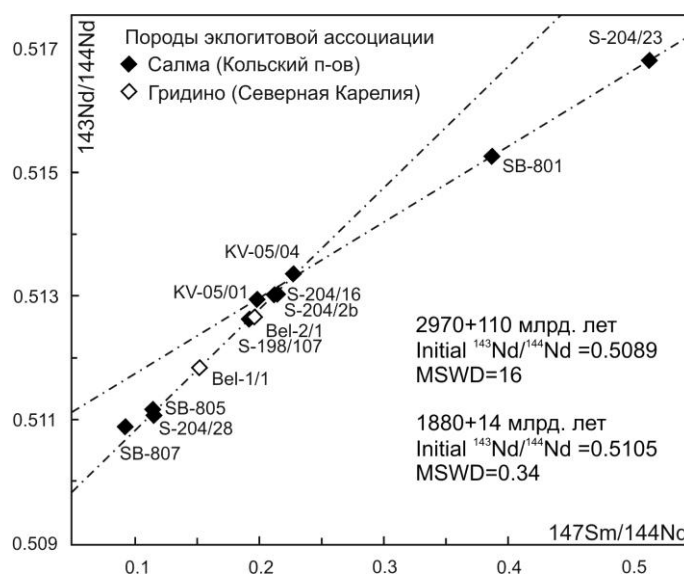


Рис. 3. Sm-Nd изохрона для валовых проб пород экологитовой ассоциации

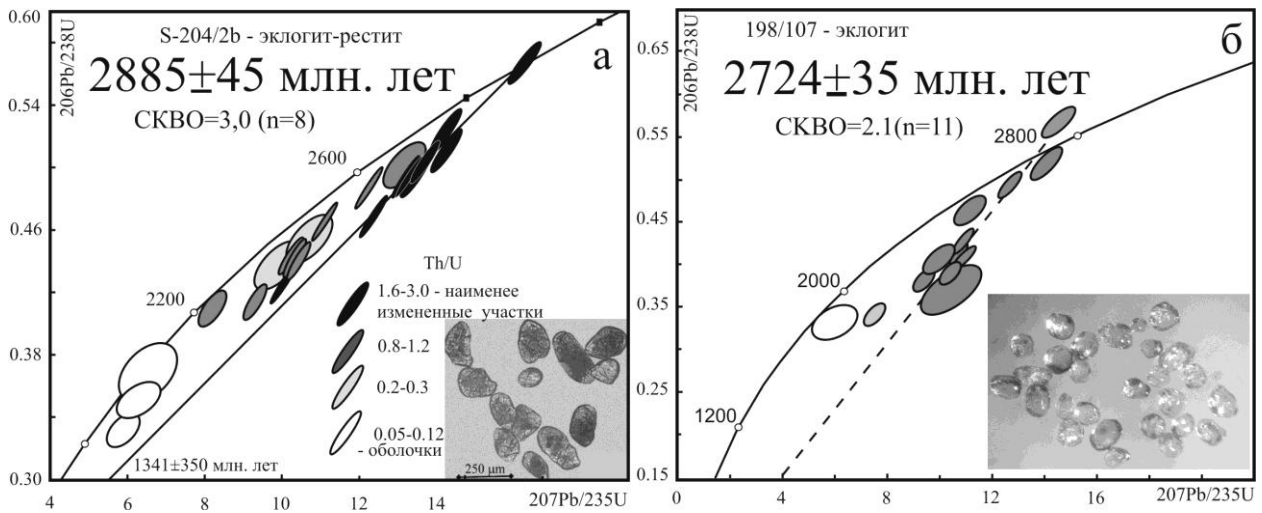


Рис. 4. U-Pb диаграммы для циркона из проб Салмы: а) эклогита-рестита и б) эклогита

В пробе эклогита отмечено два типа циркона: изометричные низкоурановые с высоким Zr/Hf (56 – 66) и низким Th/U (0.22 – 0.58) отношениям 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. 4б) совпадает с возрастом аналогичного метаморфического циркона из архейских эклогитов района Гридино (2720 ± 6 млн. лет – [2]). Поэтому, возможно именно этот возраст отражает время проявления эклогитового метаморфизма. Этот возраст близок к возрасту высокobarического гранулитового метаморфизма Беломорья – 2710 ± 15 млн. лет, отвечающему началу коллизионного этапа в эволюции БПП [1]. Циркон второго типа имеет возраст 2703 ± 9 Ma [12]. Его образование уже не связано с метаморфизмом высоких параметров, для которого не характерны цирконы с большим содержанием примесей, то есть коричневый циркон пост-датирует эклогитовый метаморфизм. Наличие в этих цирконах включений клинопироксена с содержанием жадеита 5 – 6% подтверждает рост цирконов на стадии декомпрессии, то есть можно считать, что декомпрессия началась 2703 млн. лет назад. При этом заключительная стадия декомпрессии (образованием Сrx-P1 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. Этот циркон отличается очень низким содержанием урана и тория (до 50 ppm) и обогащен гафнием (до 2.6%). Возраст новых зерен и оболочек 1874 – 1899 млн. лет (в разных пробах) отвечает заключительной стадии метаморфических преобразований эклогитов, которую они испытали совместно с окружающими ТТГ гнейсами, содержащими метаморфические цирконы такого же возраста [1].

Геодинамическая интерпретация полученных результатов

Проблема генезиса эклогитов является предметом постоянных дискуссий. В настоящее время существует три точки зрения на образование исследованных эклогитов Гридинской 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 как архейских так и протерозойских пород произошла только в протерозое в сдвиговых зонах; 3) магматогенная модель, согласно которой «омфацит является продуктом ликвидусной интрателлурической кристаллизации базитовой расплава, попал в коровые породы вместе с материнским расплавом» и не парагенен с гранатом, который образуется на стадии декомпрессии по Сrx-P1 симплектитам [6]. Полученными нами геохронологические данные, во-первых, подтверждают два этапа образования эклогитов, во-вторых, подтверждают 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). К тому же, получены косвенные доказательства одновременности образования граната и омфацита: отсутствие включений в цирконе возраста 2885 млн. лет и присутствие низкожадеитового клинопироксена в цирконе возраста 2703 млн. лет предполагает образование омфацита между 2885 и 2703 млн. лет, то есть 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 [например, 7, 8, 11, 13]. А также, 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, так как по геохимическим данным эклогит-рестит сильно обогащен HFSE [5]. Таким образом, полученные изотопно-геохимические и геохронологические данные лучше всего согласуются с субдукционной моделью образования архейских эклогитов.

Список литературы

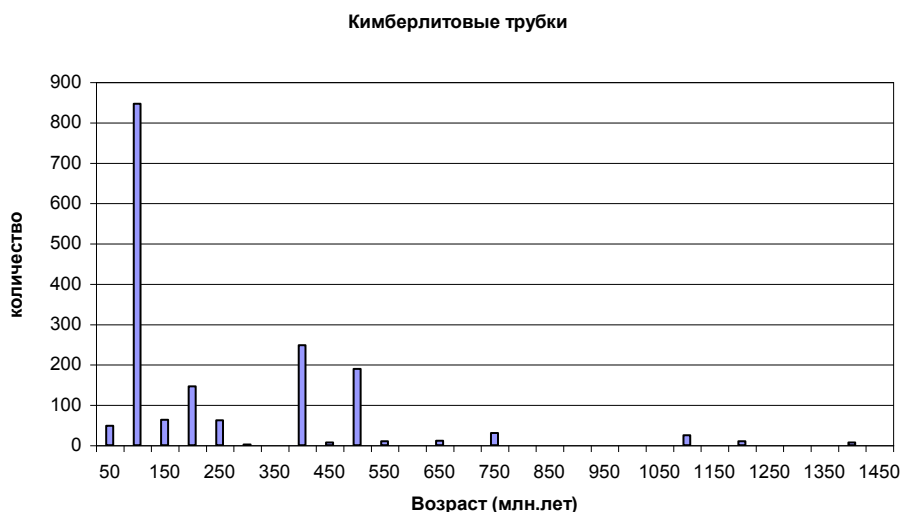
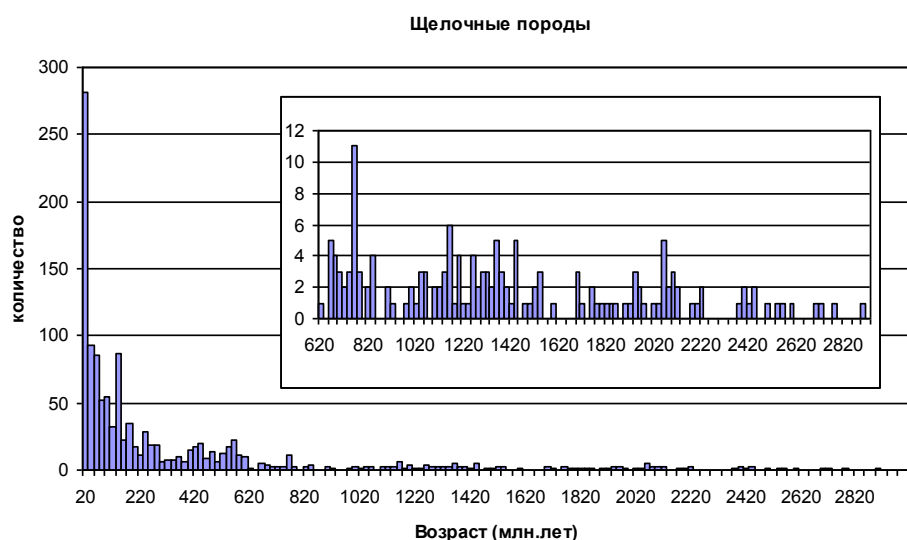
1. Бибикова Е.В., Богданова С.В., Глебовицкий В.А., Клайссон С., Щельд Т. Этапы эволюции Беломорского подвижного пояса по данным U-Pb цирконового геохронологии (ионный микрозонд NORDSIM) // Петрология. 2004. Т. 12. № 3. С. 227 – 244.
2. Володичев О.А., Слабунов А.И., Бибикова Е.В., Конюков А.Н., Кузнецов Т.И. Архейские эколгиты Беломорского подвижного пояса, Балтийский щит // Петрология. 2004. Т. 12. №6. С. 609 – 631.
3. Каулина Т.В., Ананасевич Е.А., Савченко Е.Э., Серов П.В. Эволюция позднеархейских эколгитов Кольского полуострова (северо-восточная часть Балтийского щита): U-Pb и Sm-Nd данные // Материалы III Российской конференции по изотопной геохронологии «Изотопное датирование процессов рудообразования, магматизма, осадконакопления и метаморфизма». 2006. Т. 1. С. 292 – 296.
4. Травин В.В., Козлова Н.Е. Локальные сдвиговые деформации как причина эколгитизации (на примере структур Гриндинской зоны меланжа, Беломорский подвижный пояс) // ДАН. 2005. Т.405. № 3. С. 1275 – 1279.
5. Щипанский А.А., Конюков А.Н., Минц М.В., Докукина К.А., Соколикowa С.Ю. Геодинамика формирования ранней континентальной коры в свете открытия архейских эколгитов в Беломорском подвижном поясе, Кольский полуостров. // Мат-лы XXXVIII Тект. совещания. Том II. М.: ГЕОС. 2005. С. 389 – 392.
6. Япаскurt В.О., Плечов П.Ю., Котова Е.В., Черткова Н.В. Механизмы формирования и эволюции докембрийских «эколгитов» Беломорского подвижного пояса // Тез. докл. конф. “Ломоносовские чтения”. М.: 2006.
7. Kaneko Y., Katayama I., Yamamoto H., Misawa K., Ishikawa M., Rehman H., Kausar A., Shiraishi K (2003) Timing of Himalayan ultrahigh-pressure metamorphism: sinking rate and subduction angle of the Indian continental crust beneath Asia. J. Metamorphic Geol., 21. P. 589 – 599.
8. Katayama I., Parkinson C.D., Okamoto K., Nakajima Y. And Maruyama S. (2000) Supersilicic clinopyroxene and silica exsolution in UHPM eclogite and pelitic gneiss from the Kokchetav massif, Kazakhstan. American mineralogist, V. 85. P. 1368 – 1374.
9. Konilov A.N., Shchipansky A.A., Mints M.V., Volodichev O.I. (2004). Petrology of eclogites of the Belomorian Province. 32 IGC Florence 2004, Abstracts, Part.1. P.108.
10. Konilov A.N., Shchipansky A.A., Mints M.V. (2005) Belomorian HP-UHP metamorphic Archean belt of the Pacific type. International Conference on Precambrian Continental Growth and Tectonism (PCGT-2005). Abstract Volume. February 22 – 24. 2005. Jhansi, India. P. 239 – 242.
11. Liu Fulai, Xu Zhiqin, Xue Huaimin. (2004) 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. 78. P. 411 – 429.
12. Natapov L.M., Belousova E.A., Griffin W.L. and O'Reilly S.Y. (2005) U-Pb Dating and Hf-isotope Analysis of Zircons from Salma Eclogites, Kola Peninsula, Russia (PART II). GEMOC Report IMP-2005/1/GEMOC
13. Zircon. Reviews in mineralogy & geochemistry (2003) V53. Editors: J.M. Hanchar & P.W.O. Hoskin. 500 p.

ОБОГАЩЕННЫЕ МАНТИЙНЫЕ РЕЗЕРВУАРЫ – ИСТОЧНИКИ ЩЕЛОЧНОГО И КИМБЕРЛИТОВОГО МАГМАТИЗМА И ПРОБЛЕМА ИХ РУДОНОСНОСТИ

Л.Н. Когарко

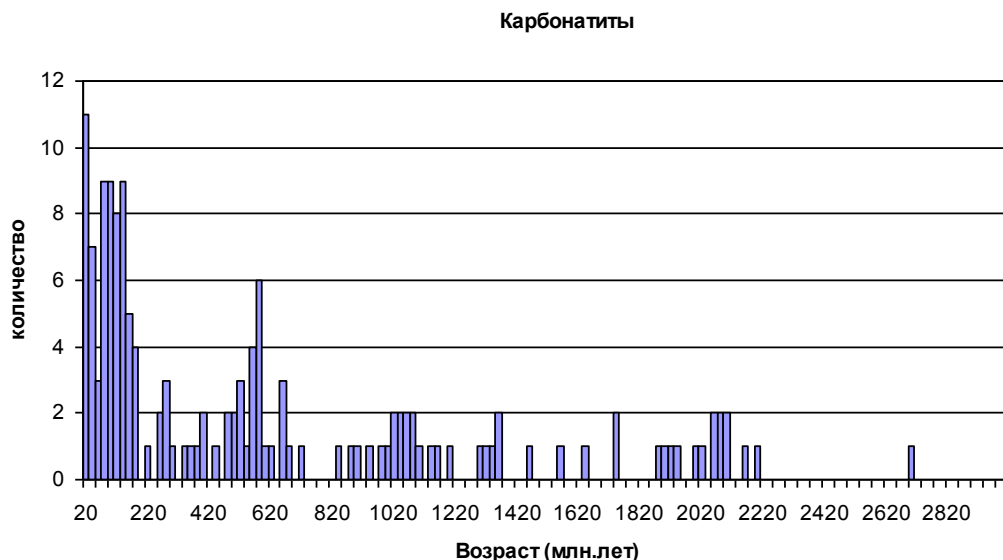
ГЕОХИ РАН, Москва, kogarko@geokhi.ru

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 редкометальные 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, так же 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).



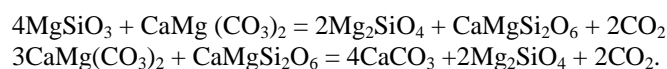
Появление щелочных пород и карбонатитов на границе архей - протерозой совпало с целым рядом крупных событий на Земле. Большинство авторов именно с этим рубежом связывают смену геодинамического режима нашей планеты - к тектонике плюмов присоединилась тектоника плит. На этом этапе развития Земли возникла кислородная атмосфера, произошло окисление океанических осадков. В качестве геохимического следствия глобальной дегазации субдцированного 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 глубоких 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.



Одной из интересных проблем является тот факт, что интенсивность кимберлитового магматизма растет в геологическом времени, а алмазоносность 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 алмазоносность кимберлитов уменьшалась.

Проведенные нами исследования мантийного материала ряда океанических островов и Восточной Антарктиды показали наличие в них 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, мы рассчитали их содержания в мантийных карбонатных расплавах. Интересно отметить, что средний состав кальциевых карбонатитов Мира попадают в интервал рассчитанных значений для мантийных метасоматических флюид-расплавов. Полученные результаты позволяют предложить новую двустадийную модель генезиса богатых кальцием карбонатитов и кимберлитов

1 – метасоматическая верлитизация и карбонатизация мантийного материала, 2 – частичное плавление верлитизированной мантии в результате чего возникают либо богатые карбонатами расплавы либо две несмешивающиеся жидкости (при наличии достаточного количества щелочей) -силикатная и карбонатитовая. Если концентрации серы были значительны, то появляется третья несмешивающаяся жидкость. Возможность карбонатно-сульфидно-силикатной несмесимости подтверждается нашими экспериментальными данными. [2]. Развитие карбонатитового магматизма на Канарских островах, островах Зеленого мыса, ос-ве Фернандо ди Наронья, восточной Антарктиде повидимому связано с крупномасштабными процессами мантийного метасоматоза в Южной Атлантике.

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, а возможно и сами кимберлитовые магмы могут выступать в роли агентов карбонатного метасоматизма.

Список литературы

1. Когарко Л.Н. Щелочной магматизм в ранней истории Земли. // Петрология, 1998. Т. 6. № 3. С. 251 – 258. МАИК "Наука". Москва
2. Kogarko L.N., Slutsky A.B. Carbonate-silicate-sulphide liquid immiscibility in the metasomatized upper mantle (2004). LITHO. S. 60 – 65

ОСОБЕННОСТИ МИНЕРАЛООБРАЗОВАНИЯ В ЛОВОЗЕРСКОМ ЩЕЛОЧНОМ МАССИВЕ ПО ИЗОТОПНЫМ ГАЗО-ГЕОХИМИЧЕСКИМ ДАННЫМ

В.А. Нивин

Геологический институт КНЦ РАН, Anatumy, nivin@geoksc.apatity.ru

Ловозерский массив фельдшпатоидных сиенитов и фойдолитов изучен довольно детально и всесторонне. Тем не менее, ряд вопросов, касающихся условий, в частности, флюидного режима, и последовательности минералообразования, включая формирование рудной (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 (расслоенного) комплекса массива. Используемая методика изучения изотопного состава гелия и аргона уже неоднократно 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, а вторым - 16 образцов мономинеральных фракций (табл. 1). Теоретически ожидаемые концентрации изотопов гелия и аргона в минералах рассчитывались исходя 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	^4He , 10^{-6} см ³ /г	$^3\text{He}/^4\text{He}$ 10^{-8}	^{40}Ar 10^{-6} см ³ /г	$^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$
Номер	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	- « -	Луяврит	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	- « -	Луяврит	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	Цеолиты	Гидротермалит	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	- « -	Луяврит	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	- « -	Луяврит	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 осуществлялась С.В. Икорским.

В газах, выделенных плавлением образцов, наибольшие вариации (до 5 порядков величины) характерны для ^4He , концентрации которого обусловлены здесь преимущественно содержанием в минералах радиоактивных U и Th. Поэтому максимальные количества этого изотопа выявлены в лопарите. Сравнительно высокие отношения $^3\text{He}/^4\text{He}$ обнаружены в виллиомите из фойяита и гидротермальном кварце. Остальные минералы характеризуются коровыми, радиогенными значениями изотопно-гелиевого отношения.

Максимальные отношения $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ и содержания ^{40}Ar измерены в нефелине и полевом шпате. Для большинства же образцов свойственны весьма низкие значения этих показателей. В образце ювита-уртита общий изотопный состав газов изучен в главных породообразующих минералах (№№ 1 – 3 и 10 в табл. 1) и в 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 около 400. Таким образом, при сравнительно близких концентрациях гелия и отношении $^3\text{He}/^4\text{He}$, за исключением цеолитов, отличающихся пониженными значениями этих показателей, по закономерному увеличению доли атмосферного аргона в составе газов парагенные минералы в ювита-уртите образуют следующий ряд: клинопироксен – нефелин – щелочной полевой шпат – содалит – цеолиты. Этот ряд соответствует последовательности формирования минералов, если для нефелина и полевого шпата принимать за таковое не первичную их кристаллизацию из расплава, а завершение метасоматического преобразования. Сравнение измеренных и рассчитанных концентраций изотопов гелия показывает, что, как и породы в целом [6], изученные минералы в большинстве своем потеряли существенную часть радиогенного ^4He (табл. 2). Достаточно высокие отношения $^3\text{He}_\text{и}/^3\text{He}_\text{р}$, 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 своем газовые, существенно углеводородные и вторичные по относительному 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 в меньших пределах, чем в минералах в целом (табл. 1, рис. 1 и 2). Больше всего гелия выделяется при измельчении опять же лопарита, а также нефелина из ювита нижней части комплекса (обр. 16), отличающегося и наиболее высоким $^3\text{He}/^4\text{He}$ отношением. Максимальное содержание аргона установлено во флюидных включениях в полевом шпате из насыщенного углеводородными газами фойяита (обр. 18). Оба упомянутых образца характеризуются повышенными, по сравнению со всеми остальными, отношениями $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$, минимальные значения которых обнаружены в апатите, лопаритах и пироксенах.

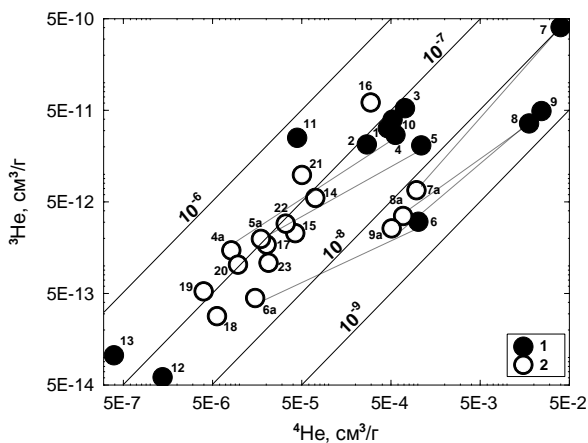


Рис. 1. Изотопы гелия, выделенного плавлением (1) и измельчением (2) образцов ловозерских минералов. Сплошными линиями показаны равные отношения $^3\text{He}/^4\text{He}$, пунктирными – соединены точки одноименных образцов.

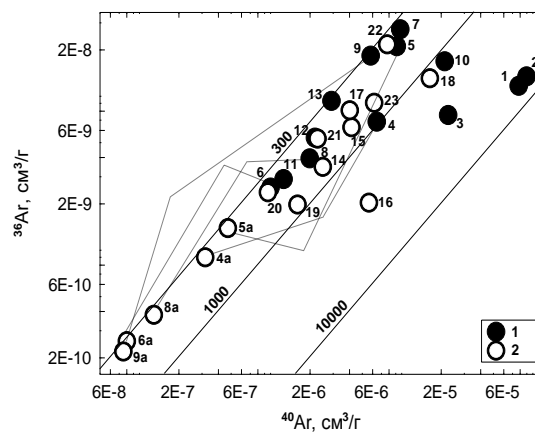


Рис. 2. Взаимосвязь изотопов аргона в минералах. Условные обозначения – см. рис. 1. Сплошные линии – равные отношения $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$.

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 в этом случае.

Графическое 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, на этой диаграмме выделяются три группы минералов: (1) лопариты и апатит, характеризующиеся более высокими, чем типичные для коры, значениями $^4\text{He}/^3\text{He}$ отношения, (2) преимущественно 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 явное 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 карбонатитами [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, пусть, возможно, и менее глубинном источнике родительских расплавов [1]. Наиболее вероятными причинами такого несоответствия газогеохимических 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 также 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, очевидно, 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, что этот минерал весьма неустойчив к постмагматическим изменениям и мог захватить атмосферный аргон, как во флюидные включения, так и в 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

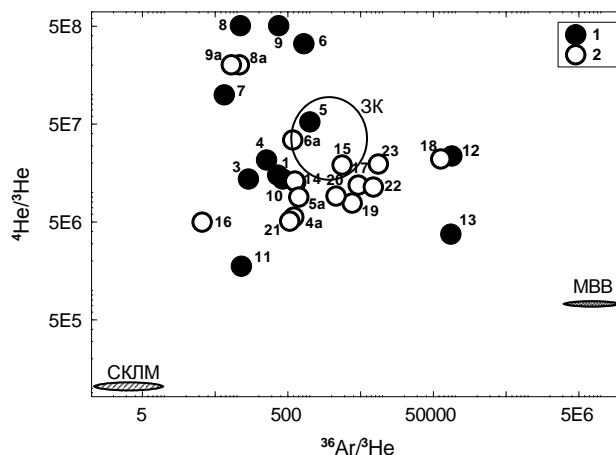


Рис. 3. Соотношения изотопов гелия и аргона в минералах в целом (1) и во флюидных включениях (2).

Области соответствующих отношений в земной коре (ЗК), субконтинентальной литосферной мантии (СКЛМ) и метеорных водах с растворенным атмосферным воздухом (МВВ) выделены по [14] и др.

трехчленных (уртит-фоййит-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 кристаллизации в рудных залежах [4, 15], а 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, осуществлявшему 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 полуострова: в 3-х томах. Том 2. Полезные ископаемые, минералогия, петрология, геофизика. Апатиты: Изд. 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 // XV Симпозиум по геохимии изотопов, 24-27 ноября 1998 г., Москва. Тезисы докладов. М., 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 полуострова (Россия) // Геол. руд. месторожд. 1999. Т. 41. № 5. С. 387 – 403.
5. Когарко Л.Н. Клинопироксеновый мониторинг химической эволюции агапитовой магмы (Ловозерский массив, Кольский полуостров) // Всерос. семинар с участием стран СНГ «Геохимия магматических пород», школа «Щелочной магматизм Земли». Материалы годичной сессии 20 – 21 марта 2002 года. М., 2002. С. 48.
6. Нивин В.А., Икорский С.В. Особенности формирования Ловозерских редкометалльных месторождений (Кольский полуостров) по изотопно-газовым (He, Ar) данным // Глубинный магматизм, магматические источники и проблемы плюмов. Труды II Международного 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 // Материалы семинара «Геохимия магматических пород», труды научной школы «Щелочной магматизм Земли», 26-27 апреля 2005 г., г. Москва. Москва. 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. Труды II Ферсмановской научной сессии Кольского отделения Российского минералогического общества, посвященной 140-летию со дня рождения В. Рамзая. Апатиты, 18 – 19 апреля 2005 г./ Научн. ред. Ю.Л. Войтеховский, А.В. Волошин, О.Б. Дудкин. – Апатиты: Изд-во «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 полуостров // Минералогия во всем пространстве сего слова. Труды III Ферсмановской научной сессии, посвященной 50-летию Кольского отделения РМО. Апатиты, 27 – 28 апреля 2006 г./ Научн. Ред. Ю.Л. Войтеховский, А.В. Волошин, О.Б. Дудкин. Апатиты: Изд-во 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 нижнемантийного плюма в девонских щелочно-ультраосновных-карбонатитовых комплексах Кольского полуострова 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 // Geochimica et Cosmochimica Acta. 1999. V. 63. № 10. P. 1595 – 1604.
15. Kogarko L.N., Williams C.T. and Woolley A.R. Chemical evolution and petrogenetic implications of loparite in the layered, agpaitic Lovozero complex, Kola Peninsula, Russia // Mineralogy and Petrology. 2002. V. 74. P. 1 – 24.
16. Matyrin 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, Anatumy, 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 также 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 относительно изучены только в рудничных горных выработках [2]. Единственной на сегодня 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 полуострова [7]. Одной из особенностей газовой съемки по подпочвенному воздуху, проводившейся в регионе в ограниченных объемах и достаточно давно [4 – 6], является необходимость адаптации традиционной, в общем, 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 неравнозернистыми 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 пачки. Мощность отдельных слоев варьирует от нескольких сантиметров до десятков метров. ДК в значительной своей части перекрыт породами третьей интрузивной фазы, образующими воронкообразное тело эвдиалитового комплекса (ЭК). Этот комплекс сложен разнозернистыми 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 загерметизированных в приустьевой части субвертикальных скважинах глубиной от 0.7 до 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 лагунную трубку диаметром 10 мм. Вблизи верхнего конца трубки крепились или 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 газозвушной смеси отбирались в стеклянные бутылки или бюретки, 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 отобранных проб проводился на лабораторных хроматографах с определением CH_4 , C_2H_6 , CO_2 . Примерно в третьей части проб определялись также H_2 и более тяжелые гомологи метана (до пентанов включительно). Минимальные определяемые концентрации перечисленных газовых компонентов примерно соответствовали или незначительно превышали их средние содержания в чистом 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 этих превышений зафиксировано на площади ЭК, вблизи его контакта с ДК. Однако 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

величины) концентрациях и в меньшем количестве проб (этан в 16-ти из 60, бутан в 7 из проанализированных 19-ти). В двух из 19 проб установлено присутствие водорода. Преимущественно в тех же скважинах, что и бутан, и в сопоставимых содержаниях обнаруживаются этилен и бутилен. Среднее значение отношения CH_4/C_2H_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 взаимосвязаны. Так, 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. Следует отметить, что 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 ЭЖ, соответственно, 0.12 и 0.19 об. %.

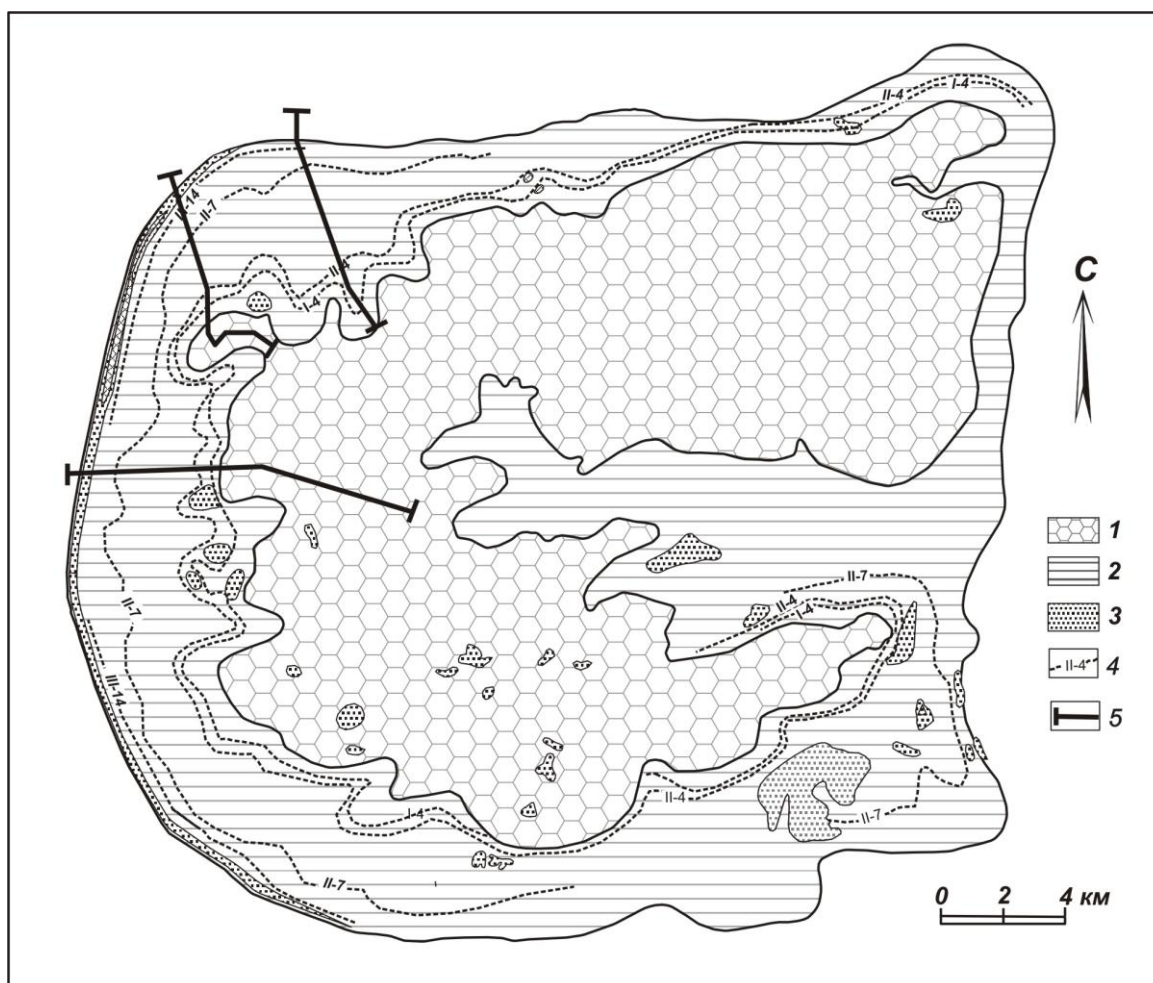


Рис. 1. Схематическая геологическая карта Ловозерского щелочного массива.

Породы эвдиалитового (1) и дифференцированного (2) комплексов, пойкилитовые сиениты (3); 4 – маркирующие рудные горизонты; 5 – положение газосъемочных профилей.

По сравнению с соседним Хибинским [5], в подпочвенном воздухе Ловозерского массива содержания диоксида углерода и метана, в среднем, оказались заметно (примерно в два раза и более) 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 давно завершилась. Поэтому здесь и не фиксируется сколько-нибудь заметного газового потока. Большая часть диоксида углерода в рыхлых отложениях имеет, очевидно, приповерхностное происхождение – биохимическое и за счет химических реакций при выветривании пород.

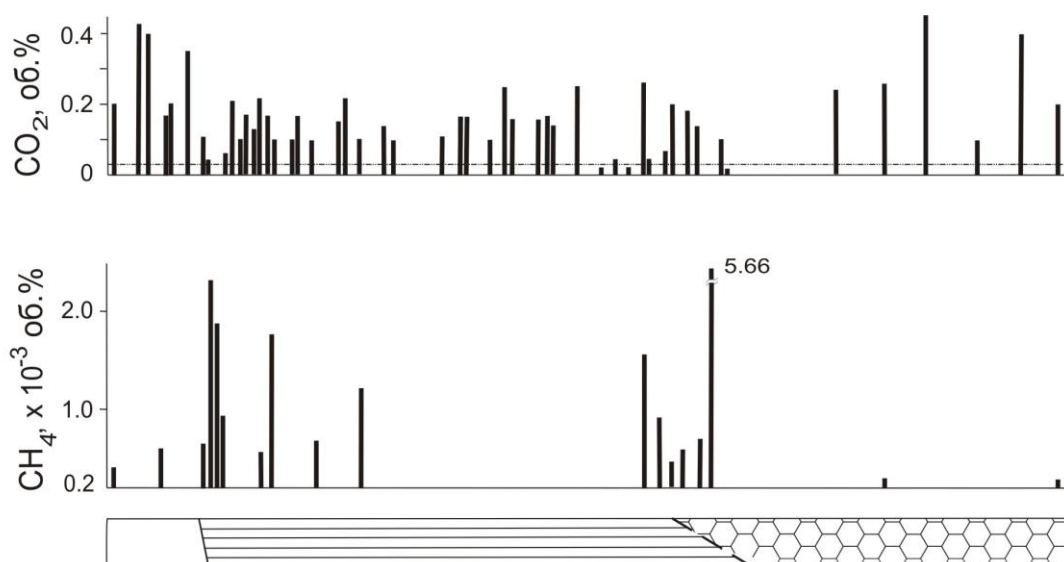


Рис. 2. Распределение метана и диоксида углерода в подпочвенном воздухе по объединенному профилю через главные комплексы северо-западной части Ловозерского массива.

Условные обозначения пород см. на рис. 1. Горизонтальная пунктирная линия – среднее содержание CO_2 в атмосфере.

В целом, опыт газовой съемки по подпочвенному воздуху на Ловозерском массиве представляется успешным, а дальнейшее развитие подобных работ – перспективным. Особого внимания в этом плане 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, включая уникальную популяцию сига.

Авторы искренне признательны А.В. Галкиной за участие в организации и проведении полевых работ и В.Ф. Подурушину 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 полуостров) // 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.* Углеводородные 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 полуострове // Новое в изучении минерально-сырьевых ресурсов Мурманской области. 1988 год. (Редкометальное сырье. Минералогия четвертичных отложений. Методические разработки). Под ред. В.З. Негруцы: Препр. - Апатиты, 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. 171с.
6. *Петерсилье И.А., Увадьев Л.И., Икорский С.В., Припачкин В.А.* О возможности использования газовой съемки для поисков никеля на Кольском полуострове // Научные основы геохимических методов поисков месторождений полезных ископаемых и оценки потенциальной рудоносности магматических и метаморфических комплексов докембрия. Апатиты: изд-во 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, *Anatunty nitkina@geoksc.apatity.ru; bayanova@geoksc.apatity.ru*

Рудосодержащие породы Федорово-Панского расслоенного массива являются частью новой Кольской платинометалльной 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 полуострова 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].

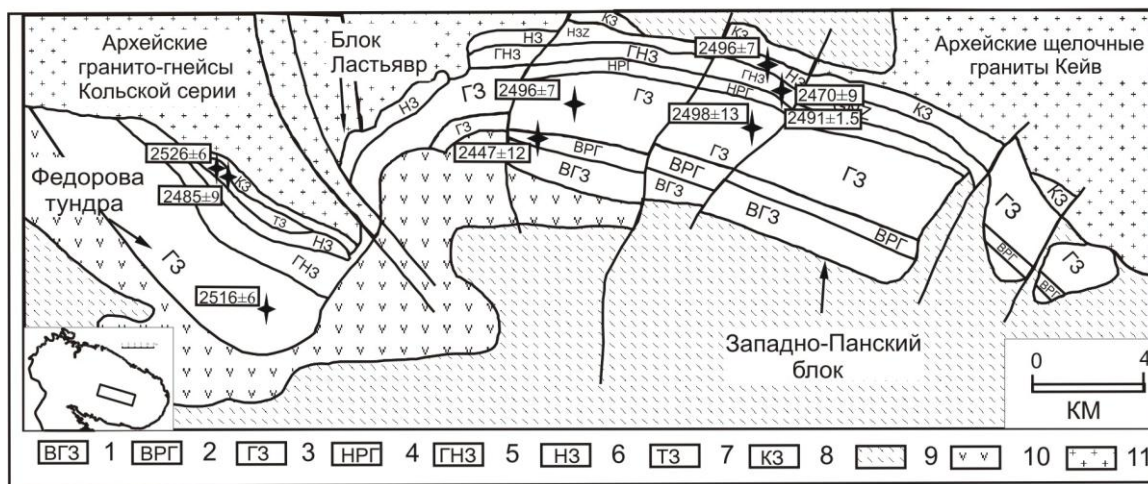


Рис. 1. Геологическая схема строения Федорово-Панской платиноносной расслоенной интрузии [8], геохронологическая изученность массива и точки отбора геохронологических проб.

1 – Верхняя габброноритовая зона; 2 – Верхний расслоенный горизонт; 3 – Зона габбро; 4 – нижний расслоенный горизонт; 5 – Главная габброноритовая зона; 6 – Зона норитов; 7 – Зона тацитовых габброноритов; 8 – Краевая зона; 9 – ледниковая морена; 10 – Вулканические породы зоны Имандра-Варзуга; 11 – Архейские граниты/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-металльное оруденение и относительно богатое Cu-Ni сульфидное оруденение в базальных частях массива (особенно Федоровское месторождение); около 2470 млн. лет [1] – пегматоидные габбро-анортозиты и, вероятно, связанные с их флюидами богатые Pt-металльные руды Нижнего расслоенного горизонта месторождения Малая Пана; около 2450 млн. лет [1] – анортозитовые инъекции и, возможно, локальные линзовидные скопления богатых Pt-Pd рудопоявлений Верхнего расслоенного горизонта.

Федоровское месторождение является западной частью интрузива и имеет площадь примерно 45 км². Его протяженность с северо-запада на восток составляет 15 км, а ширина возрастает с запада на восток от нескольких сотен метров до 6 км [8, 3, 7].

Месторождение (рис. 2) снизу вверх слагают следующие зоны [8, 7]. Краевая зона мощностью от 50 до 100 м, состоящая из сланцев по основным породам. Выше по разрезу ее сменяет зона оруденелых Тацитовых габброноритов мощностью 150 – 300 м. Данная зона содержит большое количество блоков 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 – это Норитовая зона, содержащая нориты и плагиоипироксениты, имеет мощность от 50 до 200 м. На границе Норитовой и Габброноритовой зон представлены несколько горизонтов малосульфидной PGE-содержащей минерализации, залегающие согласно с расслоенностью массива. Этот тип рудовмещающих тел - стратиформный. Мощность интервала с сульфидной минерализацией изменяется от 10 – 20 до 100 м.

Таблица 1.

Изотопные U-Pb данные для циркона из Федоровского месторождения

№ п/п	Навеска, мг	Содержание, ppm		Изотопный состав свинца ¹			Изотопные отношения и возраст, млн. лет ²			Rho ³
		Pb	U	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}}$	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{207}\text{Pb}}$	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{208}\text{Pb}}$	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{235}\text{U}}$	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$	
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 [8, 7, 4]. 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 анортзитов.

На изотопное U-Pb датирование циркона (рис. 2) из керна рудовмещающего стратиформного месторождения были 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 около 2 мг, циркон в них представлен обломками.

Три популяции циркона из пробы габбро F10-B на изотопное U-Pb датирование были 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-

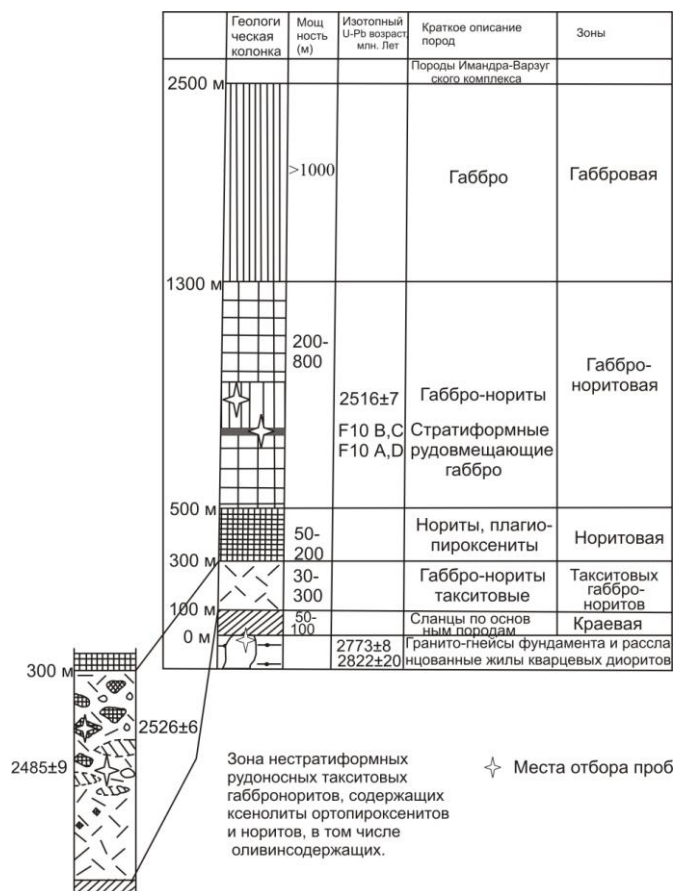


Рис. 2. Схематическая геологическая колонка Федоровского блока [8].

новые обломки циркона -0.1 мм, третья - коричневые обломки циркона -0.1 мм и четвертая – розовые обломки циркона +0.1 мм. На U-Pb диаграмме дискордия, построенная по четырем фигуративным точкам, имеет верхнее пересечение с конкордией, равное 2515 ± 12 млн. лет, СКВО = 1.8 (рис. 4, табл. 1).

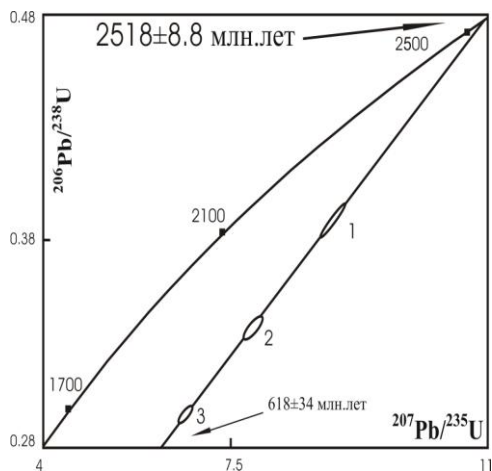


Рис. 3. Изотопная U-Pb диаграмма с конкордией для циркона из рудного габбро (F10-B) Федоровского месторождения

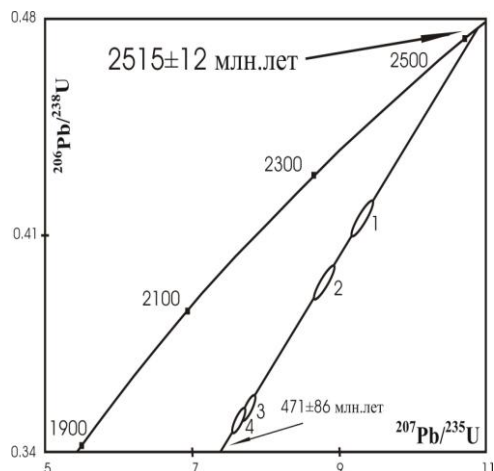


Рис. 4. Изотопная U-Pb диаграмма с конкордией для циркона из рудного габбро с оливином (F10-D) Федоровского месторождения

В результате проведенного изотопного U-Pb датирования проб из верхнего и нижнего стратиформных рудных тел получены изотопные U-Pb возраста их образования: 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 данным U-Pb датирования пород массива 2526 – 2516 млн. лет. Возраст нестратиформного рудного тела установленный ранее равен 2485 ± 9 млн. лет, он отражает время наложенного процесса, с которым связано образование рудной минерализации нестратиформного типа. Полученные в данной работе возраста подтверждают геологические предположения наличия двух стадий рудообразования в Федоровском месторождении: стратиформного, одновозрастного с образованием расслоенности массива (2.52 млрд. лет), и нестратиформного более позднего наложенного на расслоенность пород массива (2.49 млрд. лет). Все полученные возраста увеличивают банк геохронологических данных для расслоенных массивов северо-востока Балтийского щита.

Авторы благодарны академику 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 № 07-05-00956 и “офи-а” № 05-05-08208, НШ–1413.2006.5, 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 полуостров): геология и платинометальное оруденение. // Крупные и суперкрупные месторождения: закономерности размещения и условия образования. Москва. 2004. С. 175 – 186.
4. Митрофанов Ф.П. Новые виды минерального сырья Кольской провинции: открытые и перспективы. // Смирновский сборник – 2005. Москва. 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. В кн. Инновационный потенциал кольской науки. Апатиты. 2005. С. 10 – 12.
6. Ниткина Е.А. Изотопное U-Pb датирование циркона из пород платиноносного расслоенного Федорово-Панского интрузива (Кольский полуостров). // 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 Mineralogical Association of Canada in Oulu, Finland, 6-7 August 2005. Short Course Series Volume 35. Chapter 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. // Economic geology. Vol. 97. 2002. 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. № 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

¹Геологический институт КНЦ РАН Анатиты, Россия, a-ell@mail.ru; ²Геологический институт, Бернский университет, Берн, Швейцария; ³Лаборатория свойств стекла, Санкт-Петербург, Россия

При исследовании изотопного состава благородных газов, захваченных древними магматическими породами, обычно предполагают, что газы были захвачены во время магматического этапа. Однако, как недавно было показано для кристаллов кварца, выделенного из Пермских осадков (Осадочный бассейн Молассы, Северная Швейцария, [4],[8]), время уравнивания концентраций He в поровых водах и в газово-жидких включениях в кварце было весьма коротким, примерно 10 тысяч лет (при пластовой температуре 70 °С). Даже несмотря на то, что несовершенные кристаллы кварца являются не самыми лучшими природными “пробоотборниками”, разница между указанным выше временным интервалом и возрастом изучаемых древних пород очень велика (порядка 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 полуостров, Северо-Восточная часть Балтийского щита (ранее

исследованных в работе [7]). Поведение гелия представляется особенно важным, так как подвижность всех остальных летучих компонентов предполагается меньшей, чем гелия. 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] и другие).

Для экстракции захваченных и радиогенных (образованных in situ) газов из наших пород, состоящих почти полностью из оливина, использовалась методика ступенчатого отжига. ⁴He, ³He и ⁴⁰Ar выделялись наиболее интенсивно при двух температурах: ~ 700° С и ~ 1400° С (рис.1), что указывает на два различных места нахождения благородных газов.

В рамках простой феноменологической модели мы считали, что первое местоположение (из которого благородные газы высвобождаются при низких температурах) – это дефекты размерами в нанометры, содержащие образованные “in-situ” атомы ⁴He* и ⁴⁰Ar*. Предполагается, что такие дефекты подвижны при сравнительно низких температурах. Также возможно, что декрепитация вторичных флюидных включений высвобождает He и Ar при низких температурах. Предполагается, что второе местонахождение (из которого благородные газы высвобождаются при высоких температурах) ассоциируется с первичными флюидными включениями.

Для разработки модели, описывающей миграцию He и Ar, мы 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 работе [1] для изучения миграции редкоземельных элементов в минералах.

К сожалению, оба параметра (D и R), как правило, неизвестны для несовершенных природных кристаллов. Однако, они входят в уравнение диффузии как отношение $\tau = R^2 / D$, где τ – время движения атома благородного газа в зерне, которое может быть получено непосредственно из эксперимента. Для решения диффузионного уравнения также предполагается, что все три параметра постоянны при постоянной температуре зерна.

При таких предположениях решение диффузионного уравнения прямо дает зависимость времени перемещения

атомов газа в пределах зерна от температуры, $\tau_i = f(T_i)$. Эта зависимость может быть экстраполирована на низкие температуры (рис.2).

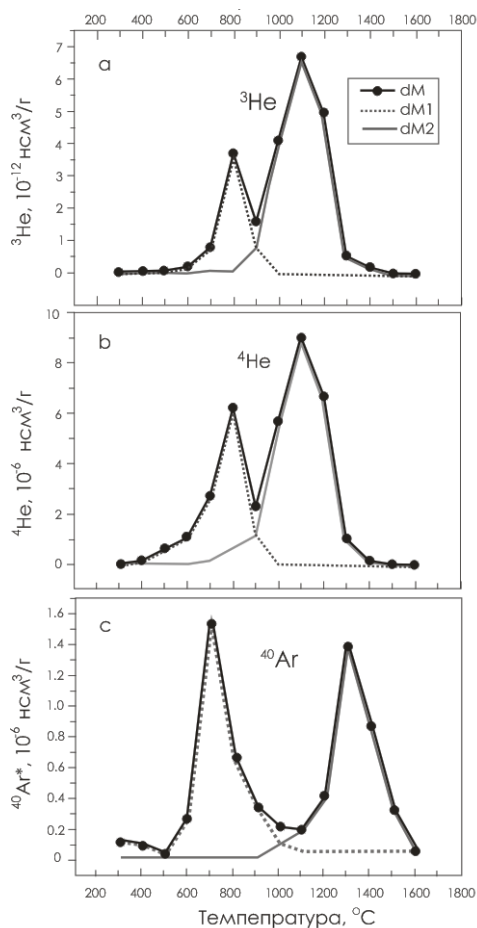


Рис.1. Результаты ступенчатого отжига для ³He (а), ⁴He (b) и ⁴⁰Ar (с).

dM – измеренные количества изотопов выделившихся на каждой температурной ступени; dM1 – интерполяционная кривая для низко-температурного пика; dM2 – интерполяционная кривая для высоко-температурного пика.

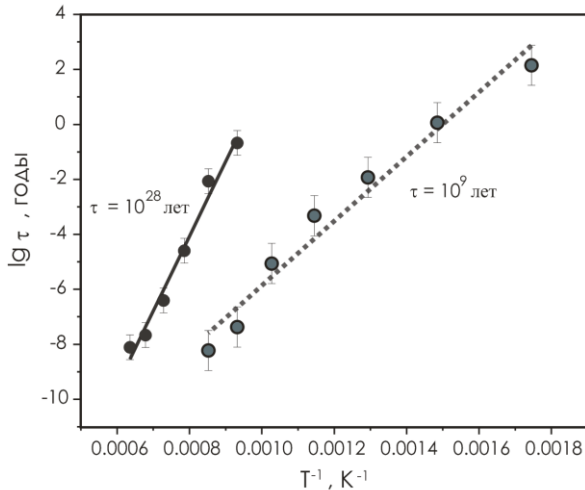


Рис.2. Результаты расчетов времени нахождения атома ^4He в образце (τ) в зависимости от температуры (T).

Показанные на рисунке времена нахождения получены путем экстраполяции линий регрессии к 300 К для низкотемпературного (серые кружки) и высокотемпературного (черные кружки) пиков.

Экстраполяция экспоненты к нормальной температуре дает время пребывания атомов гелия (находящихся в первичных включениях зерен) $\sim 10^{30}$ лет. Это означает, что захваченные газы при низких температурах неподвижны и, поэтому, они 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., and Albarede F.* (2004) Isotopic constraints on the cooling of the continental lithosphere. *Earth Planet. Sci. Lett.* 229, 99-111.
2. *Graham D.W., Larsen L.M., Hanan B.B., Storey M., Pedersen A.K., and Lupton J.E.* (1998) Helium isotope composition of the early Iceland mantle plume inferred from the tertiary picrites of West Greenland. *Earth Planet. Sci. Lett.* 160(3-4), 241-255.
3. *Hilton D.R., Macpherson C.G., and Elliott T.R.* (2000) Helium isotope ratios in mafic phenocrysts and geothermal fluids from La Palma, the Canary Islands (Spain): Implications for HIMU mantle sources. *Geochim. Cosmochim. Acta* 64(12), 2119-2132.
4. *Lehmann B.E., Waber H.N., Tolstikhin I.N., Kamensky I.L., Gannibal M., Kalashnikov E., and Pevzner B.* (2003) Helium in Solubility Equilibrium with Quartz and Porefluids in Rocks - A New Approach in Hydrology. *Geophys. Res. Lett.* 30(3), 1128-1132.
5. *Matsumoto T., Honda M., McDougall I., and O'Reilly S.Y.* (1998) Noble gases in anhydrous lherzolites from the Newer Volcanics, southeastern Australia: A MORB-like reservoir in the subcontinental mantle. *Geochim. Cosmochim. Acta* 62(14), 2521-2533.
6. *Mohapatra R. K. and Murty S.V.S.* (2000) Search for the mantle nitrogen in the ultramafic xenoliths from San Carlos, Arizona. *Chem. Geol.* 164(3-4), 305-320.
7. *Tolstikhin I.N., Dokuchaeva V.S., Kamensky I.L., and Amelin Y.V.* (1992) 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* 56(3), 987-999.
8. *Tolstikhin I., Gannibal M., Tarakanov S., Pevzner B., Lehmann B., Ihly B., and Waber H.N.* (2005) Helium Transfer from Water into Quartz Crystals: A New Approach for Porewater Dating. *Earth Planet. Sci. Lett.* 238, 31-41.

ПРОБЛЕМЫ ПРОИСХОЖДЕНИЯ И РУДООБРАЗОВАНИЯ ПЕЧЕНГСКОГО И МОНЧЕГОРСКОГО ИНТРУЗИВНЫХ КОМПЛЕКСОВ ПАЛЕОПРОТЕРОЗОЯ КОЛЬСКОГО РЕГИОНА ПО ДАННЫМ ПЕТРОЛОГИЧЕСКИХ И ИЗОТОПНЫХ (RE-OS, SM-ND) ИССЛЕДОВАНИЙ

В.Ф. Смолькин

Государственный геологический музей им. В.И.Вернадского РАН, г. 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, господствующих в палеопротерозое в пределах наиболее древней, северо-восточной 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, масштабности 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 районы), более молодые – в Северной и Восточной Карелии, и в районе Коли-Калтимо Финляндии.

2. В результате прогресса мантийными магмами вещества архейской коры и его плавления образовались обширные вторичные внутрикоровые очаги, что обусловило извержение вулканитов средне-кислого состава. Данные вулканиты, будучи близкими по U-Pb возрасту к интрузивным породам второй группы, отличаются от них по петрогеохимическим 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, Re-Os) данным выявлена значительная роль компонента континентальной литосферной мантии. Для магм обоих плюмов характерным является активное взаимодействие с веществом нижней коры, роль которого повышается от более древних к более 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 платинометаллическое. 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 бластокатаклизмов 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 отличается 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 возрастание рудного потенциала от ранних интрузий к более поздним. Завершает ферропикритовый магматизм крупный дайковый рой с возрастом 1941 ± 3 млн. лет, внедрение которого произошло в пределах архейского фундамента, уже 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.

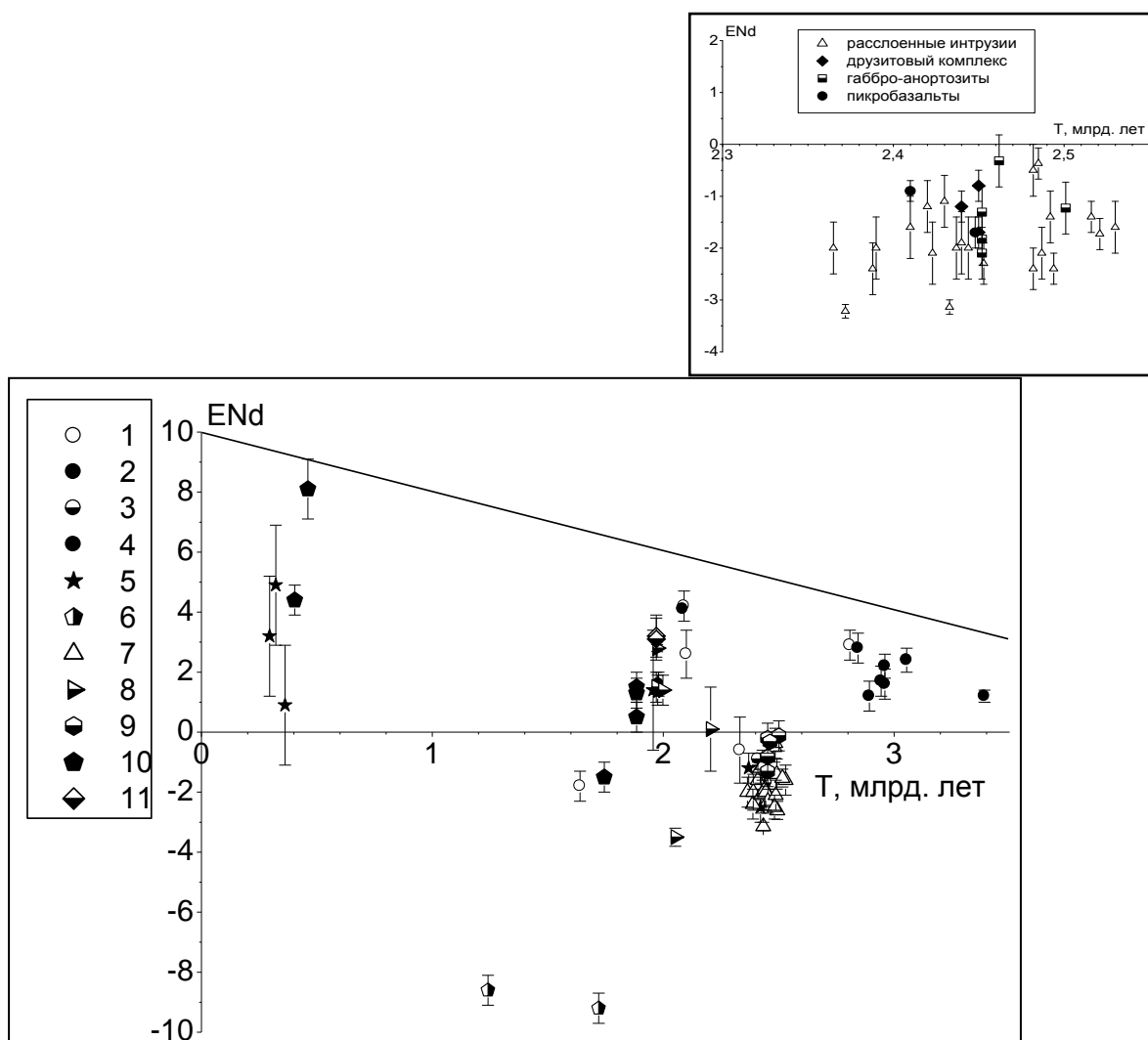


Рис. 1. Эволюция первичного отношения $\epsilon_{Nd}(T)$ в магматических образованиях северо-востока Балтийского щита.

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, “дружиновому” комплексу Беломорья и пикробазальтовым вулканикам свиты ветреного пояса. По данным [2, 3, 4 и др.].

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, и щелочные интрузии палеозоя). Они образуют две разобщенные группы по возрасту (вставка), но 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 $^{87}Sr/^{86}Sr$ и $^{187}Os/^{186}Os$. При общем колебании отношения $\epsilon_{Nd}(T)$ от -0.5 до -3.3 выявляется тенденция его уменьшения от древних к более молодым интрузивным образованиям, наиболее четко выраженная для расслоенных интрузий. Относительно меньшее значение первичного отношения ϵ_{Nd} имеют породы “друзитового” комплекса (около -0,1), однако и для них существуют также отдельные отрицательные значения (до -1.2, -1.7).

В вертикальных разрезах детально изученных расслоенных интрузий отношение $\epsilon_{Nd}(T)$ в породах и минералах преимущественно колеблется: в Мончеплутоне от -0.2 до -2.6 [2], в Бураковской от -0.9 до 2.1, в Кивакке от -0.6 до -1.5 [3], в 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 и, реже, положительных значений $\epsilon_{Nd}(T)$. В верхних зонах гранофилов 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 как с породами нижней, так и верхней коры. О реальности такого 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 свиты 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 $^{187}Os/^{188}Os$ – 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), интрузий Аканваара (2.7 – 6.1) и Койтелайнен (2.3 – 5.1), и в вулканитах свиты ветреного пояса (-0.4) (рис. 2).

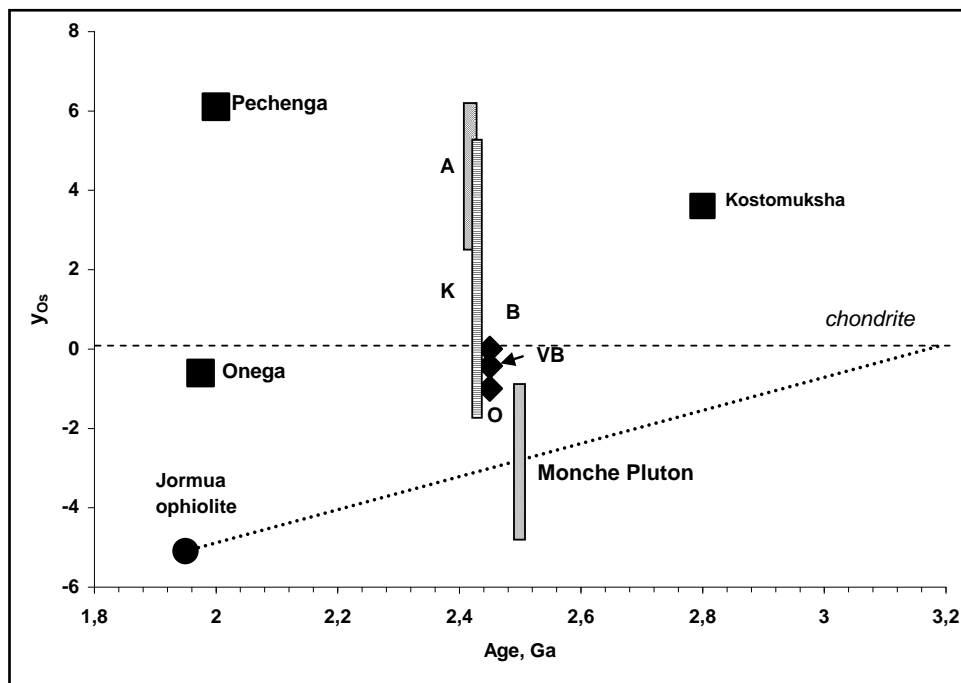


Рис. 2. Вариации отношения γ_{Os} в коматитах Костамукши, ферропикритах матертской свиты Печенги, пикритах суйсарской свиты Онежской мульды, офиолитах Йормуа, а также в хромите и породах расслоенных интрузий: Мончеплутон (Monche Pluton), Бураковская (B), Аканваара (A) и Койтелайнен (K), и вулканитах свиты ветреного пояса (VB).

По данным [3, 5, 6 и др.], по Мончеплутону – по данным С.П. Тессалиной.

Из анализа диаграммы $\gamma_{Os} - T$ (рис. 2) следует, что разновременные расслоенные интрузии двух групп различаются по значениям отношения γ_{Os} , отражая разный состав источника. Расчеты, выполненные на основе комбинированного анализа трех систем Re-Os, Sm-Nd и Rb-Sr, показывают, что в случае Мончеплутона могло быть контаминировано около 15–20% вещества неoarхейской коры (2.9–2.8 млрд. лет). Этому не противоречат результаты изотопных 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 как от одновозрастных вулканитов суйсарской свиты Онеги, так и офиолитов Йормуа, что не позволяет применять в отношении 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. В.А. Глебовицкий (отв. ред.). 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: изд. Кольского НИЦ 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*, 2001. Special Paper 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 Vetryny 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, 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 Tarney, 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 Tarney, 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.

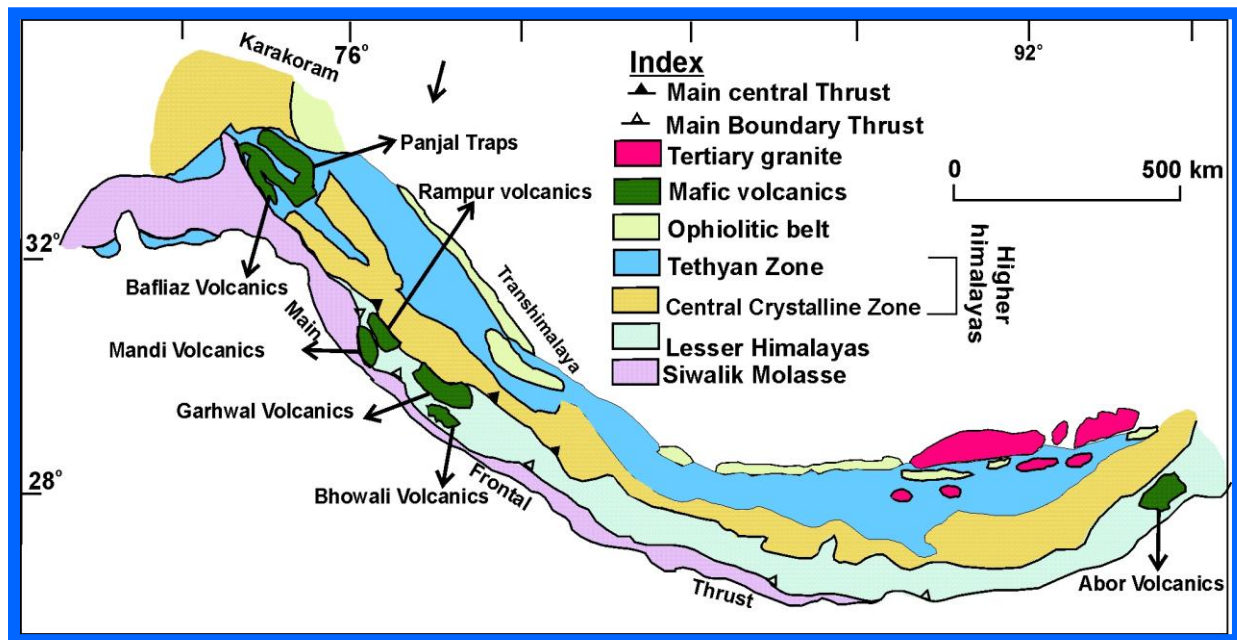


Fig. 1: Distribution of mafic magmatic rocks in the Himalayan Mountain Range

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 thrusts over by the Jutogh Group along the north dipping Jutogh / Munsiri thrust (Valdiya, 1980). The Jutogh Group are in turn are over thrusts 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

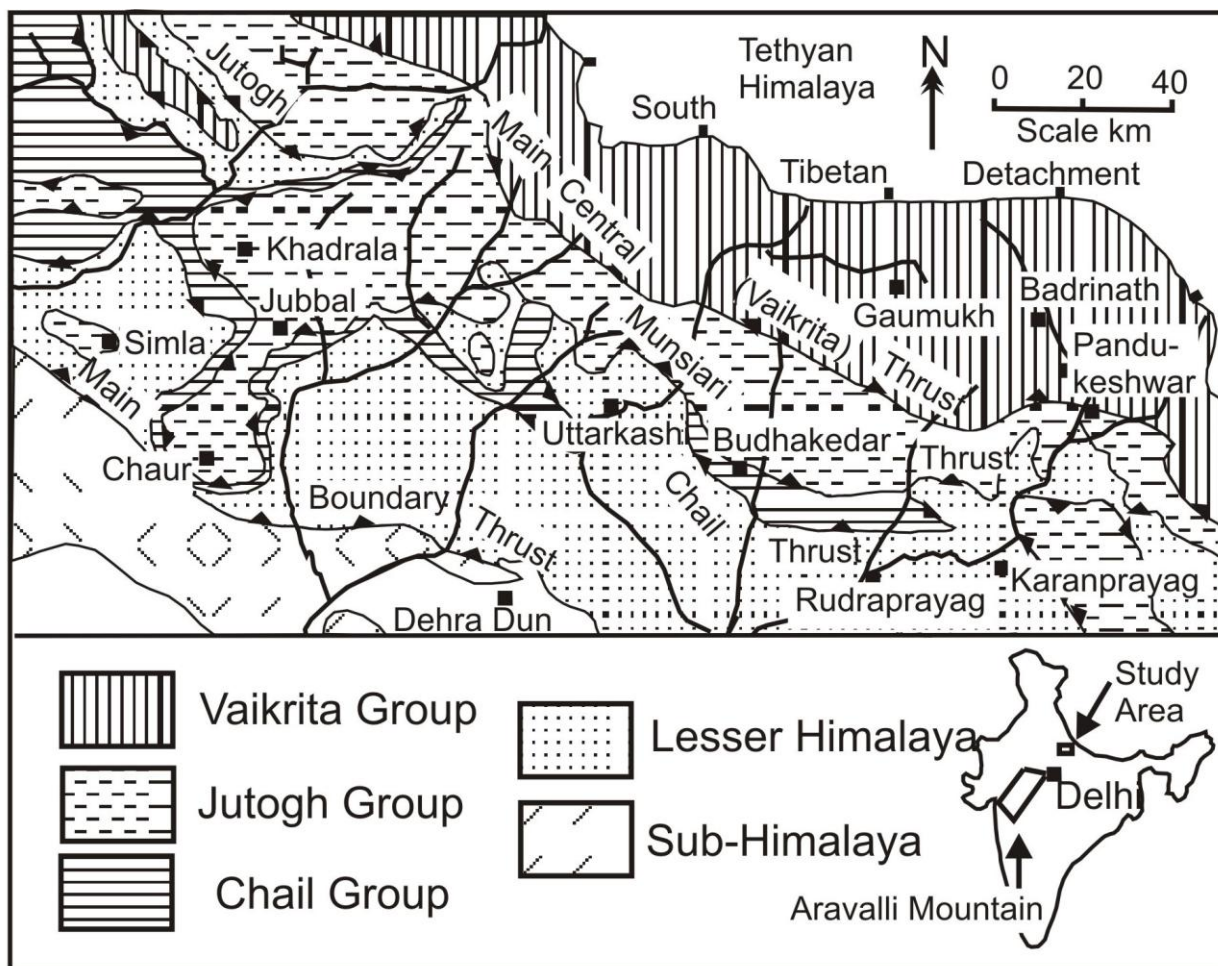


Fig. 2. Geological map of part of the western Himalaya modified from Valdiya (1980). Figure adopted from Ahmad et. al. (1999).

regional trend. They comprise basically amphiboles, plagioclases and some time quarts. 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 quarts, 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

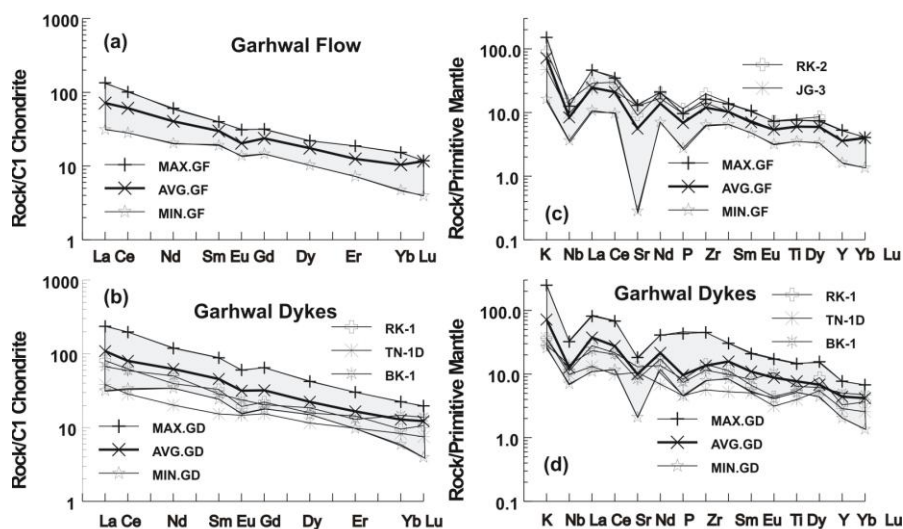


Fig. 3. Chondrite normalized REE patterns (a and b) and Primitive Mantle normalized multi-element patterns (c and d) for the Garhwal flows and dykes (data from Ahmad and Tarney, 1991; Ahmad et al. 1999). Normalizing values after Sun and McDonough (1989). Figure adopted from Ahmad et. al. (1999).

laths and have ophitic to subophitic relationship with clinopyroxenes. Opaques (mostly magnetite) are quite abundant.

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).

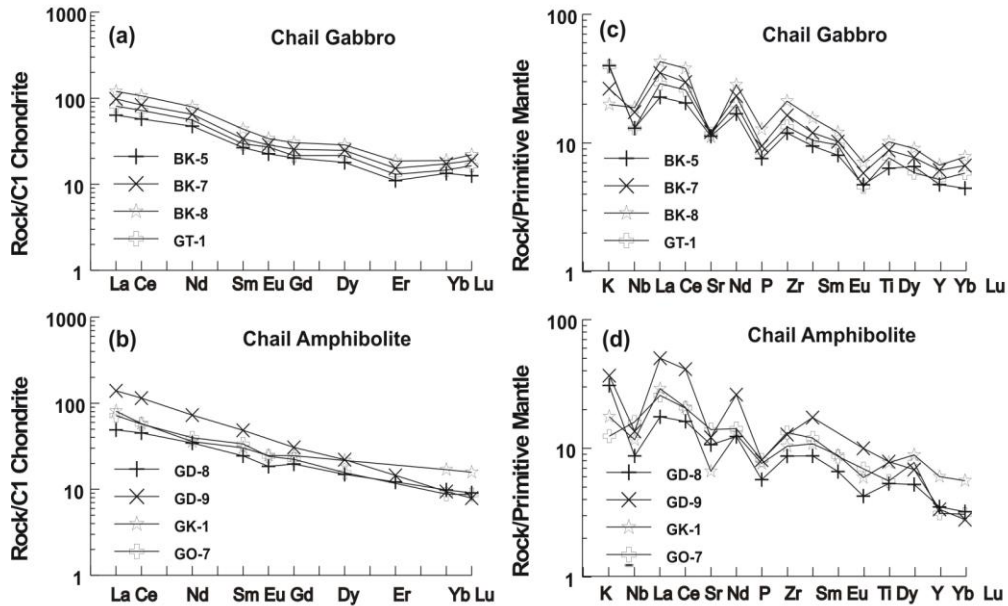


Fig. 4. Chondrite normalized REE patterns (a and b) and Primitive Mantle normalized multi-element patterns (c and d) for the Chail Group gabbro and amphibolites. Normalizing values as in figure 3. Figure adopted from Ahmad et. al. (1999).

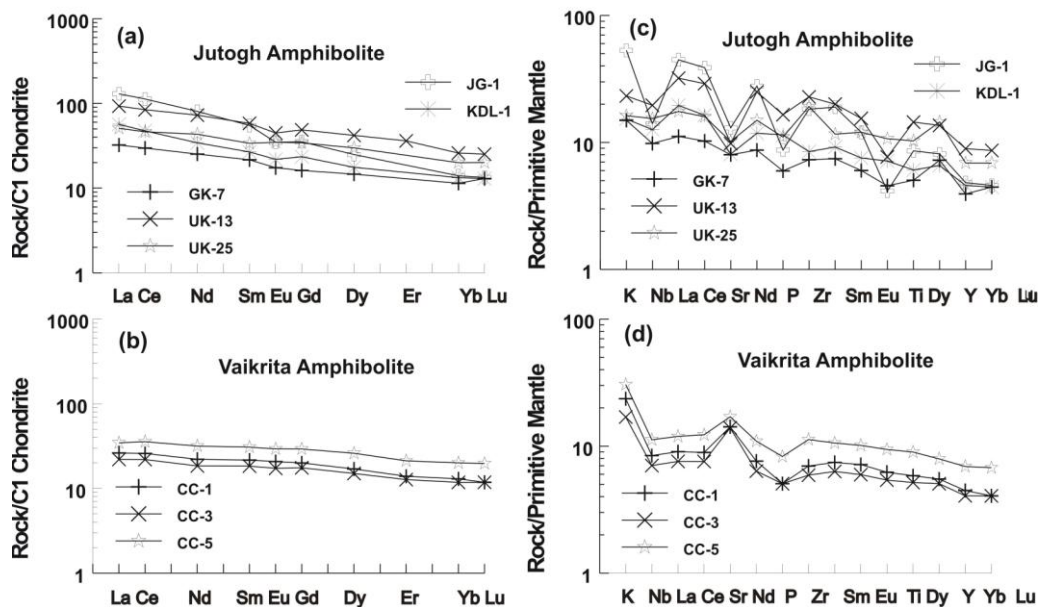


Fig. 5. Chondrite normalized REE patterns (a and b) and Primitive Mantle normalized multi-element patterns (c and d) for the Jutogh and Vaikrita Group amphibolites. Normalizing values as in figure 3. Figure adopted from Ahmad et. al. (1999).

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 SiO₂ (TAS

diagram: figure not shown here) and Zr/TiO₂ vs Nb/Y diagram (Winchester and Floyd, 1977: figure not shown here). These samples classify as low-Ti tholeiites based on Ti/Y <410 and 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 distinct 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.

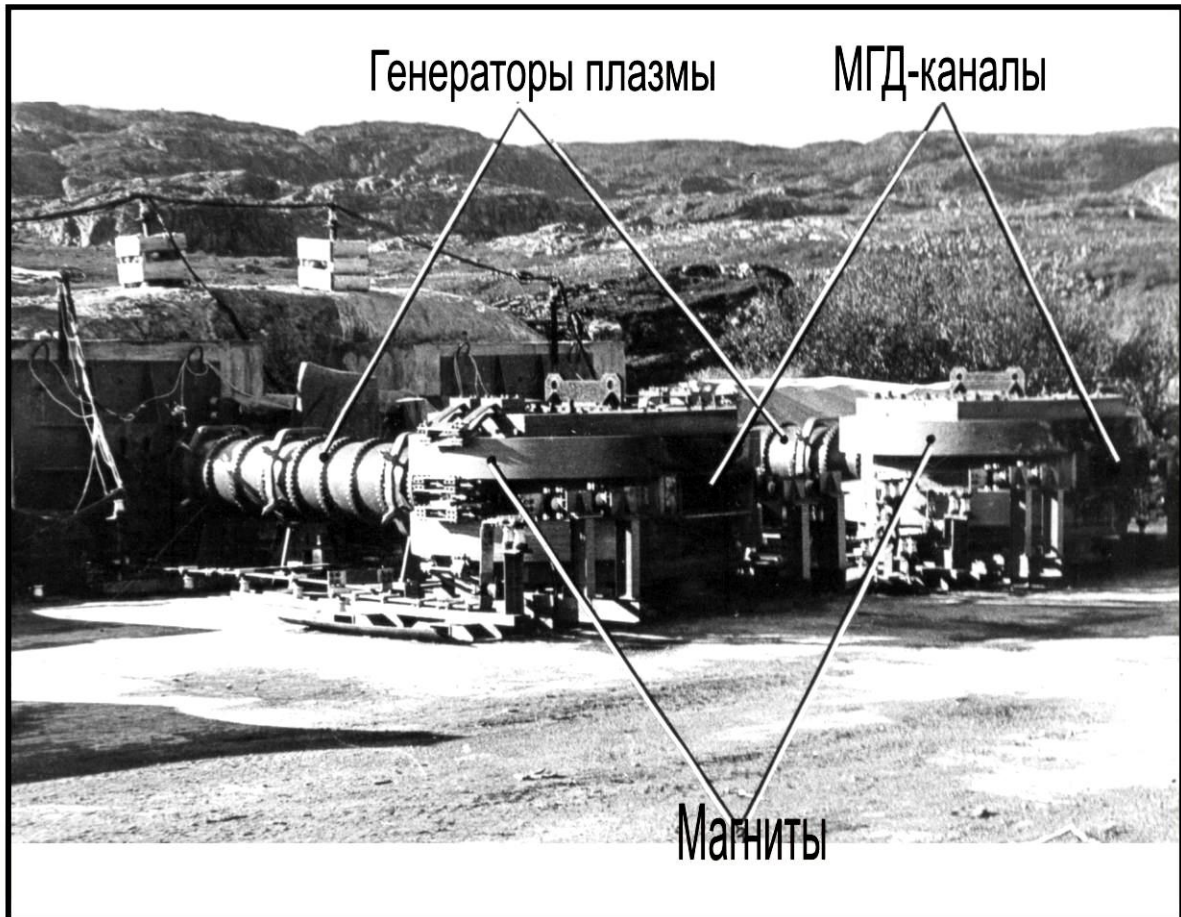
The rocks association and metamorphic assemblages for the Lesser Himalayan, Chail and Jutogh Groups indicate that all these crustal blocks probably represent different levels of crust, the Lesser Himalaya representing the uppermost, Chail the middle and Jutogh the lowermost. Trace element characteristics 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. and Bhat, M.I. 1987. Geochemistry and petrogenesis of the Mandi-Darla volcanics, northwestern Himalayas. *Precambrian Research*, 37: 231 – 256.
2. Ahmad, T. and Tarney, J. 1991. Geochemistry and petrogenesis of Garhwal volcanics: implications for evolution of the north Indian lithosphere. *Precambrian Research*, 50: 69 – 88.
3. Ahmad, T., Mukherjee, P.K. and Trivedi, J.R. 1999. Geochemistry of Precambrian mafic magmatic rocks of the western Himalaya, India: petrogenetic and tectonic implications. *Chemical Geology*, 160: 103 – 119.
4. Ahmad, T., Harris, N.B.W., Bickle, M.J., Chapman, H., Bunbury, J. and Prince, C. 2000. Isotopic constraints on the structural relationships between the Lesser Himalayan series and the Higher Himalayan series, Garhwal Himalaya. *Geological Society of America Bulletin*, 112: 467 – 477
5. Bhat, M.I. 1987. Spasmodic rift reactivation and its role in the pre-orogenic evolution of the Himalayan region. *Tectonophysics*, 134: 103 – 127.
6. Erlank, A.J., Duncan, A.R., Marsh, J.S., Sweeney, R.J., Hawkesworth, C.J., Milner, S.C., R. McG., Rogers, N.W. 1988. A laterally extensive geochemical discontinuity in the subcontinental Gondwana lithosphere. In: *Geochemical Evolution of Continental Crust. Conf. Abst. Procos de Caldes, Brazil, 11-16 July, 1988*, pp. 1 – 10.
7. Inger, S. and Harris, N.B.W. 1992. Tectonothermal evolution of the High Himalayan Crystalline sequence, Langtang Valley, northern Nepal. *Jour. Metamor. Geology*, 10: 439 – 452.
8. Miller, C., Klotzli, U., Fran, W., Thoni, M., Grasmann, B. 2000. Proterozoic crustal evolution in the NW Himalaya (India) as recorded by circa 1.80 Ga mafic and 1.84 Ga granitic magmatism. *Precambrian Research*, 103: 191 – 206.
9. Mohan, A., Windley, B.F. and Searle, M.P. 1989. Geothermobarometry and development of inverted metamorphism in the Darjeeling-Sikkim region of the eastern Himalaya. *Journal of Metamorphic Geology*, 7: 95 – 110.
10. Sun, S.S. and McDonough, W.F. 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for the mantle composition and processes. In: Saunders, A.D. and Norry, M.J. (Editors), *Magmatism in the Ocean Basins*. Geological Society of London Special Publication, 42: 313 – 345.
11. Tarney, J. 1992. Geochemistry and significance of mafic dyke swarms in the Proterozoic. In: K.C. Condie (Editor), *Proterozoic Crustal Evolution*, Ch. 4, Elsevier, Amsterdam, pp. 151 – 179.
12. Thakur, V.C. 1992. *Geology of Western Himalaya*. Pergamon, Oxford, 355p.
13. Valdiya, K.S. 1980. *Geology of Kumaun Lesser Himalaya*. Wadia Institute of Himalayan Geology, Dehradun, 291p.
14. Vanny, J.C. and Hodges, K.V. 1996. Tectonothermal evolution of the Himalayan metamorphic core between the Annapurna and Dhaulagiri, Central Nepal. *Journal of Metamorphic Geology*, 14: 635 – 656.
15. Winchester, J.A. and Floyd, P.A. 1977. Geochemical distribution of different magma series and their differentiation products using immobile elements. *Chemical Geology*, 20: 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, г. Ананьин, glaznev@geoksc.apatity.ru

Целью настоящей работы является создание трехмерной комплексной геофизической модели строения верхней коры центральной части Кольского полуострова, главным объектом которой является уникальные палеозойские щелочные массивы Хибин и Ловозера с обрамляющими их архейскими и протерозойскими структурами (рис. 1).

Постановка задачи

Очевидно, что для создания реалистичной модели такой сложной среды при интерпретации необходимо использовать весь арсенал имеющихся геофизических данных по региону, поскольку 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 информации из других методов, приводит к идее комплексной интерпретации в современной постановке [2].

Комплексная интерпретация геофизических данных подразумевает, что для некоторого набора методов осуществляется объединение (согласование)

решений каждого отдельного метода в некотором едином представлении для выбранной совокупности методов [3]. Правила, по которым выполняется такое объединение решений, формулируются из поставленных 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 Земных 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. Естественно, что такая система уравнений должна содержать только взаимосвязанные феноменологические параметры изучаемой среды. Кроме того, система должна включать граничные и необходимые начальные условия для изучаемой среды, сформулированные на основе априорных физико-геологических данных.

Исходные данные

В данной работе, при создании трехмерной модели строения Хибинского массива и его обрамления, 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].

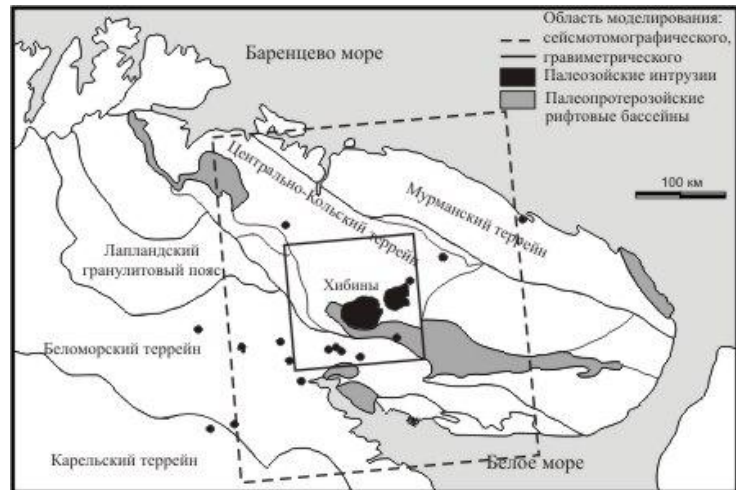


Рис. 1. Тектоническая схема Кольского региона (показана область комплексного геофизического моделирования).

Для создания скоростной модели среды используется многочисленными 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.

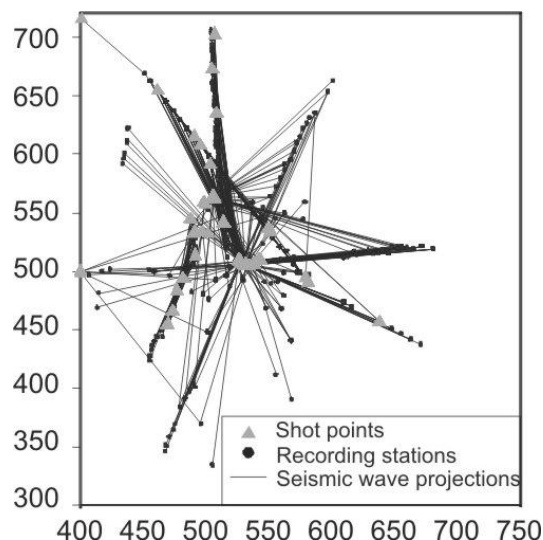


Рис. 2. Проекция траекторий сейсмических лучей на дневную поверхность (данные ГСЗ).

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 1x1 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.

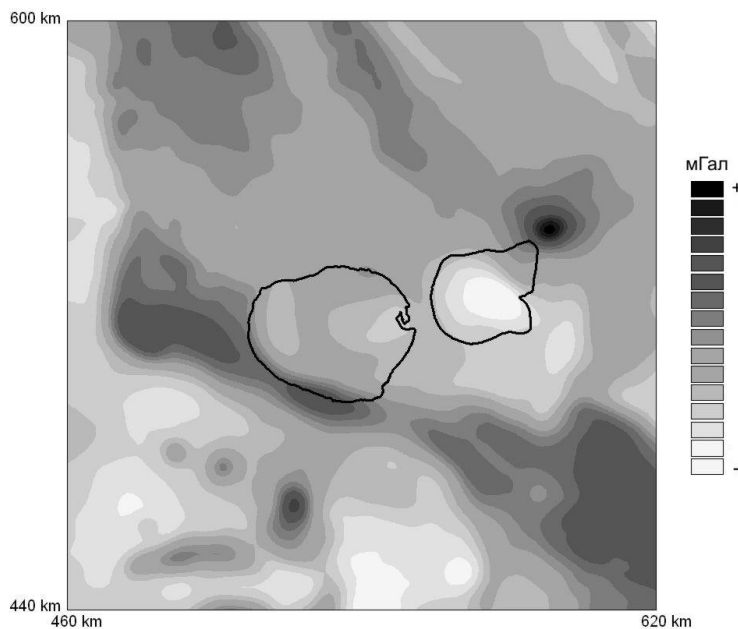


Рис. 3. Локальные аномалии гравитационного поля.

Показаны контуры Хибинского и Ловозерского массивов.

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 плотностных 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 критериальный 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 теплопродукцией, 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 северо-востока 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.

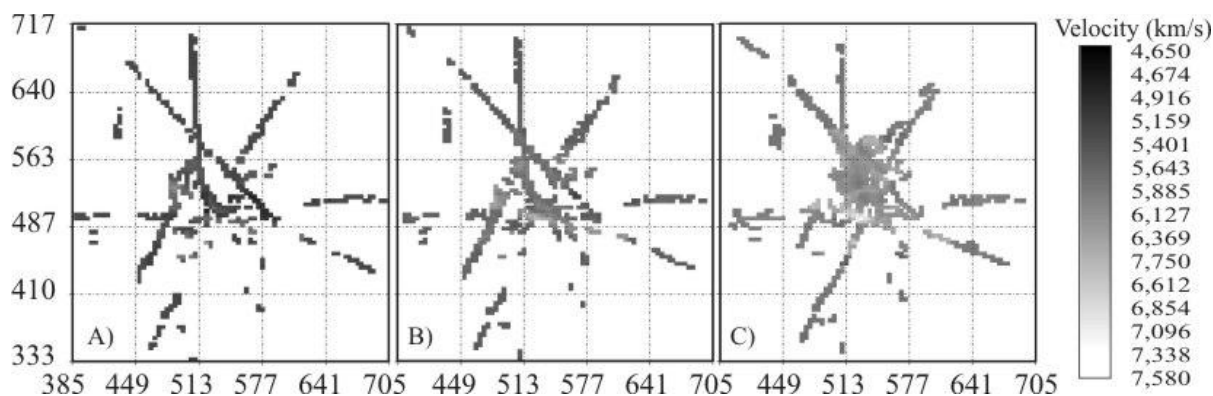


Рис. 4. Объемная сейсмотомографическая модель.

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 полуострова [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 демонстрируют пространственное положение главных геологических единиц на различных уровнях глубины. Представленные материалы послужат основой для создания реалистичной геолого-геофизической модели строения верхней и средней коры нашего региона.

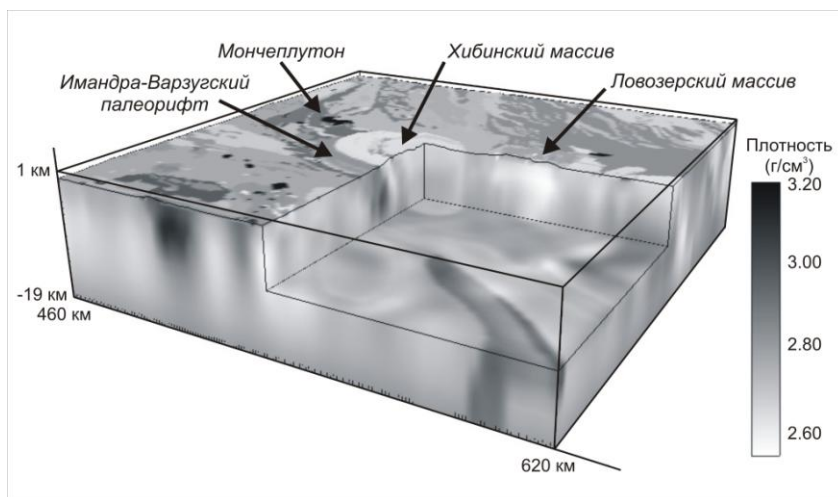


Рис. 5. Трехмерная плотностная модель строения верхней коры.

Авторы выражают признательность А.Б. Раевскому за помощь в выполнении гравиметрического моделирования в рамках общей проблемы комплексной инверсии геофизических данных.

Исследования по данному направлению поддержаны в рамках Программы фундаментальных исследований РАН ОНЗ-6 «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. ЗАО «КазМ». – 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 полуостров, 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. Eds. N.G.K. Murthy, V. Ram Mohan. - University of Madras, India, 1999. P. 293 – 304.
6. Дудкин К.О., Раевский А.Б., Глазнев В.Н. Трехмерная плотностная модель территории Мончеплутонского массива // Новые данные по геологии и полезным ископаемым Кольского полуострова. - Апатиты, изд. КИЦ РАН. 2005. С. 78 – 84.
7. Глазнев В.Н., Жирова А.М., Тюремнов В.А. Физические свойства пород Хибинского массива и его обрамления // Материалы одиннадцатой Международной научной конференции «Строение, геодинамика и минерагенические процессы в литосфере». - Сыктывкар, 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) // Сборник материалов, посвященный 40-летию юбилею кафедры геофизики ВГУ. - Воронеж, изд. ВГУ, 2002. С. 11 – 20.
9. Дитмар П.Г., Рослов Ю.В. Нелинейная томографическая обработка сейсмических данных // Международная геофизическая конференция SEG-EАГО. Москва 93. - Сборник рефератов. С. 55
10. Глазнев В.Н., Жирова А.М., Раевский А.Б. Сейсмоденситная модель гигантских щелочных массивов Хибин и Ловозеро (Кольский полуостров) / Материалы 34-й сессии международного семинара им. Д.Г. Успенского «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 / Материалы 34-й сессии международного семинара им. Д.Г. Успенского «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 ПРОФ. А.С. СЕМЕНОВА

А.А. Жамалетдинов

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 года, 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 разностях – 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 геисторическом аспекте (Жамалетдинов, Семенов, 1998). Согласно последней, вслед за (Бельков, 1987), выделяются три стадии эволюции электропроводности литосферы со своими характерными структурами проводимости – нуклеарная, супракристалльная (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-х 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», то есть в районах распространения «нормальной», сиалической коры.

Модель электропроводности континентальной литосферы

№	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	???	???

Геоэлектрический протофундамент слагает 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 «корамантия» 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. (отв. ред.). Эволюция земной коры и эндогенной металлогенической зональности северо-восточной части Балтийского щита. //Л., Наука. 1987. 112 с.
2. Вагин С.А., Варданянц И.А., Ковтун А.А., Коквина Е.Л., Моисеев О.Н., Савельев А.А., Успенский Н.И. "Береговой эффект" и сопротивление коры на Кольском полуострове. // Геоматематизм и аэрономия. Т. XXV. № 3. М. 1985. 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. // Геология и геофизика. № 10. 1969.
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. // Доклады Академии Наук. 2004. Т. 398. № 5. С. 675 – 679.
7. *Краев А.П., Семенов А.С., Тархов А.Г.* Сверхглубокое электророндирование. // Разведка недр, 1947. № 3. С. 40 – 41.
8. *Лазарева Н.В.* Применение магнитотеллурических методов в Печенгском районе. // Вопросы разведочной 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. М.: МГУ. Вып. 2. 1975. С. 144 – 190.
10. *Семенов А.С.* Природа электрической проводимости древнего кристаллического фундамента. // Вестник ЛГУ. № 12. 1970. С. 19 – 26.
11. *Семенов А.С.* Структура и природа электрической проводимости древнего кристаллического фундамента. // Вопросы геофизики. Вып. 21. Л.: 1971. С. 3 – 26.
12. *Семенов А.С.* Электрический разрез кристаллических пород древних щитов. // Уч. зап. ЛГУ, 1978. № 392. Вопросы геофизики. № 27. С. 108 – 113.
13. *Семенов А.С., Жамалетдинов А.А.* Глубинные электрические зондирования. // Л.: Изд-во Ленингр. ун-та. Сер. геол. и геогр. 1981. Вып. 3. № 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. Сб. "Вопросы геофизики", вып. 12. № 286. 1960.
15. *Jones A.G.* On a type classification of lower crustal layers under Precambrian regions. // J. Geophys. (1981) 49: 226 – 233.
16. *Keller G.V., Anderson L.G., Pritchard Y.I.* Geological survey investigation of the crust and upper mantle. // Geophysics. № 6. 1966. P. 1078 – 1087.

О РАСПРЕДЕЛЕНИИ ПРЕОБЛАДАЮЩИХ ТИПОВ ГОРНЫХ ПОРОД В АРХЕЙСКОЙ ЧАСТИ РАЗРЕЗА СГ-3

В.Л. Ильченко, Ф.Ф. Горбацевич

Геологический институт Кольского НЦ 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, т. е. единого мнения пока не сформировано [2]. Кроме того, до сих пор неясно, 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 при-знакам. 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 и 2) складчатость, метаморфизм и ультраметаморфизм; и второй цикл – протерозойский, включающий четыре этапа – 1) заложение внутриконтинентального подвижного пояса, 2) андезито-базальтовый вулканизм, 3) пикрито-базальтовый вулканизм и 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 супракрустальных образований (кратонизацией) и глубоким размывом [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 и др.]. 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 послойного 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 послойного 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 сантиметры – первые десятки сантиметров) и упоминаются в журналах как имеющие место, но без количественной их оценки. Таким образом, вполне естественно, что приведенный ниже анализ обладает некоторой условностью. При этом мы постарались учесть всё, что только поддавалось учёту.

Наиболее распространенными в архейской части разреза СГ-3, в целом, являются три группы пород: это гнейсы, амфиболиты и сланцы (таблица). 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, 2, 3]), группа

сланцев – всевозможные петрографические разности пород сланцеватого облика, группа амфиболитов – представлена измененными метабазами – метаморфизованными пластовыми телами, которые маркируют и разделяют гнейсовые толщи, а также интрузиями, внедрившимися со структурным несогласием позднее в уже сформированный гнейс-амфиболит-сланцевый архейский комплекс пород. При этом все амфиболиты (а их выделено 12 типов) обладают большим петрофизическим и петрохимическим сходством [4].

Таблица.

Распределение наиболее распространенных типов пород в толщах архейской части разреза, вскрытого Кольской сверхглубокой скважиной (%), границы толщ согласно [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 были нанесены на графики. На этих графиках по вертикали откладывались данные о количестве выделенных слоев (в % от общего их числа), а по горизонтали – фиксировалась мощность слоев, для удобства мощность слоев группировалась в 5хл-метровые интервалы: 1 - от 0 до 5 метров, 2 – от 5 до 10 м и т.д. (рис.1, 2).

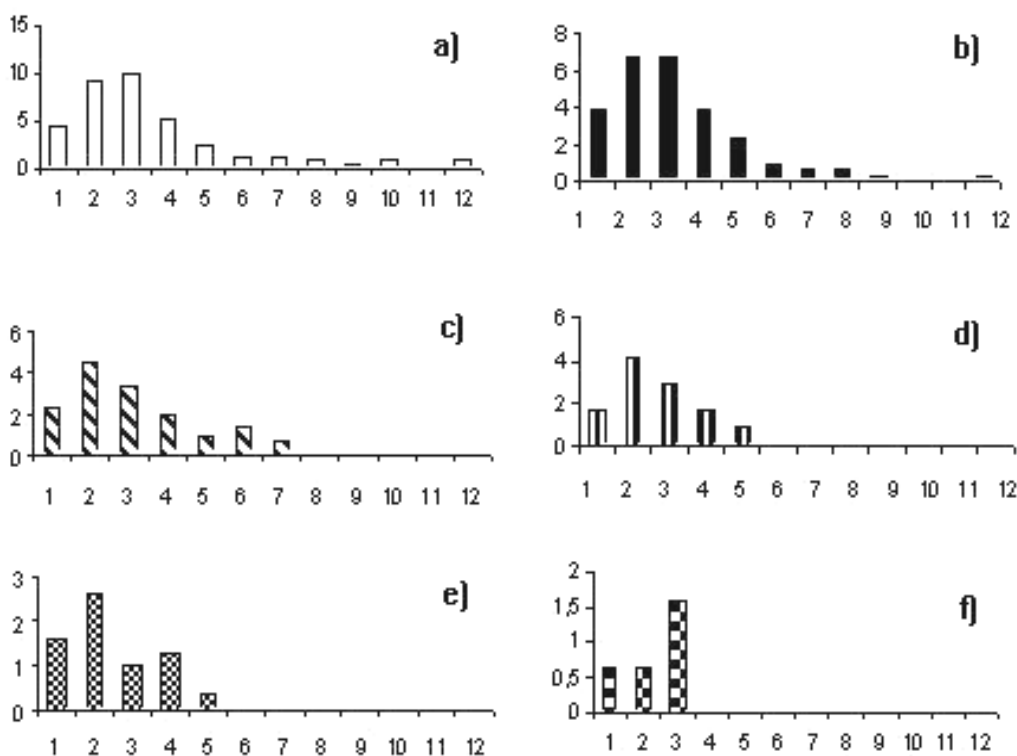


Рис. 1. Распределение по мощности выделенных породных интервалов отдельно для каждой группы пород в архейской части разреза, вскрытого СГ-3:

а) гнейсы, б) амфиболиты, с) сланцы, д) 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.

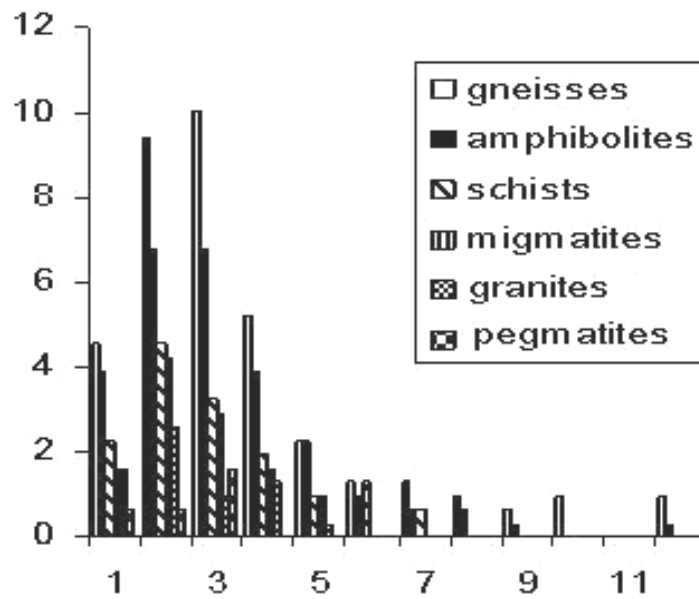


Рис.2. Обобщенное распределение для всех пород из архейской части разреза, вскрытого СГ-3. По осям отложены параметры, такие же, как на рис.1.

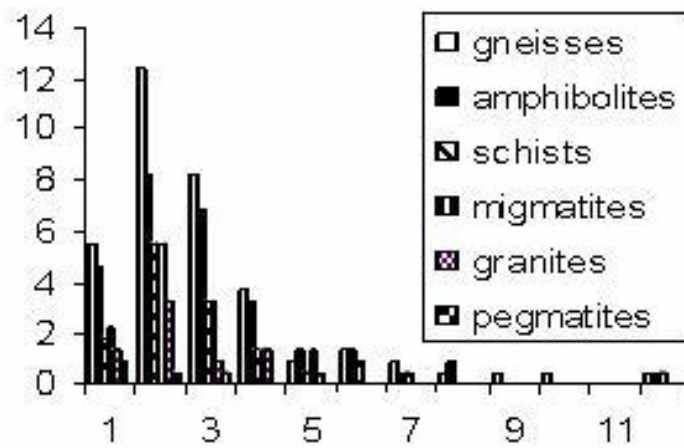


Рис.3. Распределение преобладающих типов пород в верхних 4 толщах (I-IV) архейской части разреза, вскрытого СГ-3. По осям отложены параметры, такие же, как на рис.1.

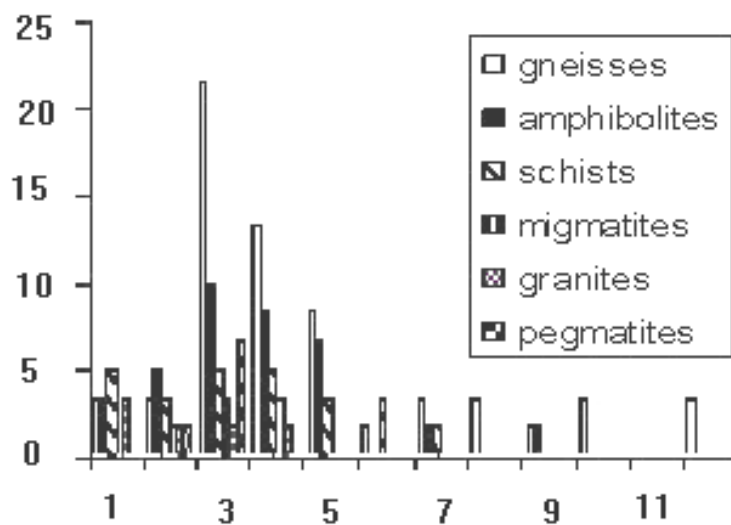


Рис.4. Распределение преобладающих типов пород в нижних 6 толщах (V-X) архейской части разреза, вскрытого СГ-3. По осям отложены параметры, такие же, как на рис.1.

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 было 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 от 10 до 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.

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 в основном 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, то есть, 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, что 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 и прочего) магматического генезиса.

Работа выполнена при поддержке РФФИ, грант 07-05-00100-а.

Список литературы

1. Архейский комплекс в разрезе СГ-3. Апатиты. 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.: Учеб. пособие. М. Изд. МГУ. 1995. 352 с.

ВОЗМОЖНОСТИ СЕЙСМИЧЕСКИХ МЕТОДОВ ПРИ ДЕТАЛЬНОМ ИЗУЧЕНИИ СТРОЕНИЯ ЗЕМНОЙ КОРЫ РАЙОНА ПОЛУОСТРОВОВ СРЕДНИЙ–РЫБАЧИЙ (СУША–МОРЕ)

Э.В. Исанина¹, Н.А. Крупнова¹, В.И. Пожиленко², В.М. Ступак³, Н.В. Шаров⁴

¹ ФГУП «Урангео» СЗФ «Невскгеология», Санкт-Петербург, Россия; ² Геологический институт Кольского НЦ РАН, Апатиты, Россия; ³ ПСМО «Спецгеофизика», Санкт-Петербург, Россия; ⁴ Институт геологии Карельского НЦ РАН, Петрозаводск, Россия.

Введение

К настоящему времени на северо-западе Кольского полуострова выполнен большой объем геолого-геофизических исследований. Основные результаты представлены, в частности, в монографиях [4–7]. Сейсмические работы, проведенные за последние три десятилетия на территории региона, были весьма разнообразны как по масштабам изучения строения земной коры, так и по методам. Однако, некоторые результаты этих исследований 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 Баренцева моря месторождения нефти и газа, а также разрабатываемые медно-никелевые месторождения в Кольско-Норвежском блоке Балтийского щита делают очевидной необходимость более тщательного и детального 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 района Мурманской области. Проведены профильно-площадные исследования масштабов 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 AP-1).

При совместном анализе многолетних сейсмических исследований района бурения Кольской сверхглубокой скважины СГ-3, геологических и сейсмических данных по южному участку морского геотраверса AP-1 авторами была построена объемная сейсмотомографическая модель северо-западного склона Балтийского щита и двумерная модель переходной зоны «суша-море» [2, 8].

По профилю III был построен комплексный разрез, включающий глубинный разрез МОВЗ и сейсмотомографический (СТ) разрез. Была 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 причленяется менее мощная северная ветвь. Возможно, что 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 «так называемой границы Мох» 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 были выделены две глубинные (сквозькоровые) зоны тектонических нарушений, отождествляемые с Воронье-Колмозерской (В-К) и Троллфиорд-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 полуостровов 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 полуостровах 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 14–16 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 полуостровах Средний и Рыбачий, между собой, а также с образованиями сопредельных рифейских структур. Наиболее четко была выделена граница «L». Глубина отложений до этой границы вблизи перешейка между Средним и Рыбачьим около 1800 м. В месте положения пробуренной на Среднем скважины П-1 [3] граница «L» расположена на глубине около 1200 м, т.е. практически точно соответствует границе между рифейскими породами и фундаментом (1100 м), вскрытой скважиной П-1.

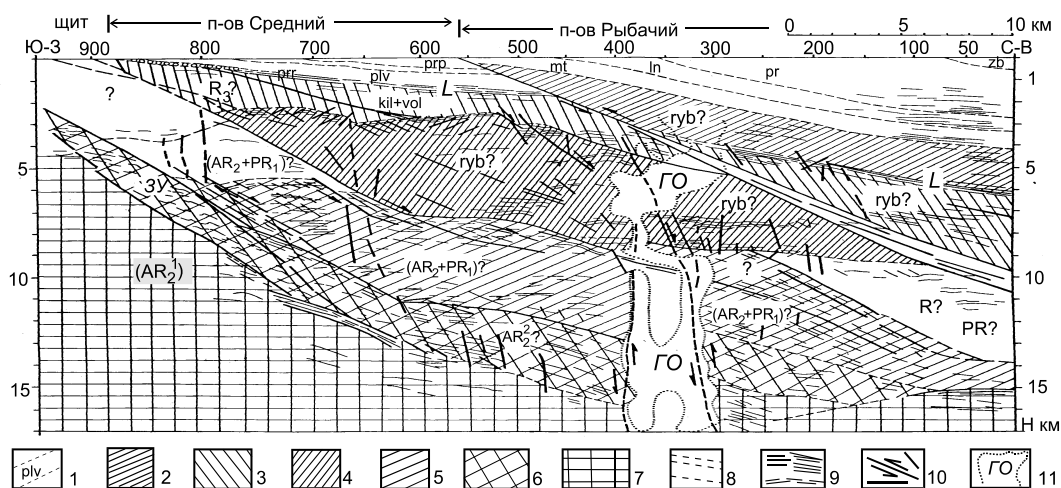


Рис. 1. Сейсмогеологический разрез по профилю I-I (р. Титовка – п-ов Средний – п-ов Рыбачий). Составил В.И. Пожиленко [3].

1 – подписи на рисунке: свиты, слагающие верхнюю часть разреза (mt – мотовская, ln – лонская, pr – перевальская, zb – зубовская, tsn – цыпнаволоцкая, sk – скорбеевская, prt – 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 (ГО) разреза, в пределах которых отсутствуют отражающие площадки.

Предположения о наличии на полуострове Средний ниже границы «L» отложений рифея (R₃?, ryb? серии), показанных на рисунке 1, не оправдались. С глубины 1100 м и до глубины 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 полуостровов 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 полуострова Рыбачий мощность рифейских отложений (кровля кристаллического

фундамента) находится на глубине 2.2 – 2.7 км. Но если граница «L» на разрезе по полуострову Рыбачий имеет такой же физический и геологический смысл, как на полуострове Среднем, то мощность рифейских отложений может достигать 5 – 6 км, при условии, что «толща» (губ?) мощностью около 1.5 километров, расположенная над границей «L», сложена породами рыбачинской серии.

Для корреляции геолого-структурных построений необходимо выполнить детальные сейсмические работы МРС на полуостровах Средний и Рыбачий с целью построения объемной сейсмотомографической модели региона. Участок предлагаемых детальных работ выделен на рисунке 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 полуострове Среднем и в СГ-3.

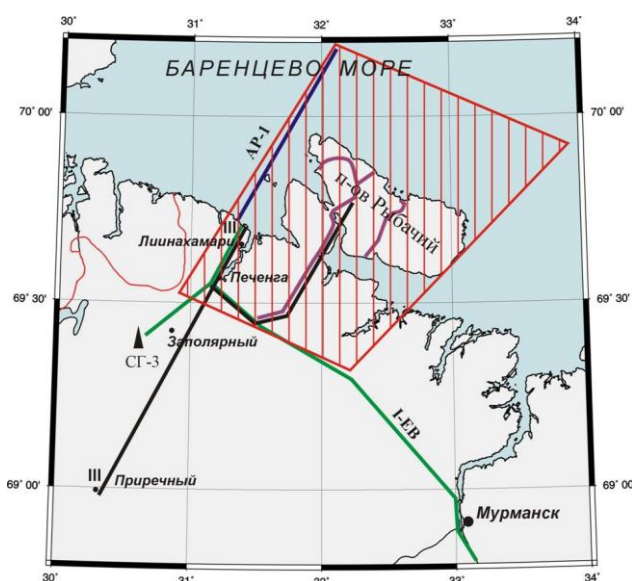


Рис. 2. Предлагаемый для комплексных исследований участок (контур заштрихован). Линиями обозначено положение профилей.

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 районе Печенгско-Аллареченской площади, распространив построение объемной сейсмотомографической модели строения ЗК в область неизученной части Кольского полуострова глубинными методами – область сочленения Баренцевоморской шельфовой плиты с геологическими структурами полуостровов 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

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 линеем 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 полуостровов Среднего и Рыбачьего является наиболее доступным для изучения с поверхности на суше участком зоны сочленения кристаллических пород раннего докембрия с рифейскими шельфовыми терригенными образованиями.

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 фундамента 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 данного обзора вышеперечисленные 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 профилльно-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 Троллфиорд – Рыбачий на глубинное строение региона и морфологию внутрикоровых границ.

Полученные результаты позволят минимизировать затраты на выбор перспективных площадей для организации поисковых работ на полуостровах Средний - Рыбачий и прилегающем шельфе Баренцева моря.

Конечно, 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, грант 05-08-01340 и грант 05-05-65081.

Список литературы

1. *Исанина 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 // Геология рудных 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 // Российский геофизический 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 полуострова // Разведка 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 области. Апатиты: Изд-во КНЦ РАН. 2002. 359 с.
5. Сейсмологическая модель литосферы Северной Европы: Лапландско-Печенгский район / Отв. ред. *Н.В. Шаров*. Апатиты: Изд-во КНЦ РАН. 1997. 226 с.
6. Сейсмологическая модель литосферы Северной Европы: Баренц регион / Отв. ред. *Ф. П. Митрофанов, Н.В. Шаров*. Апатиты: Изд-во 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: Изд-во КНЦ РАН, 2005. 318 с.
8. *Шаров Н.В., Исанина Э.В., Крупнова Н.А.* Глубинное строение района бурения Кольской сверхглубокой скважины // Уральский геофизический 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 юго-восточной 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 том числе упругих, параметров массива, вскрытого скважиной позволит более полно представить упруго-анизотропные свойства кристаллических пород юго-восточной части Балтийского щита. Изучение свойств образцов пород скважины 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 юго-восточной части Балтийского щита (Финляндия) была пробурена скважина ODB, предназначенная для исследования строения массива, в котором расположено отработанное полиметалльное месторождение Оутокумпу. Предельная глубина скважины составила 2516 м. У поверхности находится толща (до 20 м) четвертичных осадков (ил, песок, гравий). Ниже скважиной вскрыты докембрийские мафические 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 акустополаризационного 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 изготовлялись в форме куба. Нормали к трем взаимно-перпендикулярным граням образца были 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 наличия анизотропии, определения числа и направленности элементов упругой симметрии нами применен акустополаризационный метод [2]. Принципиальная схема наблюдений, осуществляемых по этому методу, не отличается от схемы, применяемой при поляризационных измерениях в оптике [1] и выполняется при помощи акустополарископа [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 работ представлены в таблице и на рис. 1, 2.

Обсуждение результатов

Анализ полученных результатов показал, что на характер акустополариграмм 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, так как на акустополариграммах, 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 акустополариграммах 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

Образец ¹⁾	$H^2)$	$\rho^3)$	$D^4)$	Матрица V_{ij} , м/с	$V_{pc}^5)$	$V_{sc}^6)$	$A_p^7)$	$B_s^8)$	Акустопляриграммы 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. 1) номер образца; 2) H – глубина извлечения образца, м; 3) ρ – плотность образцов, г/см³; 4) D – эффект линейной акустической анизотропии поглощения; 5) средняя скорость продольных волн в образце; 6) средняя скорость поперечных волн в образце; 7) A_p – обобщенный коэфф. анизотропии по продольным волнам; 8) 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., рис.1). При анализе скоростных характеристик каждого образца наблюдается определенная разница в конкретных значениях V_p и V_s , представленных в матрицах (табл.). 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) соответственно (табл., рис.1). 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 (табл., рис.1)

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 акустополяриграмм 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 акустополяриграмм 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 акустополаризационные определения.

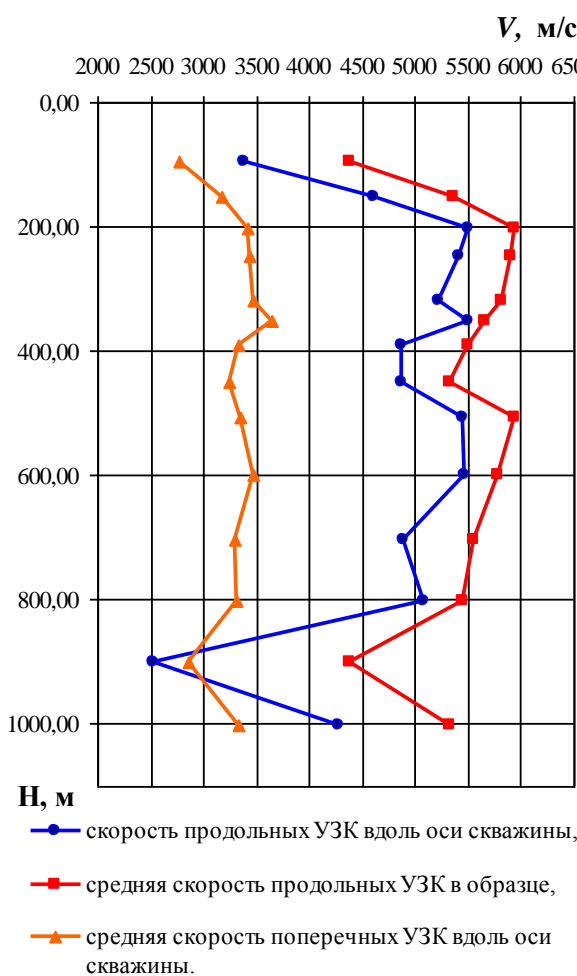


Рис. 1. Величины скорости распространения продольных и поперечных волн в диапазоне глубин до 1000 м в скважине ODB.

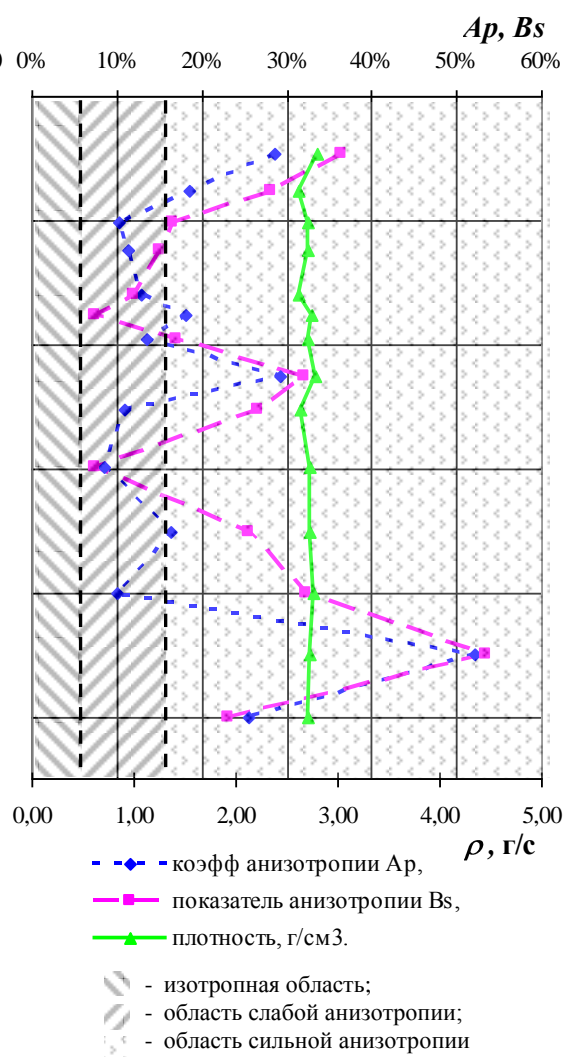


Рис. 2. Зависимость коэффициентов анизотропии по продольным УЗК A_p , показателя B_s , плотности ρ от глубины H залегания образцов скважины ODB.

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 (табл., рис.1).

На всех образцах наблюдается, проявляющий себя в различной степени, эффект линейной акустической анизотропии поглощения (ЛААП) (табл. [3]). Характерным признаком его наличия является уплощенная форма акустополяриграммы 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, и др., табл.). 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 акустополяриграммах 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 амплитуд поперечных колебаний на акустополяриграммах 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 акустополяриграмме 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 зарегистрировано наличие эффекта деполаризации 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: Изд. КНЦ РАН. 1995. 204 с.
3. Горбацевич Ф.Ф. Акустополарископия породообразующих минералов и кристаллических пород. - Апатиты: Изд. КНЦ РАН, 2002. 140 с.
4. Ковалевский М.В. К вопросу о совершенствовании методики исследований упругих характеристик геоматериалов методом акустополарископии // Информационные материалы 12-й научной конференции: 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. Сборник трудов XV сессии Российского акустического общества. 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, «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. Survey of 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 как различию исходных осадочных пород, так и неодинаковому характеру их полиморфизма и многообразию геодинамических факторов.

Кианитовые месторождения Кольского полуострова по своим 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 органическим 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 с 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 килобар и температуры 500 – 600°C.

Известно, что глины это 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 процентов), а начальная пористость свежих глинистых осадков составляет не менее 50 %, не трудно прийти 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 обстановке первого доорогенного 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.

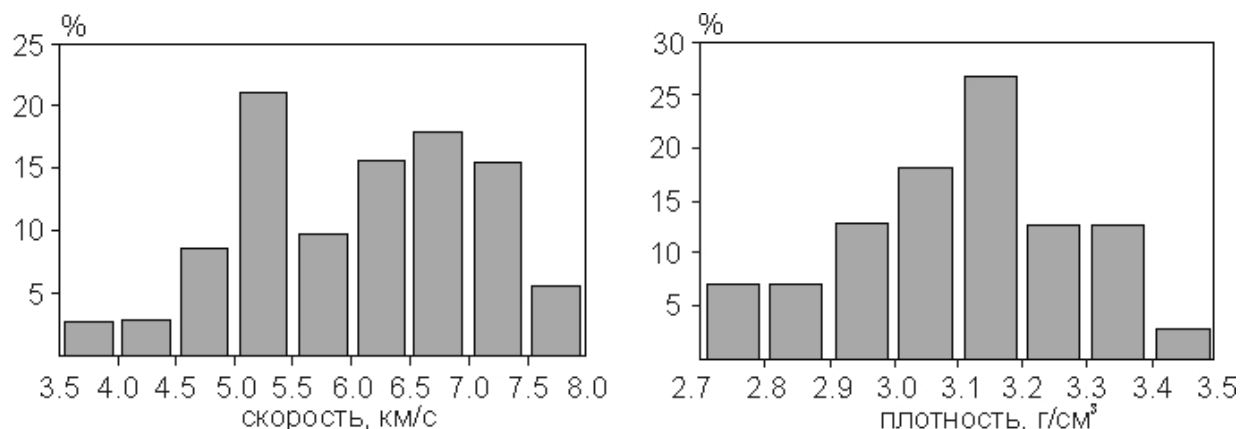


Рис. 1. Физические свойства кианитовых сланцев Кейв.

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).

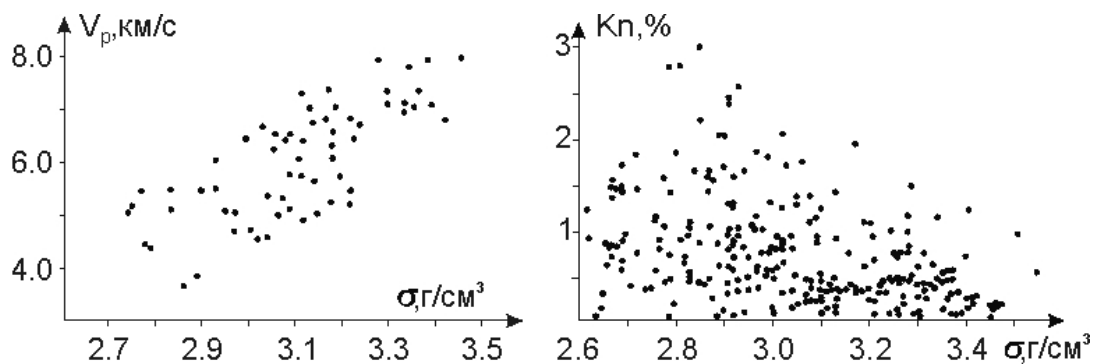


Рис. 2. Взаимосвязь физических свойств кянитовых сланцев.

Как правило, кянит 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 кянитовые параморфозы, и кянит кристаллизовался в неориентированных (конкреционных) агрегатах. В участках более сильного пластического течения возникали разнообразные ориентированные агрегаты тонкопризматического кянита. Такое сложно напряженное состояние пород приводило к нарушению их сплошности, дроблению, образованию вторичной слоистости, перекристаллизации и другим процессам, определяющим положение кянита в матрице породы. Эти же факторы определяют анизотропию упругих свойств горных пород (рис. 3).

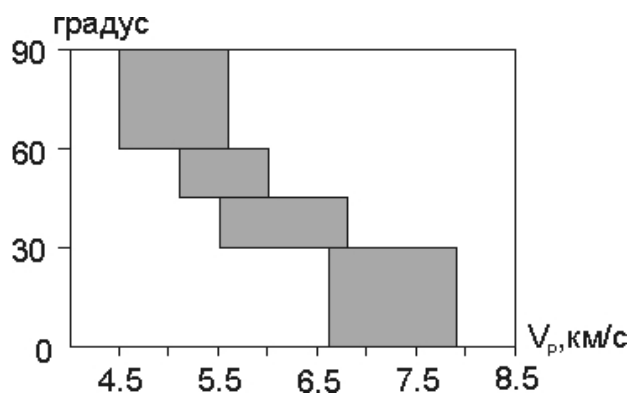


Рис. 3. Анизотропия скоростей упругих волн в кянитовых сланцах.

Существенное влияние на изменение физических свойств кянитовых 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 кянитовых сланцев

Зоны	Мощность, м	Количество определений	Кянит, %	Мусковит, %	σ , г/см ³	K, %	V _p , 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. Протодьяконову.

Верхняя зона представлена породами выветренными, сильно разрушенными. Под влиянием атмосферных процессов обычно гладкая поверхность кянитовых 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 вышележащими 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).

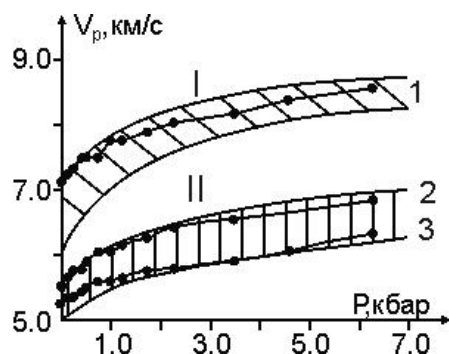


Рис. 4. Пределы изменения скоростей упругих волн кианитовых (I) и кварц-мусковитовых (II) сланцев с давлением.

- 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 ($\sigma = 2.74 \text{ г/см}^3$, $K\% = 0.8$)

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 килобар), что согласуется с результатами наших экспериментов (обр. 47/82.4, рис. 4).

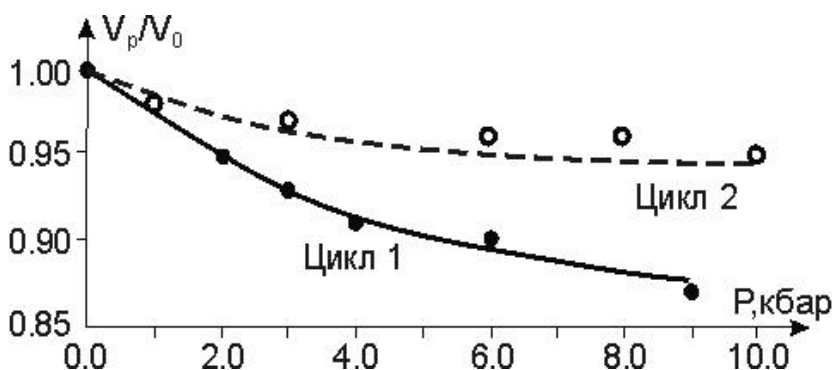


Рис. 5. Изменение объема образца кианита под давлением при циклах нагрузки.

- V_0 – начальный объем,
- V_p – объем при различных давлениях.

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 килобара.

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 килобар. 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 ($I_{gr} = 13 \pm 6 \text{ ом}^{-1}\text{см}^{-1}$), 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 мм. Кроме дисперсного графитоида присутствует графит аморфной модификации [1]. Ранее было установлено, что часть углерода в кианите выгорает при температуре 800 – 900°C, а часть его выгорает при более высоких температурах.

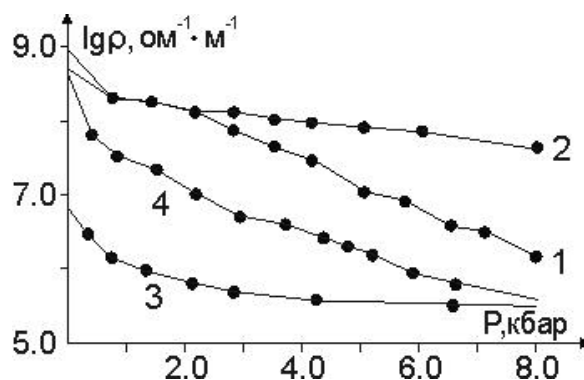


Рис. 6. Изменение электропроводности кианитовых сланцев с давлением.

1, 2 – номера циклов нагрузки,
3, 4 – процесс нагрузки – разгрузки.

В области температур 950-1200°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).

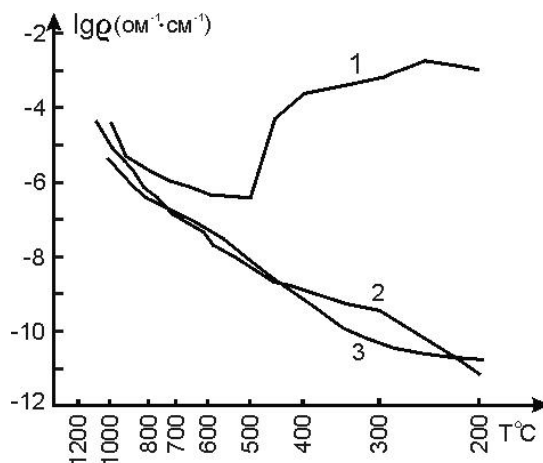


Рис. 7. Изменение электропроводности кианитовых (1) и кварц-мусковитовых (2, 3) сланцев с температурой.

В природных условиях прогревание и перекристаллизация кианитовых сланцев под влиянием контактно-метасоматических процессов приводит к образованию новой модификации кианита-силлиманита. Несмотря на один и тот же химический состав, отмечаются некоторые различия в первую очередь 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.

Таблица 2

Энергия активации и электропроводимость кианитовых конкреций месторождения Кейв

Номер образца	Глубина скважины, м	Интервал температур, °С	Энергия активации, эв	$\lg \rho$ ($\text{ом}^{-1}\cdot\text{см}^{-1}$)
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

Основой экспериментальных наблюдений по теме публикации послужили петролого-минералогические материалы д. г. м. н. И.В. Белькова и его консультации по интерпретации получаемых данных, которые докладывались на совещаниях разного уровня [2, 3].

Работа выполнена в рамках программы фундаментальных исследований РАН ОНЗ-6 "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 Международной конференции 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. //Сб. Физические свойства горных пород при высоких термодинамических параметрах. Изд. Элм. Баку. 1978. С. 270 – 271.
3. Бельков И.В. Кианитовые сланцы Кейв. М.-Л. 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 Кольского научного центра РАН, г. Апатиты; ² Санкт Петербургский филиал Института земного магнетизма, ионосферы и распространения радиоволн РАН, г. Санкт Петербург; ³ Филиал КНЦ РАН-Центр физико-технических проблем энергетики Севера, г. Апатиты

Введение

Эксперименты по частотному зондированию, выполненные ранее в Ковдорском районе Кольского полуострова (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, выходящих 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 полуострова по схеме многолучевых наблюдений в диапазоне разносов от 37 до 80 км. Обзорная схема района работ с расположением питающих и приемных линий приведена на рис. 1.

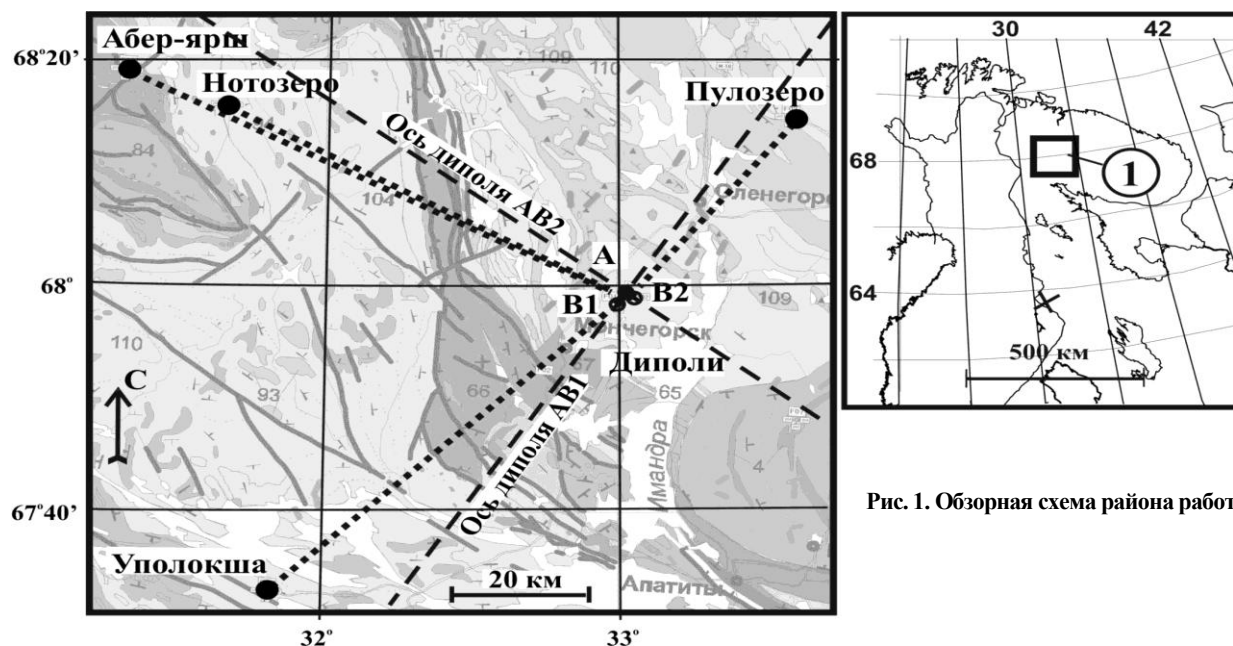


Рис. 1. Обзорная схема района работ

Питающая установка представляла собой две взаимно ортогональные заземленные линии длиной 2.2 и 1.6 км, расположенные в пределах гранито-гнейсового блока, занимающего северо-западную часть Мончегорского района. 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, которые могли бы оказать сильное боковое искажающее влияние. Точка Пулузеро расположена в пределах гранодиоритов-тоналитов Центрально-Кольского блока. Аналогичного состава породы развиты в районе точки Нотозеро, расположенной в пределах Нотозерского антиклинального блока. Точка Абер-ярш находится в северном обрамлении Сальных тундр, в пределах пород основания, относимых к Кольско-Беломорскому нестратифицированному 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 аудиоманнитотеллурического 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-ти 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 обеим 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 обработки

Результаты обработки данных частотного зондирования проиллюстрированы на рис. 2 на примере точки Пулузеро.

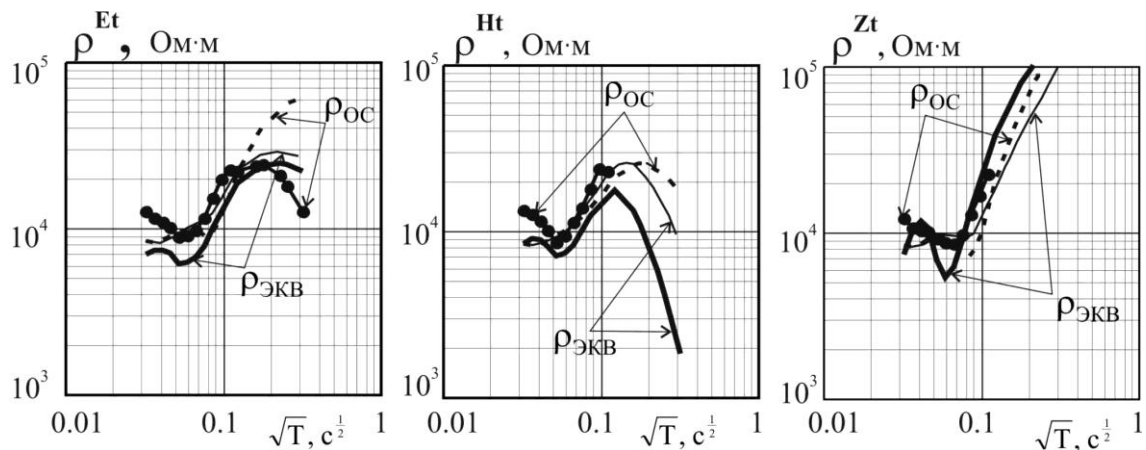


Рис. 2. Результаты обработки данных частотного зондирования в точке Пулозеро.

Светлые кружки – кривые для осевой установки $r = 38$ км, $\theta = 9^\circ$, темные кружки – для экваториальной установки $r = 37$ км, $\theta = 89^\circ$

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 ρ_{ω}^{Etot} и ρ_{ω}^{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 геоэлектрического 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 – то есть всего по шести параметрам. Результаты решения обратной задачи приведены на рис. 3.

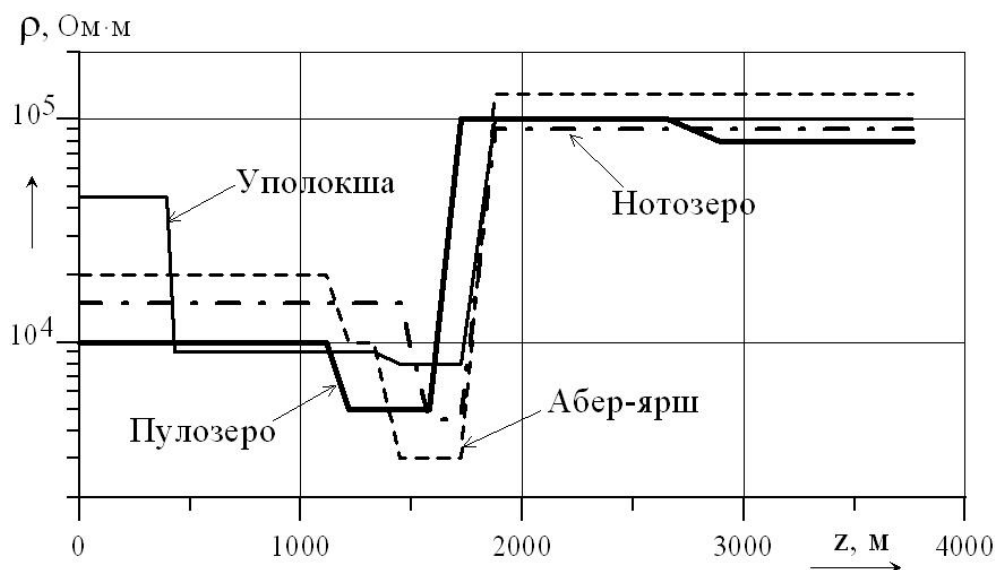


Рис. 3. Геоэлектрические разрезы по результаты решения обратной задачи частотного зондирования в центральной части Кольского полуострова.

Положение пунктов зондирования показано на рис. 1.

На рис.4 представлены результаты измерений и решение прямой задачи для точки Пулозеро.

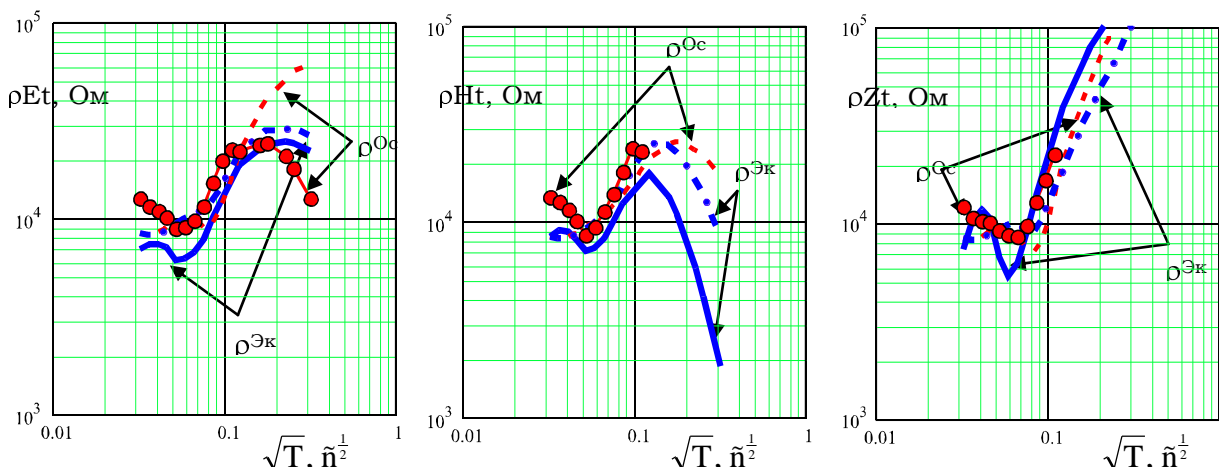


Рис. 4. Кривые кажущегося сопротивления по измеренным горизонтальным компонентам электрического ρEt и магнитного ρHt поля, и по входному импедансу ρZt для осевой $\rho^{Oс}$ и экваториальной $\rho^{Эк}$ установок в сопоставлении с решением прямой задачи для модели представленной на рис.3 в точке Пулозеро.

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 полуострова является высокое сопротивление верхней толщи земной коры мощностью не менее 15 – 20 км с поперечным сопротивлением порядка $10^9 - 10^{10} \text{ Ом}\cdot\text{м}^2$.

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».

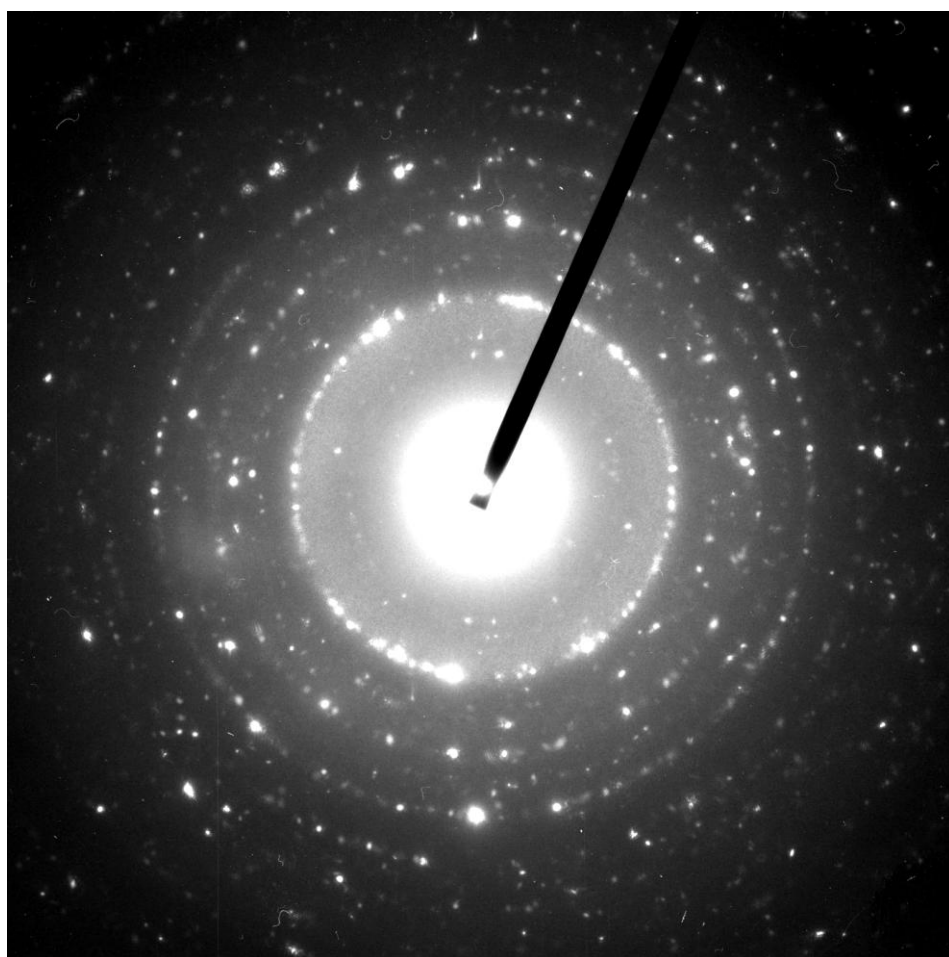
3. Природа «слоя-ДД» связывается с атмосферными водами, проникающими на глубину вдоль зон трещиноватости и зон разломов, выполаживающихся с глубиной. Детальное изучение параметров «слоя ДД» может дать дополнительную информацию о термодинамическом состоянии соответствующих блоков земной коры и их флюидном 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-а и 07-08-00181а и Проекта ОНЗ РАН № 6 «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, Анатиты, 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 были изучены широкополосные спектры РЛ для ряда синтезированных фторо- и фторосульфатоцирконатов, при этом отмечен сложный характер этих спектров [1, 3]. Был выделен массив минеральных образований с интенсивной люминесценцией (преимущественно в ультрафиолетовом диапазоне), что позволило рекомендовать их в качестве люминофоров – преобразователей рентгеновского излучения. Центры свечения, ответственные за интенсивность РЛ, были 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 -KZrF₅, $Rb_2Zr_3OF_{12}$, Cs_2ZrF_6 , $Cs_5Zr_4F_{21} \cdot 3H_2O$, $Cs_2Zr_3F_{14} \cdot 1.5H_2O$; $Rb_3Zr_2F_9SO_4 \cdot 2H_2O$, $Cs_8Zr_4F_2(SO_4)_{11} \cdot 16H_2O$ были 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°C 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°C 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 -KZrF₅ и $RbZrF_5 \cdot H_2O$, что вызывает повышение интенсивности свечения (табл. 1, 2; рис.).

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 месяцев) кристаллизация осадка.

В данной работе показано, что этот минеральный вид образуется при нагревании (430°) 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-ZrF₄ ранее при <330 °C в атмосфере гелия был получен фтороцирконат β -CsZrF₅ [7,8], а в интервале устойчивости 330-518°C – α -CsZrF₅ [7]. Нами показано, что при разложении на воздухе CsZrF₅·H₂O 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 - CsZrF₅ низкая.

Таблица 1.

Продукты термического разложения* безводных фтороцирконатов и их РЛ

Исходный минеральный вид	T, °С	Фазовый состав продуктов разложения	Диапазон максимального излучения, λ , нм	Интенсивность максимального излучения, отн. ед.
K ₂ ZrF ₆	20	-	300 – 310	0.550
	280	-	300 – 320	0.200
	590	K ₃ ZrF ₇ + ZrO ₂	Свечения нет	
Rb ₂ ZrF ₆	20	-	350 – 370	0.450
	100	Rb ₂ ZrF ₆	340 – 350	0.425
	300	Rb ₂ ZrF ₆	340 – 350	0.420
	510	Rb ₂ ZrF ₆ ^{*3}	350 – 380	0.200
Rb ₂ Zr ₃ OF ₁₂	20	-	355 – 380	0.680
	280* ²	-	340 – 350	1.100
Cs ₂ ZrF ₆	20	-	350 – 375	0.430
	280* ²	-	350 – 360	0.375

Здесь и в табл.2 *¹ Неизотермическое прокаливание со скоростью подъема температуры 8 – 10 град/мин, *² со скоростью 70 град/мин, *³Обратимое полиморфное превращение при 474 – 481°С, *⁴Недоразложившееся вещество.

Таблица 2.

Продукты термического разложения водных фтороцирконатов и их РЛ

Исходный минеральный вид	T, °С	Фазовый состав продуктов разложения	Диапазон максимального излучения, λ , нм	Интенсивность максимального излучения, отн. ед.
Rb ₅ Zr ₄ F ₂₁ ·3H ₂ O	20	–	320 – 440	0.005
	220	RbZrF ₅ +RbF	340 – 390	0.025
	280* ²	–	330 – 340	0.240
	300	RbZrF ₅ + Rb ₂ ZrF ₆ +ZrF ₄	–	–
	430	Rb ₂ Zr ₃ OF ₁₂ + Rb ₂ ZrF ₆	330 – 350	0.520
RbZrF ₅ ·H ₂ O	20	–	360 – 390	0.220
	120	β -RbZrF ₅	360 – 390	0.065
	280* ²	–	370	0.175
	430	Rb ₂ ZrF ₆ + Rb ₂ Zr ₃ OF ₁₂	360 – 390	0.550
α -CsZrF ₅ ·H ₂ O	20	–	400 – 420	0.045
	120	α -CsZrF ₅		
	250	β -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 Rb₃Zr₂F₉SO₄·2H₂O, после термообработки которого (280°С) фиксируется разложение с участием люминесцирующей фазы RbZrF₅ 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 несколько типов процессов, сопровождающих нагревание:

- Потеря воды (α - и β -CsZrF₅·H₂O) практически без пирогидролита до 200°С.

- 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°С и продолжается до высокой температуры.

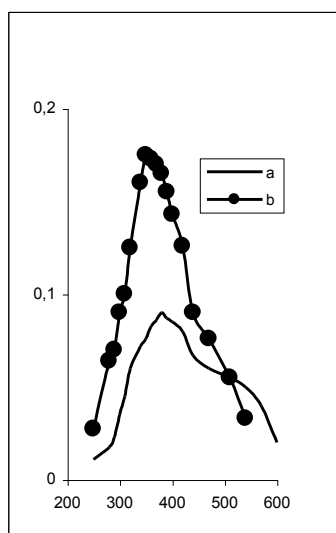


Рис. Влияние термообработки до 300°C на РЛ $\text{RbZrF}_5 \cdot \text{H}_2\text{O}$.

a – для исходного минерального вида,
b – после термообработки

- После достижения критической концентрации кислорода образуется вторая фаза (оксид и(или) оксофторид), как это наблюдается, например, для $\text{Rb}_2\text{Zr}_3\text{OF}_{12}$ (680°C).

- Возможно диспропорционирование с образованием, наряду с оксофазой, фтороцирконата с большим отношением F/Zr, чем у исходных минеральных видов ($\text{Rb}_5\text{Zr}_4\text{F}_{21} \cdot 3\text{H}_2\text{O}$ и $\text{RbZrF}_5 \cdot \text{H}_2\text{O}$).

- 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 пиролизиса в основном приводит к уменьшению интенсивности свечения (Rb_2ZrF_6). На интенсивность РЛ оказывает влияние состав и природа промежуточных фаз, образующихся при нагревании минеральных видов. Примером могут служить гидраты $\text{M}_5\text{Zr}_4\text{F}_{21} \cdot 3\text{H}_2\text{O}$, 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 $\text{M}_5\text{Zr}_4\text{F}_{21} \cdot 3\text{H}_2\text{O}$, $\text{MZrF}_5 \cdot \text{H}_2\text{O}$, $\text{Rb}_2\text{Zr}_3\text{OF}_{12}$; фторосульфатоцирконатов $\text{M}_2\text{ZrF}_4\text{SO}_4$.

Впервые установлено наличие в составе продуктов разложения фтороцирконатов $\text{Rb}_5\text{Zr}_4\text{F}_{21} \cdot 3\text{H}_2\text{O}$ и $\text{RbZrF}_5 \cdot \text{H}_2\text{O}$ оксофтороцирконата $\text{Rb}_2\text{Zr}_3\text{OF}_{12}$.

Таблица 3.

Продукты термического разложения фторосульфатоцирконатов и их РЛ

Исходный минеральный вид	Т, °С*	Фазовый состав продуктов разложения	Диапазон максимального излучения (λ, нм)	Интенсивность максимального излучения, отн.ед.	
				8–10 град/мин	70–80 град/мин
$\text{Rb}_3\text{Zr}_2\text{F}_9\text{SO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$	20	–	380 – 390	0.170	–
	220-280	$\text{Rb}_2\text{ZrF}_4\text{SO}_4$ + RbZrF_5	350 – 360	–	0.455
	300	–	350 – 380	–	0.087
$\text{Cs}_2\text{ZrF}_4\text{SO}_4$	20	–	370 – 390	0.320	–
	100	$\text{Cs}_2\text{ZrF}_4\text{SO}_4$	380 – 390	–	0.180
	200	$\text{Cs}_2\text{ZrF}_4\text{SO}_4$	365 – 390	0.165	–
	240	$\text{Cs}_2\text{ZrF}_4\text{SO}_4$	365 – 390	–	0.480
$\text{Cs}_8\text{Zr}_4\text{F}_2(\text{SO}_4)_{11} \cdot 16\text{H}_2\text{O}$	20	–	300 – 450	0.010-0.020	–
	295	$\text{Cs}_8\text{Zr}_4\text{F}_2(\text{SO}_4)_{11}$ (Продукт практически аморфен)	420 – 440	0.370	0.035

Показано, что минеральный вид $\text{Cs}_2\text{ZrF}_4\text{SO}_4$ термически устойчив до 380°C, а затем подвергается плавлению, близкому к конгруэнтному.

Отмечено, что α- и β- CsZrF_5 , полученные при разложении на воздухе α- и β- $\text{CsZrF}_5 \cdot \text{H}_2\text{O}$, 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., Климкин В.М. Синтез и люминесцентные свойства фторосульфатных соединений циркония (гафния). // Неорган. материалы. 2007. Т. 43. № 4. С. 490 – 494.
2. Борозновская Н.Н., Годнева М.М., Климкин В.М., Мотов Д.Л. Влияние термообработки на рентгенолюминесценцию фтористых минеральных видов циркония. // IV международный минералогический семинар “Теория, история, философия и практика минералогии”. Сыктывкар. 17 – 20 мая 2006 г. УрО РАН. Республика Коми. Сыктывкар. 2006. С. 228.
3. Годнева М.М., Мотов Д.Л., Борозновская Н.Н., Климкин В.М. Синтез фтористых соединений циркония (гафния) и их рентгенолюминесцентные свойства. // Журн. неорган. химии. 2007. Т. 52. № 5. С. 725 – 730.
4. Годнева М.М., Мотов Д.Л. 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. Сиб. Отд. 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. International Centre for Diffraction Data. Card 11-0082.

КИНЕТИКА МЕХАНОХИМИЧЕСКОГО ВЗАИМОДЕЙСТВИЯ НЕКОТОРЫХ КАЛЬЦИЙ СОДЕРЖАЩИХ МИНЕРАЛОВ С УГЛЕКИСЛЫМ ГАЗОМ

А.М. Калинин

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

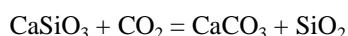
Многочисленные эксперименты свидетельствуют о том, что под влиянием повторяющихся механических воздействий на твердое вещество (сорбент) сорбция молекул газа существенно возрастает, причем это увеличение нельзя объяснить развитием поверхности твердого тела в результате его деформации и разрушения, сопутствующих 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 механохимические 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 трибоадсорбцию и трибоабсорбцию [5].

Следует разграничить механосорбционные процессы и реакции механохимического 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 механохимической реакции.

Традиционно механосорбция рассматривается как поглощение относительно небольшого количества газа (менее 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 механохимического синтеза. Ранее нами обнаружено [3, 8], что диопсид $\text{CaMgSi}_2\text{O}_6$, волластонит CaSiO_3 и другие Са и Mg 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 механохимической 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 массивное 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 механохимического 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°C 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 продували 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.

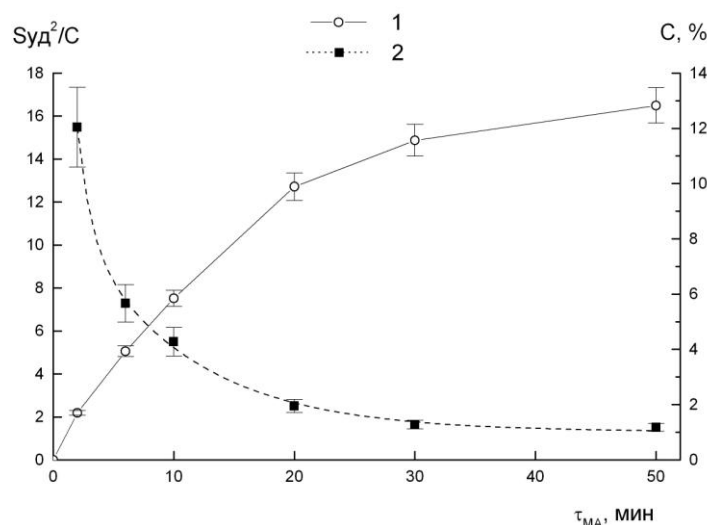


Рис. 1. Зависимость степени карбонизации перовскита С (мас. % CO_2) (1) и величины $S_{\text{уд}}^2/\text{C}$ (2) от продолжительности МА в атмосфере углекислого газа.

Зависимость степени карбонизации перовскита С (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 выделение 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]:

$$W = W_{\text{раск}} + W_{\text{тр}} = a(dS/d\tau) + f_{\text{тр}}(S), \quad (1)$$

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 $2370\text{-}2350\text{ см}^{-1}$ 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:

$$W = dM/d\tau = f_{\text{тр}}(S) = k(S^2/M) \quad (3)$$

$$k \sim C_0 D_{\text{MC}}$$

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 быть 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 (мас. %); $S_{\text{уд}}$ – 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 углекислому газу в условиях механических воздействий и может использоваться для сопоставления взаимодействия различных минералов с CO_2 при МА.

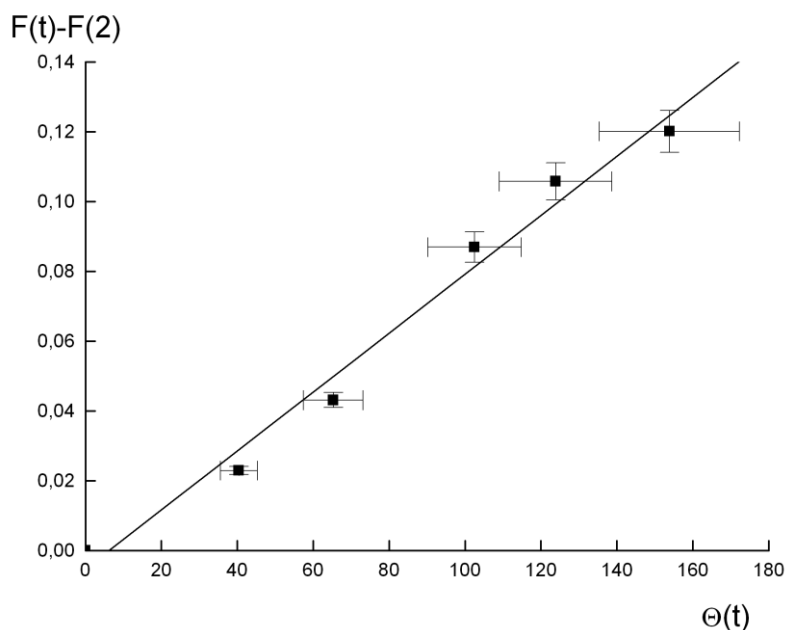


Рис. 2. Зависимость величины $(F(t)-F(2))$ от значений интеграла $\Theta(t)$ в уравнении (8).

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (грант № 06-03-32198), гранта «Ведущие научные 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. Новосибирск: 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. *Калинкин А.М., Политов А.А., Болдырев В.В. и др.* Исследование механической активации диоксида в среде CO_2 // Неорган. Материалы. 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 and Planetary 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. № 4. P. 273 – 299.

ПЭМ-ИССЛЕДОВАНИЕ СТРУКТУРЫ ПЕРОВСКИТА И ДИОПСИДА, МЕХАНИЧЕСКИ АКТИВИРОВАННЫХ В АТМОСФЕРЕ CO₂

А.М. Калинин¹, Е.В. Калинкина¹, В.Н. Неведомский²

¹Институт химии и технологии редких элементов и минерального сырья им. И.В. Тананаева КНЦ РАН, Апатиты, kalinin@chemy.kolasc.net.ru; ²Физико-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 CaMgSi₂O₆, титанит CaTiSiO₅, перовскит CaTiO₃ 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 CO₃-групп, в которые превращается поглощенный диоксид углерода, достигает значений, сопоставимых с содержанием кальция в минералах. Было сделано предположение, что CO₂ 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 ~1500°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 CaMgSi₂O₆ (Ковдорское месторождение) и синтетического перовскита CaTiO₃ с CO₂, с использованием метода просвечивающей электронной микроскопии (ПЭМ), в том числе в режиме высокого разрешения (ВРЭМ).

В качестве исходного природного диопсида, теоретическая формула которого соответствует CaMgSi₂O₆, 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 CO₂ для условий эксперимента. Степень карбонизации образца (содержание CO₂ в активированном диопсиде) составила 21.3 ± 0.8 мас. % CO₂. МА перовскита в среде CO₂ проводили в центробежно-планетарной мельнице АГО-2 [1]. Продолжительность активации перовскита в углекислом газе составила 30 мин. Содержание CO₂ 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 (Япония). 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, масштаб 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, масштаб 500 нм).

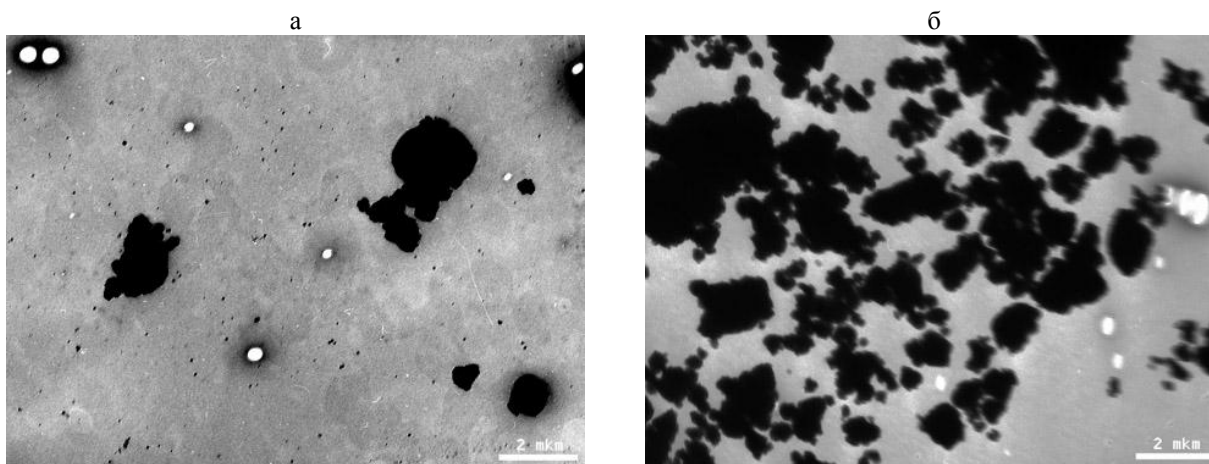


Рис. 1. ПЭМ-изображения МА-образцов диопсида (а) и перовскита (б) после диспергирования в спирте и осаждения на коллодиевую пленку.

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

диоксида, либо частицами железа, присутствующими в образце за счет самоистирания материала мельницы. В целом, структура диоксида, активированного в CO_2 , является однородной и аморфной, о чем свидетельствуют ВРЭМ-изображения (рис. 2а, масштаб 5 нм) и микродифрактограмма образца, типичная для аморфной структуры (рис. 3а).

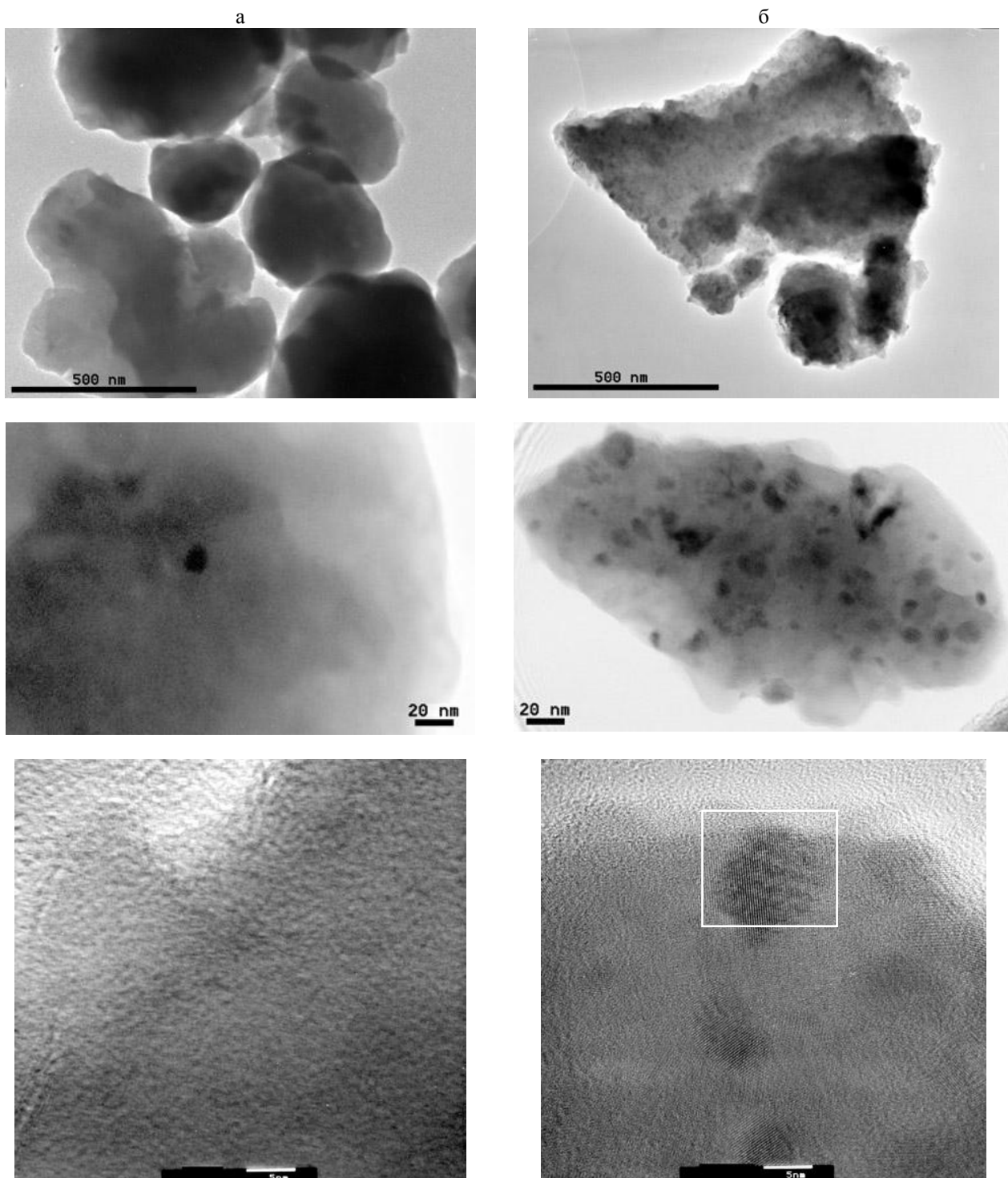


Рис. 2. ПЭМ-изображения МА-образцов диоксида (а) и перовскита (б).

По сравнению с диоксидом по данным РФА (не приведены) в результате механической обработки в CO_2 структура перовскита разрушена в заметно меньшей степени. Для образцов перовскита и диоксида размеры средних и крупных частиц (и их агрегатов) после диспергирования в спирте и осаждения на коллоидную 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 диоксида 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 аморфизированной 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, масштаб 5 нм, на снимках представлены края частиц образцов) иллюстрирует аморфный характер матрицы и кристалличность включений, размер которых соответствует 3 нм в диаметре и более.

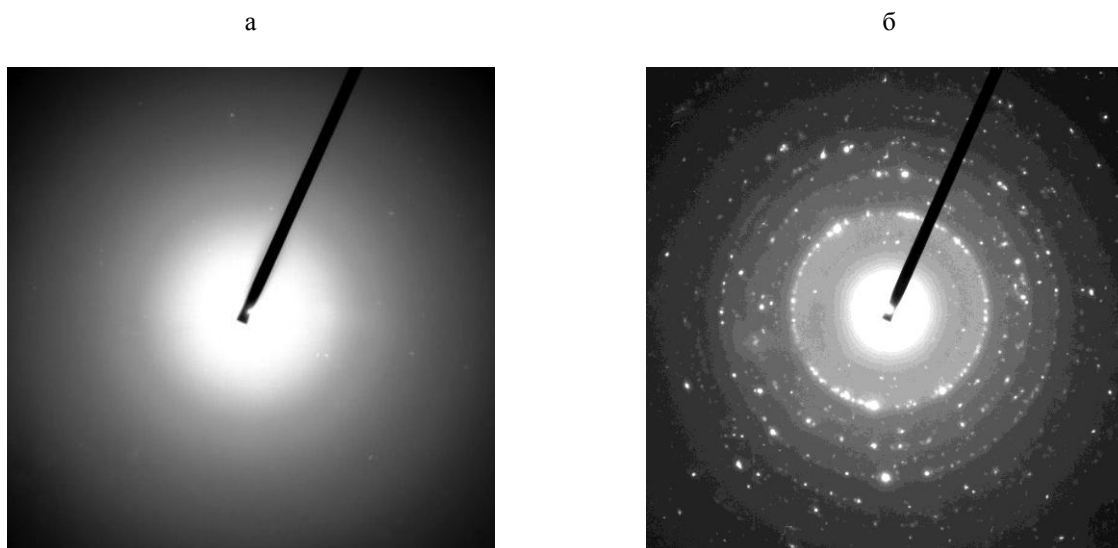


Рис. 3. Микродифрактограммы МА-образцов диопсида (а) и перовскита (б). Микродифрактограммы снимались с частиц, изображенных на рис. 4а (масштаб 500 нм).

Полученные результаты подтверждают ранее сделанное предположение о характере механохимического взаимодействия CO_2 с кальций содержащими минералами. Механически индуцированное массивное 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 нанокомпозитом, в котором нанокристаллы CaTiO_3 внедрены в карбонизированную аморфную титанатную матрицу.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (грант № 06-03-32198), гранта «Ведущие научные 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. Новосибирск: 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. журн. 2002. Т. 46. № 5. С. 57 – 63.
4. *Иверонова В.И., Ревкевич Г.П.* Теория рассеяния рентгеновских лучей. М.: Изд. МГУ. 1978. С. 129.
5. *Калинкин А.М., Политов А.А., Болдырев В.В. и др.* Исследование механической активации диопсида в среде CO_2 // Неорган. Материалы. 2002. Т. 38. № 2. С. 215 – 220.
6. *Калинкин А.М., Политов А.А., Калинкина 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 and Planetary 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. № 4. P. 273 – 299.

ВЗАИМОДЕЙСТВИЕ СИЛИКАТОВ ЛИТИЯ, НАТРИЯ И КАЛИЯ С УГЛЕКИСЛЫМ ГАЗОМ ПРИ МЕХАНИЧЕСКОЙ АКТИВАЦИИ

А.М. Калинин, Е.В. Калинкина, О.А. Залкинд, Т.Н. Васильева

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

В развитие проводимых нами исследований взаимодействия кальций и магний содержащих силикатных минералов с углекислым газом при механической активации (МА) [3, 4, 9] в настоящей работе изучены процессы, протекающие при МА метасиликатов щелочных металлов M_2SiO_3 ($M - Li, Na, K$) в воздушной среде и в атмосфере CO_2 . Представляет интерес проследить, как повлияет на протекание механохимического взаимодействия с CO_2 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 температурах). Данных по влиянию механических воздействий на интенсивность поглощения CO_2 силикатами щелочных металлов в литературе нами не обнаружено.

МА метасиликатов лития, натрия и калия проводили в воздушной среде и в атмосфере CO_2 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 CO_2 , 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 CO_2 .

На рис. 1 представлены мольные отношения CO_2/M_2SiO_3 в образцах метасиликатов щелочных металлов в зависимости от времени МА в АГО-2 в среде углекислого газа и количества подведенной механической энергии.

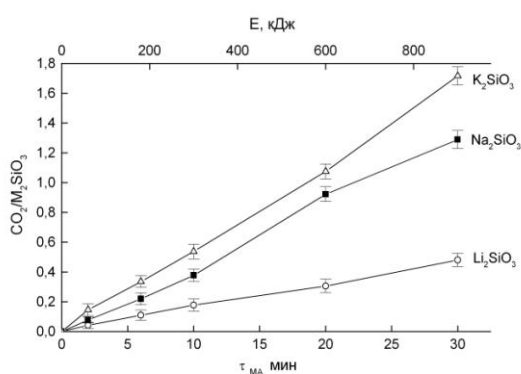


Рис. 1. Мольные отношения CO_2/M_2SiO_3 ($M - Li, Na$ и K) в зависимости от времени МА метасиликатов щелочных металлов в мельнице АГО-2 в среде углекислого газа.

E – количество энергии, подведенное к образцу в барабане (кДж).

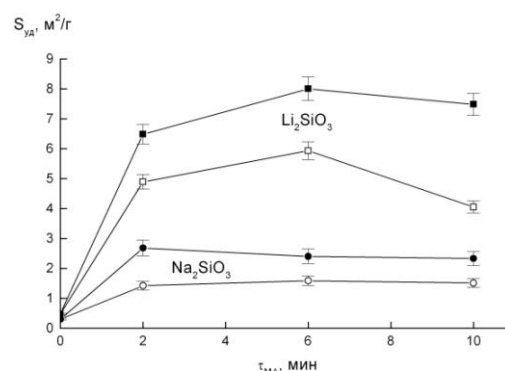


Рис. 2. Зависимость удельной поверхности образцов метасиликатов лития и натрия от времени МА в мельнице АГО-2 в воздушной среде (светлые значки) и в атмосфере CO_2 (темные значки).

Величины CO_2/M_2SiO_3 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 H_2O определялось как разность между убылью массы при прокаливании МА-образцов до 1000°C и содержанием CO_2 по данным химического анализа. При одинаковом количестве подведенной энергии отношение CO_2/M_2SiO_3 возрастает в ряду $Li < Na < K$, причем для Li_2SiO_3 оно в 2 – 3 раза ниже, чем для Na_2SiO_3 и K_2SiO_3 . После 30 мин МА в углекислом газе степень карбонизации образцов метасиликатов лития, натрия и калия составляет 17.9, 29.5 и 25.6 мас. % CO_2 , соответственно. Величина CO_2/M_2SiO_3 для Na_2SiO_3 и K_2SiO_3 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 Na_2SiO_3 содержится ~2 мас. % CO_2 .

Удельные поверхности образцов при МА силикатов лития и натрия в центробежно-планетарной мельнице в атмосфере CO_2 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 Na_2SiO_3 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.

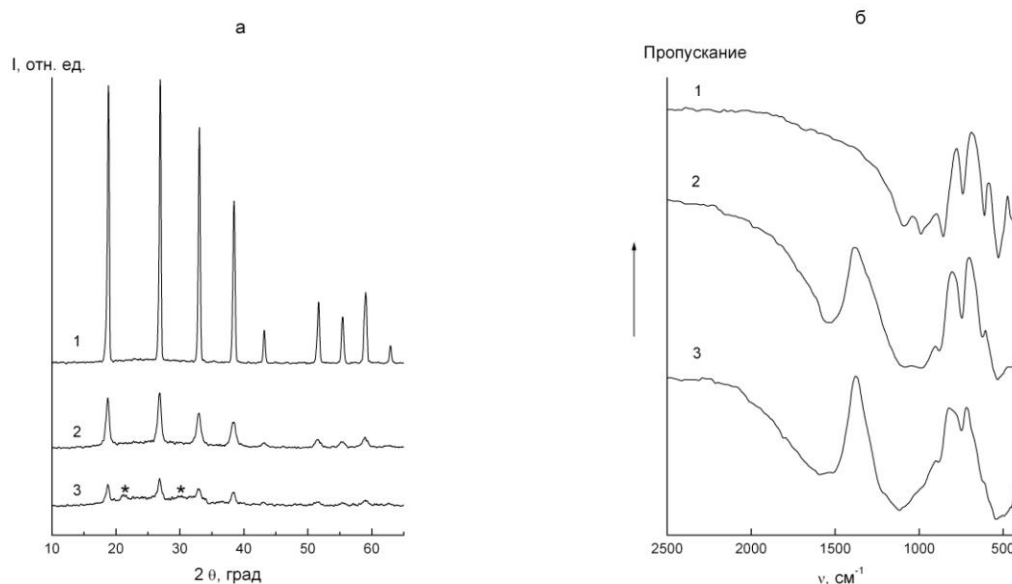


Рис. 3. Дифрактограммы (а) и ИК спектры (б) образцов метасиликата лития после МА в атмосфере CO_2 в АГО-2:
1 - исходный образец, 2 и 3 – после 10 и 30 мин МА соответственно. Звездочкой обозначены рефлексы, соответствующие Li_2CO_3 .

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]. Эталонем служил реактивный Li_2CO_3 квалификации «х.ч.». Содержание карбоната лития в указанном образце метасиликата согласно полученным данным составляет $10\text{-}15\%$. 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 $7.5\div 8.0\text{ м}^2/\text{г}$ (рис. 2). Зная площадь, которую занимает одна молекула углекислого газа (21.6 \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 термонаитрит $\text{Na}_2\text{CO}_3 \cdot \text{H}_2\text{O}$ (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 $2\theta = 15^\circ\div 40^\circ$, свидетельствующего о появлении аморфной фазы, присутствуют пики $\text{Na}_2\text{CO}_3 \cdot \text{H}_2\text{O}$, а также вейтайдерита

$\text{Na}_2\text{CO}_3 \cdot 3\text{NaHCO}_3$ (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.

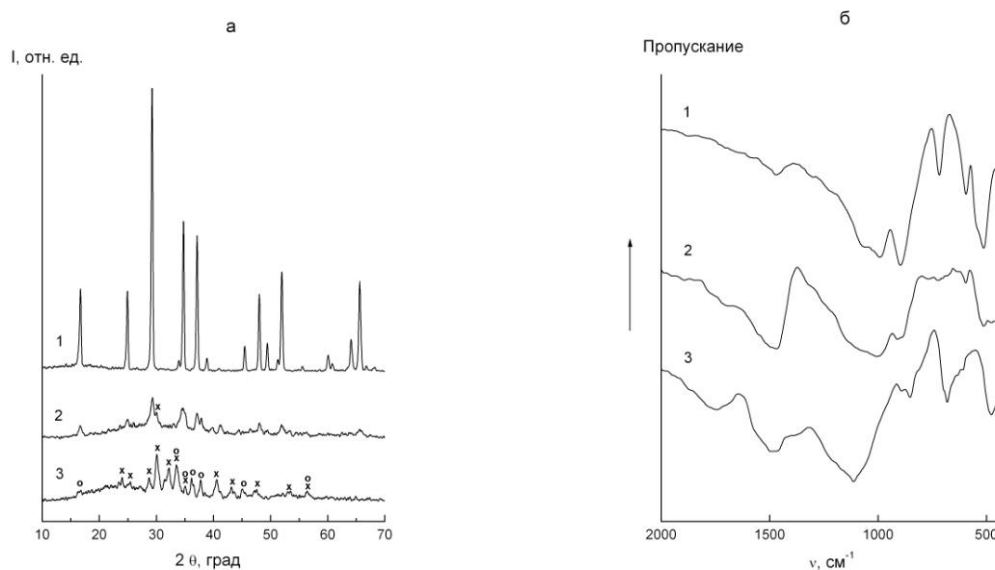
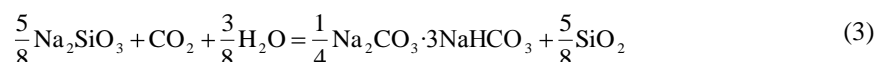
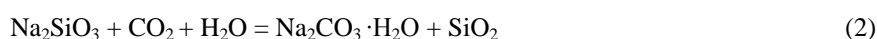


Рис. 4. Дифрактограммы (а) и ИК спектры (б) образцов метасиликата натрия после МА в атмосфере CO_2 в АГО-2:

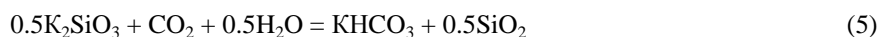
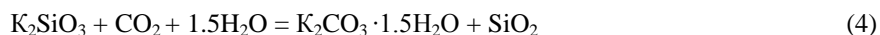
1- исходный образец, 2 и 3 – после 10 и 30 мин МА соответственно. Рефлексы фаз: х - $\text{Na}_2\text{CO}_3 \cdot \text{H}_2\text{O}$, о - $\text{Na}_2\text{CO}_3 \cdot 3\text{NaHCO}_3$ и $\text{Na}_2\text{CO}_3 \cdot \text{NaHCO}_3 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$.

Образование среднего карбоната $\text{Na}_2\text{CO}_3 \cdot \text{H}_2\text{O}$ после 10 мин МА подтверждается появлением в ИК спектре интенсивной полосы CO_3^{2-} 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 $\text{Na}_2\text{CO}_3 \cdot \text{NaHCO}_3 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$. 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 CO_2 протекают две основные реакции:



В отличие от метасиликатов лития и натрия, в дифрактограмме образца K_2SiO_3 (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 K_2SiO_3 с CO_2 приводит к появлению среднего карбоната $\text{K}_2\text{CO}_3 \cdot 1.5\text{H}_2\text{O}$ (PDF №11-655), а после 30 мин МА в дифрактограмме образца преобладают рефлексы гидрокарбоната KHCO_3 (PDF №70-996):



Представленные в докладе результаты свидетельствуют о том, что механохимическое взаимодействие метасиликатов щелочных металлов с CO_2 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 $T_{\text{пл}}$ и повышенная гигроскопичность Na_2SiO_3 и K_2SiO_3 , 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 CaSiO_3 , диоксида $\text{CaMgSi}_2\text{O}_6$ и других кальций и магний содержащих силикатов маловероятен. После начальной стадии адсорбции на поверхности этих соединений молекулы CO_2 проникают внутрь частиц с образованием

карбонатных групп по механизму, аналогичному трибоабсорбции 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 термоллиза 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) симпатны 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), гранта «Ведущие научные 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. Новосибирск: 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. *Калинкин А.М., Политов А.А., Болдырев В.В. и др.* Исследование механической активации диоксида в среде CO_2 // Неорган. Материалы. 2002. Т. 38. № 2. С. 215 – 220.
4. *Калинкин А.М., Калинкина Е.В., Залкинд О.А., Макаров В.Н.* Механосорбция диоксида углерода алюмосиликатами натрия и кальция // Неорганические материалы. 2005. Т. 41. № 5. С. 566 – 572.
5. *Плюснина И.И.* Инфракрасные спектры минералов. М.: Изд. 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. № 4. P. 273 – 299.

СРАВНИТЕЛЬНЫЙ АНАЛИЗ ПОВЕДЕНИЯ ПЕНТЛАНДИТА И СО-ПЕНТЛАНДИТА В ХЛОРИДНЫХ СРЕДАХ

Е.С. Кшуманева¹, А.Г. Касиков¹, Ю.Н. Нерадовский²

¹ИХТРЭМС, ²Геологический институт КНЦ РАН

Пентландит $(\text{Fe},\text{Ni})_9\text{S}_8$ - 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 - $(\text{Co},\text{Ni})_9\text{S}_8$ - является редким минералом, однако часто входит в состав сульфидных твердых растворов техногенных материалов, таких как остатки синтеза карбонильного никеля, медно-никелевые штейны, кобальтовые штейны и др. [1 – 3]. В традиционных пирометаллургических процессах никелевые концентраты, в состав которых входит пентландит, плавят либо в отражательных печах, либо в печах во взвешенном состоянии [1]. 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 сбоя серной кислоты привели к современным исследованиям гидрометаллургических процессов по извлечению основных металлов из их сульфидных руд. Большинство из этих процессов требуют высоких температур и давлений, поэтому существует нарастающий интерес к процессам выщелачивания сульфидных материалов при атмосферном давлении. Использование растворов, содержащих хлориды железа (III) и меди (II), позволяет решить эти проблемы. Более того, хлорное выщелачивание сульфидных никелевых и медно-никелевых материалов является узловой операцией перспективных технологических схем производства никеля и кобальта [4]. Интерес, проявляемый авторами работ [4, 5, 13 – 15] к изучению разложения пентландита $\text{Ni}_{4,5}\text{Fe}_{4,5}\text{S}_8$ растворами хлоридов железа (III) и меди (II), связан с рассмотрением целесообразности применения процессов гидрохлоридного выщелачивания непосредственно никелевых руд, комплексных никелевых сульфидных концентратов или шлаков, основным никельсодержащим минералом которых он является.

Анализ литературных данных показывает наличие значительного количества работ, посвященных гидрохлоридному выщелачиванию сульфидов меди (например, халькопирита, халькозина, ковеллина, борнита). Исследований, посвященных поведению сульфидов никеля в хлоридных средах существенно меньше. При этом представленная информация несколько разноречива. Так, в работе Fang [5] исследовано окислительное выщелачивание комплексных сульфидных никелевых концентратов в растворах хлорида меди(II) при этом получено извлечение свыше 95% никеля. Kelt [6] и Tzamtzis [7], напротив, показали, что выщелачивание пентландита хлоридом железа (III) при атмосферном давлении проходит крайне медленно. В статье был сделан вывод о том, что массоперенос через слой образующейся серы является стадией лимитирующей скорость реакции. Работы E. Warner подтверждают эти исследования [8].

При этом литературные данные показывают, что во многих случаях авторы затрудняются объяснить низкое (относительно никеля) извлечение кобальта из этих материалов.

Цель настоящей работы заключалась в изучении поведения пентландита $(\text{Fe},\text{Ni})_9\text{S}_8$ и кобальтпентландита $(\text{Co},\text{Ni})_9\text{S}_8$ при гидрохлоридном выщелачивании в зависимости от состава хлоридных растворов, а именно, концентрации соляной кислоты, хлоридов железа (III) и меди (II) при их одновременном присутствии в растворе и каждого индивидуально.

В экспериментальных исследованиях использовали образцы природного пентландита, синтетический кобальтпентландит, а также остатки синтеза карбонильного никеля, в состав которых входит как пентландит, так и кобальтпентландит. С целью изучения основных фаз был выполнен минералогический и рентгенофазовый анализ (РФА) исходных образцов.

Проведенные исследования показали наличие синергетического эффекта при выщелачивании природного пентландита как в системе $\text{FeCl}_3 - \text{HCl}$, так и в системе $\text{CuCl}_2 - \text{FeCl}_3 - \text{HCl}$. Данный эффект некоторые авторы связывают с образованием гетероядерных комплексов различного состава [10]. При выщелачивании кобальтпентландита его не наблюдали.

Установлено, что в изученных условиях разложение пентландита происходит без образования промежуточных фаз, таких например, как виоларит FeNi_2S_4 , бравоит $(\text{Fe},\text{Ni})\text{S}_2$ и других. Синтетический кобальтпентландит в тех же условиях растворяется с очень низкой скоростью, тогда как при разложении кобальтового пентландита, входящего в состав остатков синтеза карбонильного никеля, образуется никелькобальтовая тиошпинель Co_2NiS_4 , что, вероятно, связано с дефектной структурой и размерами частиц исходной фазы.

КОМПЛЕКСНАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ХРАНИЛИЩ, СОДЕРЖАЩИХ ОТХОДЫ ОБОГАЩЕНИЯ АПАТИТ-НЕФЕЛИНОВЫХ РУД ХИБИНСКИХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

В.В. Лащук, Н.А. Мельник, Д.П. Нестеров, А.А. Нестерова, Т.Т. Усачёва

Институт химии и технологии редких элементов и минерального сырья им. И.В. Тананаева 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 озера 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 настоящее время).

Анализ гранулометрического состава отходов хвостохранилищ показал, что это мелкозернистые дробленые пески, в которых преобладает фракция 0.10 – 0.25 мм (таблица 1).

Таблица 1.

Сравнительная характеристика гранулометрического состава отходов обогащения апатит-нефелиновых руд, слагающих верхнюю часть 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}
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

Примечание:

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_{ср} - среднее значение, X_{ср}±ε 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}=d₆₀ / d₁₀.

5 Выделены жирным шрифтом и курсивом средние значения, которые соответственно выше и ниже доверительных интервалов, установленных для конкретного показателя, других хвостохранилищ.

Факторным анализом 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 (таблица 2). Пористость и коэффициент пористости (Кпор) составляют соответственно 47 – 49% и 0.88 – 1.23. Такие значения характерны для лёссовых пород и при Кпор > 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 (в числителе) и вертикальный разрез (в знаменателе) 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>	<u>1.66-1.77</u>	<u>0.05</u>	<u>1.74</u>	<u>1.67-1.81</u>	<u>0.10</u>	<u>1.62³</u>	<u>1.61-1.64</u>	<u>0.03</u>
	1.64	1.61-1.67	0.03	1.46	1.43-1.50	0.05	1.68	1.66-1.71	0.02
Плотность в сухом состоянии, г/см ³	<u>1.51</u>	<u>1.47-1.55</u>	<u>0.06</u>	<u>1.52</u>	<u>1.50-1.55</u>	<u>0.04</u>	<u>1.49</u>	<u>1.48-1.51</u>	<u>0.03</u>
	1.50	1.47-1.53	0.06	1.40	1.37-1.44	0.05	1.53	1.50-1.56	0.02
Влажность, мас. %	<u>12.0</u>	<u>9.7-14.2</u>	<u>0.46</u>	<u>14.2</u>	<u>10.0-18.3</u>	<u>0.67</u>	<u>8.6</u>	<u>8.0-9.1</u>	<u>0.22</u>
	9.9	8.8-11.0	0.46	4.3	3.9-4.8	0.20	9.3	8.0-10.7	0.17
рН	<u>7.2</u>	<u>7.1-7.3</u>	<u>0.04</u>	<u>7.4</u>	<u>7.2-7.5</u>	<u>0.05</u>	<u>8.3</u>	<u>8.1-8.5</u>	<u>0.07</u>
	7.4	7.2-7.7	0.04	7.2	7.1-7.3	0.04	7.4	7.1-7.7	0.04
Пористость, %	<u>48</u>	<u>47-49</u>	<u>0.06</u>	<u>47</u>	<u>46-48</u>	<u>0.04</u>	<u>47</u>	<u>47-48</u>	<u>0.04</u>
	48	47-49	0.02	51	50-52	0.04	46	44-48	0.04
Коэффициент пористости	<u>0.94</u>	<u>0.90-0.98</u>	<u>0.11</u>	<u>1.15</u>	<u>1.07-1.23</u>	<u>0.16</u>	<u>0.90</u>	<u>0.88-0.92</u>	<u>0.09</u>
	0.92	0.90-0.94	0.04	1.13	1.07-1.18	0.10	0.86	0.80-0.92	0.08

Примечание:

1 См. примечание таблицы 1.

2 См. примечание таблицы 1.

3 См. примечание таблицы 1.

4 Количество проб, отобранных на поверхности и по вертикальному разрезу хранилищ, соответственно 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 рН поровых растворов до 8.1-8.5. Как показал корреляционный анализ генеральной выборки, включающей 82 пробы, отобранные на поверхности хранилищ, рН значимо взаимосвязан (R = - 0.24) с показателем плотности грунта в сухом состоянии. То есть, рН 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 (таблица 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 сростки красные агрегаты меланократовые	64.8	62.3–67.4	0.07	79.1⁴	76.3–82.9	0.06	69.3	66.9–71.7	0.04
	15.3	13.7–16.8	0.19	10.6	9.1–12.1	0.22	13.5	13.1–14.0	0.04
	12.1	10.2–14.0	0.30	5.6	3.9–7.2	0.17	9.4	7.2–11.7	0.27
	7.9	6.5–9.2	0.32	4.7	3.5–5.9	0.40	7.7	7.0–8.5	0.11
Минералы: нефелин (Ne) пироксен+амфибол ³ полевые шпаты (Fsp) вторичные по Ne, Fsp апатит Fe и Ti рудные слюды	59.1	57.0–61.2	0.06	61.9	60.1–63.6	0.05	67.1	65.2–69.1	0.05
	13.7	12.8–14.6	0.19	8.9	7.9–9.9	0.21	9.2	8.6–9.9	0.14
	7.8	6.5–9.1	0.27	6.4	5.8–7.1	0.20	8.1	7.6–8.6	0.11
	5.7	4.9–6.6	0.24	9.3	7.5–11.2	0.38	9.5	8.3–10.7	0.24
	5.6	5.0–6.3	0.11	9.3	8.4–10.2	0.19	4.1	3.4–4.8	0.32
	5.4	4.4–6.4	0.29	2.3	1.9–2.7	0.37	1.8	1.6–2.0	0.22
2.6	1.6–3.5	0.47	1.9	1.5–2.3	0.41	0.1	0.0–0.2	1.60	
Оксиды: SiO ₂ Al ₂ O ₃ Na ₂ O+K ₂ O CaO+MgO Fe ₂ O ₃ TiO ₂ +FeO+MnO P ₂ O ₅ +п.п.п.	40.9	40.0–41.9	0.03	41.6	40.5–42.6	0.04	42.3	41.1–43.5	0.03
	19.8	18.6–20.9	0.08	20.0	19.3–20.5	0.05	20.9	20.6–21.6	0.03
	16.6	15.1–18.1	0.13	13.8	13.3–14.2	0.06	14.6	14.0–15.2	0.04
	7.5	5.5–9.5	0.37	7.3	6.3–8.4	0.25	5.4	3.9–6.8	0.27
	6.2	5.3–7.0	0.20	5.5	4.9–6.0	0.18	5.6	4.8–6.5	0.25
	7.1	6.3–7.8	0.15	7.0	6.6–7.3	0.08	4.5	3.4–5.7	0.25
	2.6	2.3–2.9	0.15	5.6	5.3–5.9	0.10	3.3	2.5–4.1	0.24

Примечание:

1 См. примечание таблицы 1; 2 См. примечание таблицы 1; 3 См. примечание таблицы 1.

4 Минералы: пироксен+амфибол (эгирин+арфведсонит, Eg+Arf); 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 (см. таблицы 2 и 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, кремнеполифосфатов 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 (таблица 4).

Таблица 4.

Сравнительная радиационно-гигиеническая характеристика отходов обогащения апатит-нефелиновых руд, слагающих вертикальный разрез хранилищ

Показатели, Бк/кг	Кировское			Апатитское			Титанское		
	X_{cp}	$X_{cp} \pm \epsilon$	$K_{вар}$	X_{cp}	$X_{cp} \pm \epsilon$	$K_{вар}$	X_{cp}	$X_{cp} \pm \epsilon$	$K_{вар}$
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

Примечание – см. таблицу 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 породообразующих 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, заскладированных 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 профессора Виктора Николаевича Макарова, которому в этом году исполнилось бы 70 лет. Работа выполнена в рамках программы Отделения наук о Земле 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: изд. Кольского научного центра РАН, 1996. 133 с.
2. Ломтадзе В.Д. Инженерная геология: инженерная петрология. Л.: Недра. 1970. 528 с.
3. Макаров В.Н. Экологические проблемы хранения и утилизации горнопромышленных отходов. – Апатиты: изд. Кольского научного центра РАН, 1998. В 2-х частях: ч.1. – 125 с.; ч.2. – 146 с.
4. Макаров В.Н. Инженерная геология. Курс лекций. – Апатиты: изд. Кольского научного центра РАН, 2001. – 176 с.
5. Пожиленко В.И., Гавриленко Б.В., Жиров Д.В., Жабин С.В. Геология рудных районов. – Апатиты: изд. Кольского научного центра РАН. 2002. 359 с.
6. Приймак Т.И., Зосин А.П., Федоренко Ю.В., Кошкина Л.Б., Калабин Г.В. Экологические аспекты процессов геохимической трансформации хвостов обогащения апатито-нефелиновых руд Хибинского месторождения. – Апатиты: изд. Кольского научного центра, 1998. 51 с.
7. Экологический атлас Мурманской области / Ред. Вишняков И.А. и др. – Москва-Апатиты, 1999. 48 с.

ГРАНУЛОМЕТРИЧЕСКИЙ КОНТРОЛЬ ТЕХНОЛОГИЧЕСКОГО ПРОЦЕССА ОБОГАЩЕНИЯ НА ОФ-1 КОМБИНАТА «ПЕЧЕНГАНИКЕЛЬ»

С.В. Лихачева

ГМК Печенганикель, Группа обогащения, г. Заполярный, Мурманской области, 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).

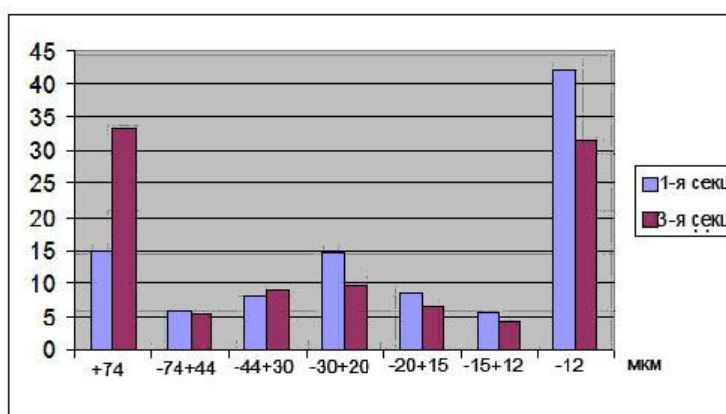


Рис. 1. Различия в гранулометрическом составе сливов НГЦУ 2-стадии измельчения на 1-й и 3-й секциях.

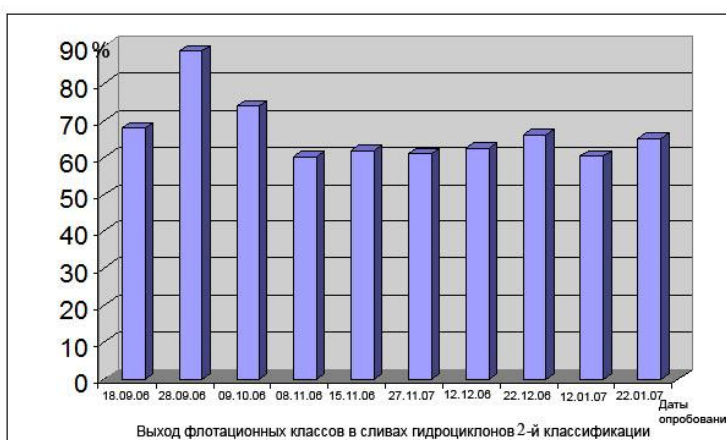


Рис. 2. Динамика выхода флотационных классов 2-й классификации 3-й секции.

Видно неустойчивое и низкое содержание флотационных классов.

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).

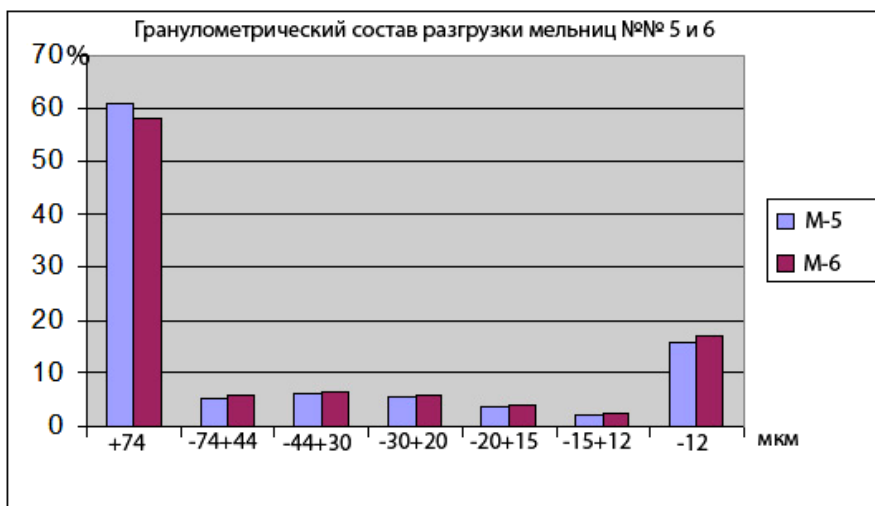


Рис. 2. Состав продуктов измельчения в эксперименте.

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).

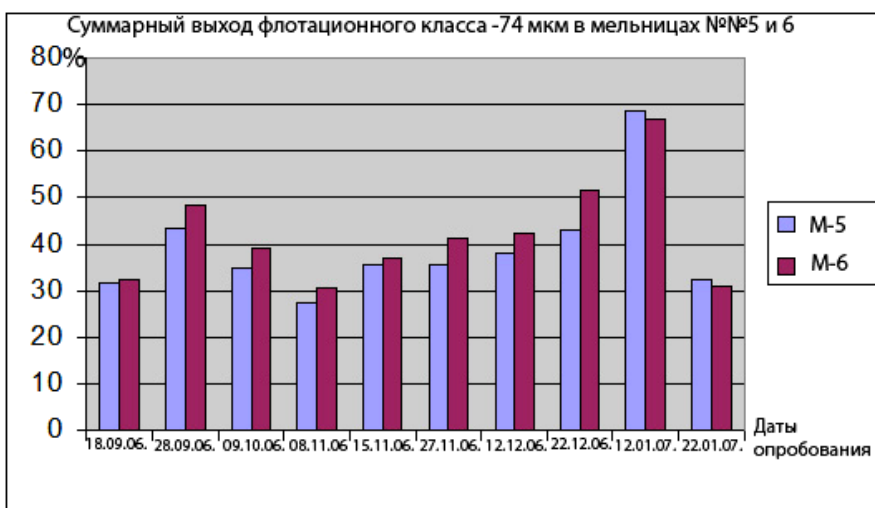


Рис. 3. Динамика выхода флотационных классов в разгрузке мельниц №№ 5 и 6 за период испытаний шаров.

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).

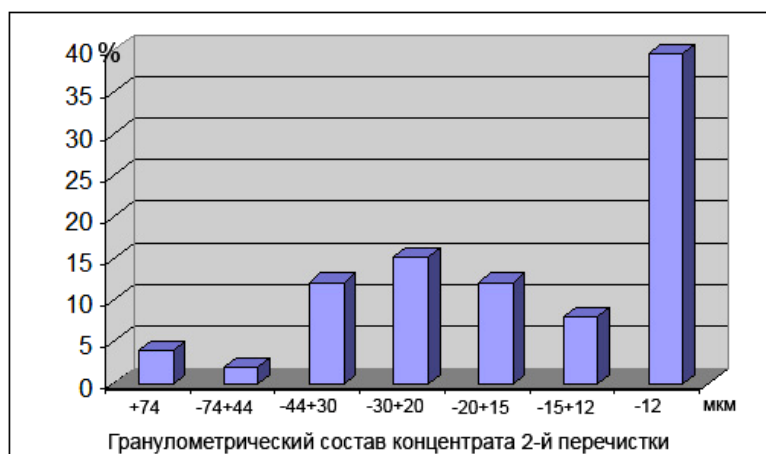


Рис.4. Диаграмма гранулометрического состава концентрата

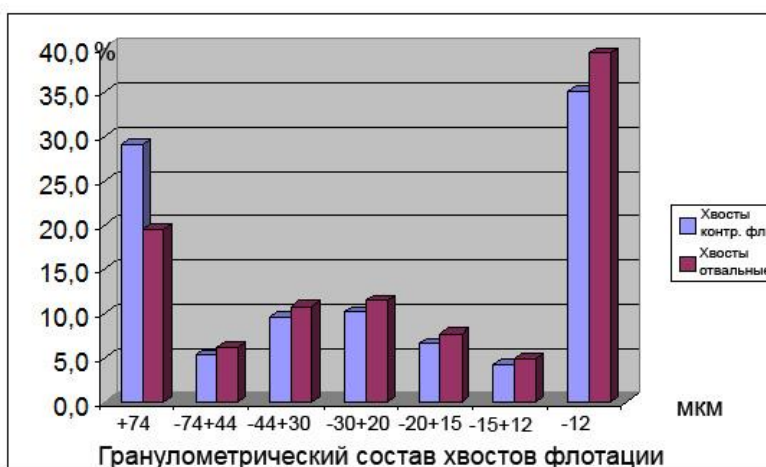


Рис. 5. Сравнение гранулометрического состава хвостов контрольной флотации и отвальных.

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 «CICLOSISER» 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 «CICLOSISER» является отсутствие возможности классифицировать два наиболее представительных 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 «Analyzette» (рис. 6). Из диаграммы видно, что распределение частиц соответствует нормальному логарифмическому закону.

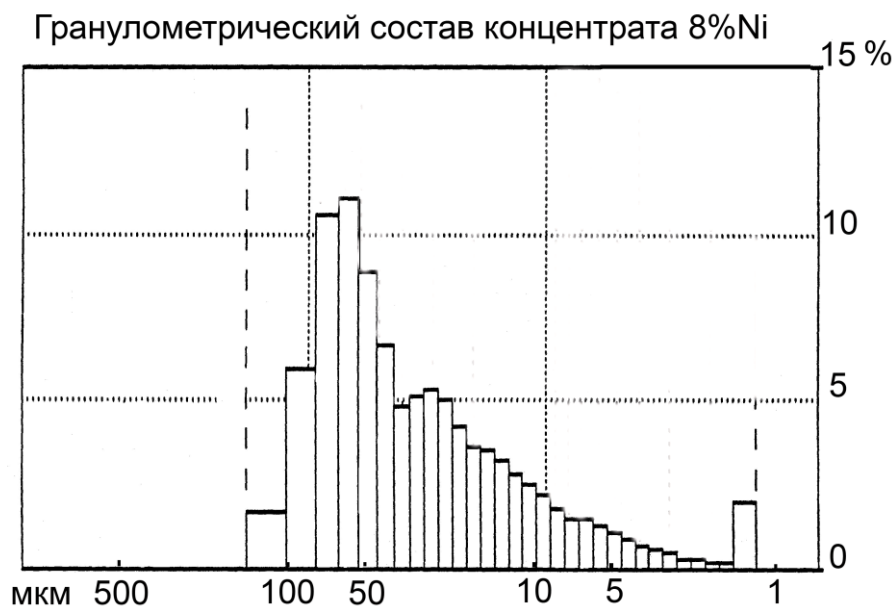


Рис. 6. Результаты гранулометрического анализа концентрата на приборе «Analyzette 22».

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 КАЛИЯ И ЦЕЗИЯ С ФОСФАТНОЙ СОСТАВЛЯЮЩЕЙ

Д.Л. Мотов, М.М. Годнева

Институт химии и технологии редких элементов и минерального сырья им. И.В. Тананаева КНЦ РАН, Анатиты, motov@chemy.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 комплексоном, 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. При низких м.о. KF/Zr .

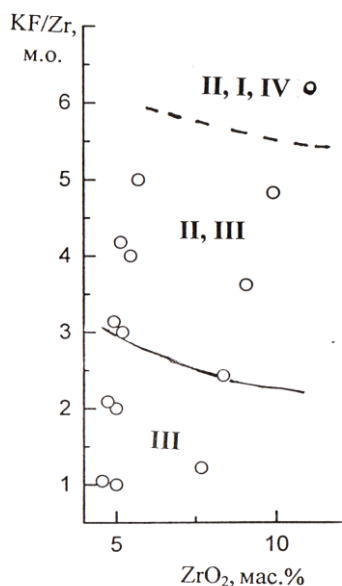


Рис.1. Поля образования фаз по разрезу системы $ZrO(NO_3)_2-H_3PO_4-KF-H_2O$ при м.о. $PO_4^{3-}/Zr=1.5-2.0$.

Обозначение фаз:

I- K_3ZrF_7 , 2- K_2ZrF_6 ,

III- $K_3Zr_3F_3(HPO_4)_3(PO_4)_2$,

IV- $Zr(HPO_4)_2PO_4NO_3$ (условный состав).

(<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

найденно, 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, равные $N_g = 1.609$ 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 эндозффект 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 $KZr_2(PO_4)_3$, либо смесь $KZr_2(PO_4)_3$ и $K_2Zr(PO_4)_2$. При нагревании до ~ 1000 °C расплав не претерпевает изменений.

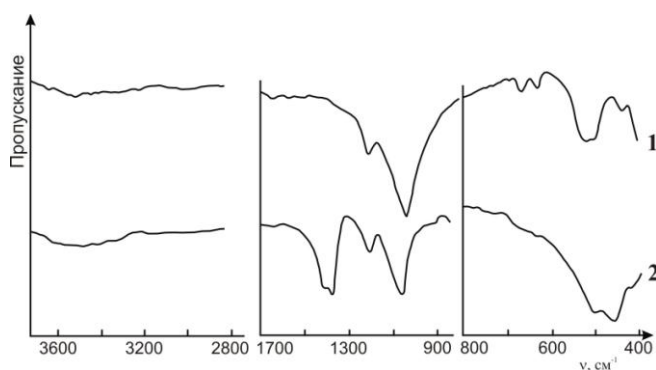


Рис. 2. ИК-спектры: 1 – $K_3Zr_3F_3(HPO_4)_3(PO_4)_2$, 2 – Смесь K_2ZrF_6 , K_3ZrF_7 и $Zr(HPO_4)_2PO_4NO_3$ (условный состав)

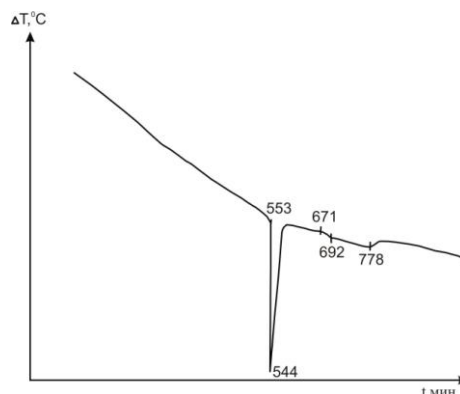


Рис. 3. Кривая ДТА фторобифосфатоцирконата $K_3Zr_3F_3(HPO_4)_3(PO_4)_2$

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 $Zr(HPO_4)_2PO_4NO_3$. 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 $ZrO(NO_3)_2 - H_3PO_4 - KF - H_2O$ можно разделить на три подсистемы. При низких м.о. KF/Zr (< 3) она проявляется как единая фторофосфатная, а при м.о. $KF/Zr = 3 - 5$ 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 $ZrO_2 - H_2SO_4 - HF - KF - H_2O$ [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. $PO_4^{3-}/Zr = 0.5$ и низких м.о. CsF/Zr (≤ 3) в системе формируется минеральный вид-гидратированный оксофторобифосфатоцирконат $Cs_2Zr_3O_3F_3(HPO_4)PO_4 \cdot nH_2O$, 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 $K_3Zr_3F_3(HPO_4)_3(PO_4)_2$ и бифосфатонитрата циркония $Zr(HPO_4)_2PO_4(NO_3)$ (условный состав);

- для цезиевой системы оксофторобифосфатоцирконата $Cs_2Zr_3O_3F_3(HPO_4)PO_4 \cdot nH_2O$.

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 $ZrO_2 - H_2SO_4 - HF - KF - H_2O$. // Журн. неорганической химии. 1998. Т. 43. № 10. С. 1728 – 1731.
3. Давидович Р.Л., Дергачева И.Г., Иванов С.Б. Комплексные соединения со смешанными ацидолигандами. Сообщение 2. Оксалатофторидные комплексные соединения циркония. // Изв. АН СССР. Серия. химическая. 1975. № 12. С. 2653 – 2658.
4. Wloka M., Troyanov S.I., Kemnitz E. New zirconium phosphate fluorides: hydrothermal synthesis and crystal structures. // Solid state chemistry. 1998. V. 135. № 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

¹ГИ КНЦ РАН, (nerad@geoksc.apatity.ru), ²ИХТРЭМС КНЦ РАН, (kasikov@chemy.kolasc.net.ru).

Одним из наиболее объемных видов металлургических производств являются отвальные 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 магнезиально-железистым стеклом, содержащим 1-2 % кристаллов оливина капли сульфидов и эмульсионную вкрапленность магнетита. Химический состав шлаков по данным (14) (%): SiO₂ -30.08, MgO -3.14, Al₂O₃ -3.52, CaO - 1.76, TiO₂ - 0.30, MnO - 0.12, Fe₂O₃ - 1.86, FeO - 56.07, Cr₂O₃ -0.55, Na₂O -0.37, K₂O -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 svojейми отдельными фаз для последующего эффективного разделения отдельных компонентов обогатительными 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.

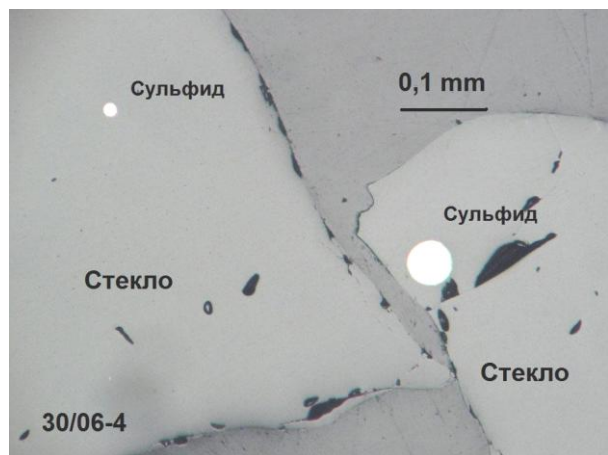


Рис. 1. Обломки шлака, состоящие из стекла с включениями шариков сульфида.

Обжиг шлака производили при температурах от 500 до 1000⁰ с добавлением или без добавления восстановителя (угля). Перед обжигом предварительно шлак смешивали с Na₂SO₄. В результате установлено, при смешении шлака с Na₂SO₄ 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 пирротинном при некоторых температурах обжига (600, 900, 1000⁰) образовывалось металлическое железо. Оно в основном тесно связано с пирротинном, но также образовывало и самостоятельную вкрапленность. При этом с повышением температуры наблюдается тенденция укрупнения частиц железа.

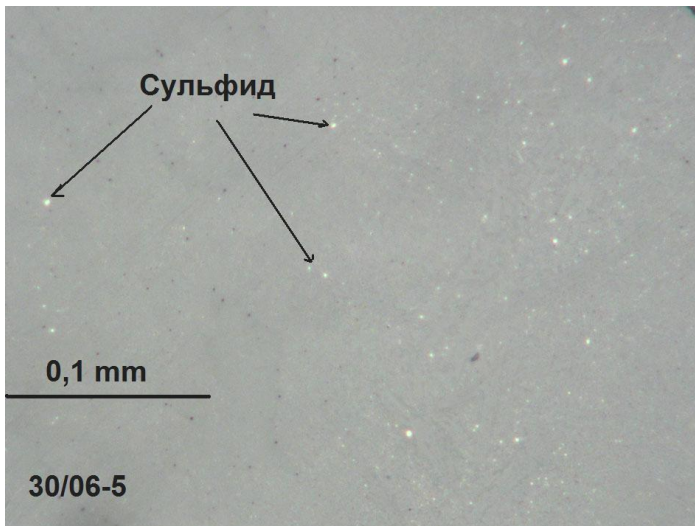


Рис. 2. Стекло с сульфидной пылью.

В отсутствии восстановителя в процессе обжига пирротиновый твердый раствор распадется и образуются окислы железа (при 500 и 600⁰) – гематит и магнетит, или пирротин с магнетитом (при 700⁰).

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.

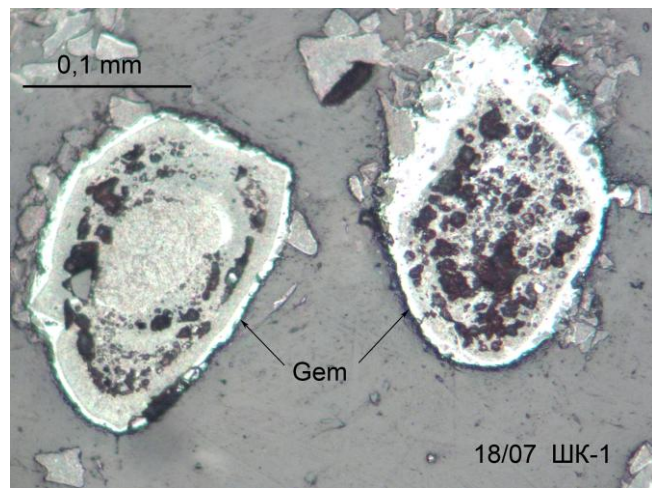
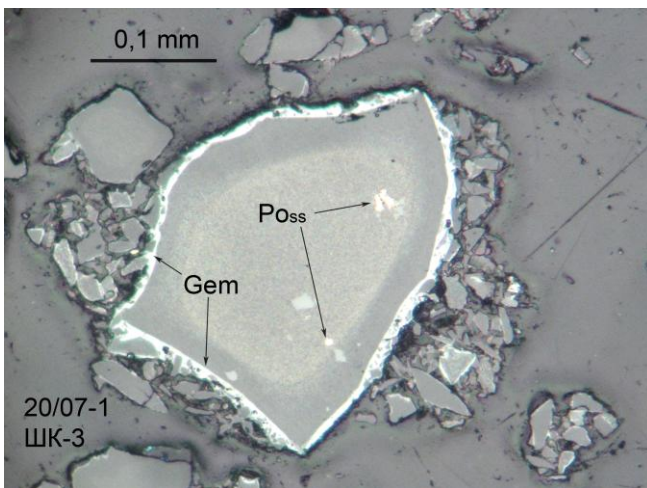


Рис. 3. Различное изменение частиц шлака в окислительных условиях (при 600 и 500⁰):

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 и микро и макровключения; на правом рисунке более интенсивное изменения - видны светлые каймы гематита и признаки разложения сульфидсодержащего стекла в центре частиц (черное).

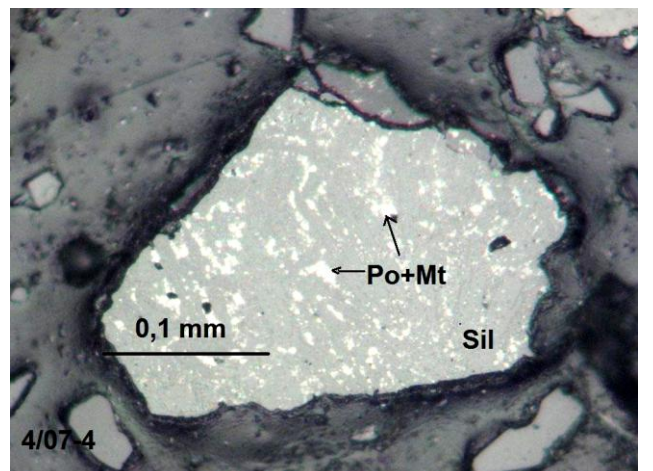
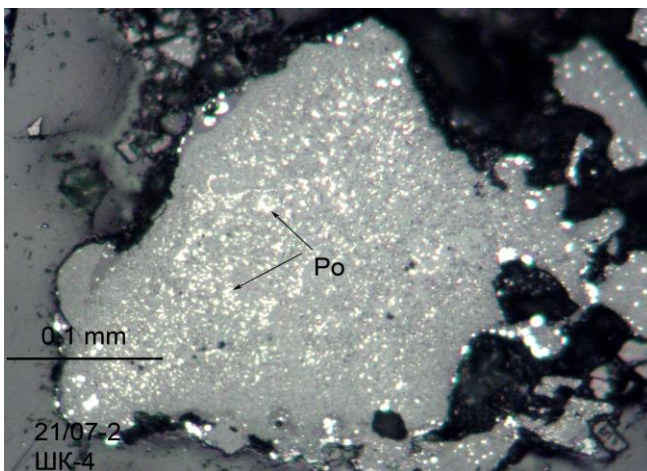


Рис. 4. Примеры преобразования частиц пирротинового твердого раствора в обломках шлака в пирротин и железо (белые шарики по краям) (слева, 600⁰) или пирротин и магнетит (справа, 700⁰), в восстановительных условиях обжига.

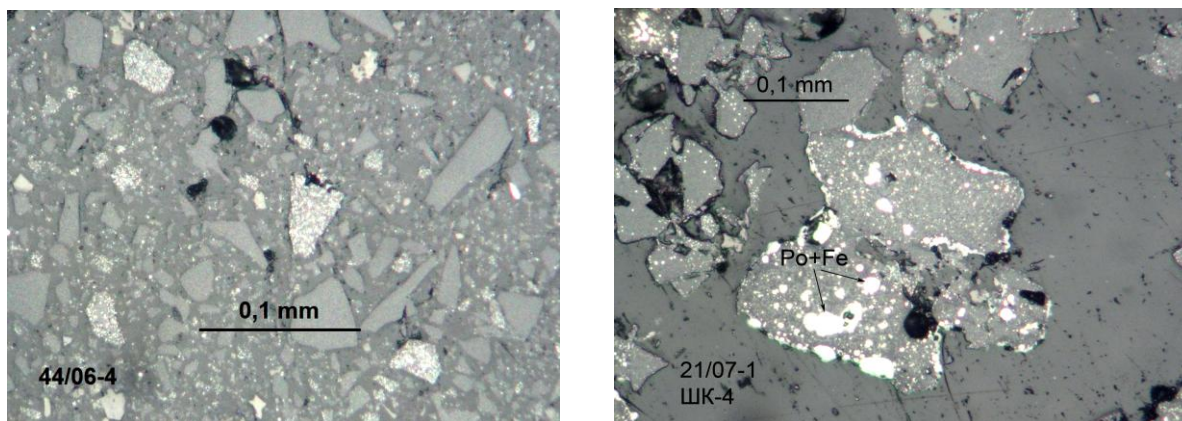


Рис. 5. Образование металлического железа в обломках шлака, содержащих микровключения сульфида: слева(900⁰) (зарождение железа на месте сульфида, видно, что железо образовалось только в некоторых частицах, содержащих сульфид), справа(600⁰) видны признаки агрегации железа в более крупные частицы (глобулы).

Список литературы

1. Курцева Н.Н. Химико-минералогическое исследование шлаков никелевого производства. Тр. ИГЕМ, вып. 6, 1956, с. 95-170.
2. Metallurgical slags Monchi and Pechengi. L. Nauka. 1965.
3. Железо-магнезиальные металлургические шлаки Кольского полуострова. Л. Наука. 1966.
4. Куряков Ю.П. и др. Экономическое сравнение различных способов переработки конвертерных шлаков. Бюллетень «Цветная металлургия». 1966. № 17.
5. Ранский Б.Н. и др. Исследование по флотации конвертерных шлаков Кировоградского медеплавильного комбината с целью выведения из них никеля. Бюллетень «Цветная металлургия». 1967. № 22.
6. Ванюков А.В., Зайцев В.Я. Шлаки и штейны цветной металлургии. – М.: Металлургия. 1969. 389 с.
7. Шустницкий В.Д., Мечев В.В., Маиурьян В.Н., Васильев М.Г., Романов В.Д., Калмыков А.А., Перепечин В.И., Никифорова Н.А. Обеднение конвертерных шлаков медного производства, содержащих никель и кобальт. «Цветная металлургия» № 7. 1973. 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 полуострова. Апатиты, изд. Кольского филиала 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 полуострова. // Комплексное освоение минеральных ресурсов Севера и Северо-запада СССР (Европейская часть). Петрозаводск, изд. Карельского научного центра АН СССР. 1990. С. 18 – 20.
11. Рогожин А.А., Ожогина Е.Г., Кордюков С.В., (ФГУП ВИМС), Лыгина Т.З.(ФГУП ЦНИИгеолнеруд). 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., Алексеева Л.И., Чегодаев В.Д. Изучение вещественного состава шлаков Металлургического цеха Медного завода ЗФ ГМК «Норильский никель». «Цветные металлы». 2006. № 9. С. 49 – 52.
13. S. Metals. 1969. № 22. № 7. Р. 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. И988. С. 52 – 56.
15. Бурухин А.Н., Пейхель А.Г., Барсегян В.В. и др. Общие основы получения цветных металлов. Норильский никель. М.: Издательская группа «Арбор». 2005. 167 с.

Domperidone

Геология и минерагения Кольского региона

Труды Всероссийской научной конференции и IV Ферсмановской научной сессии, посвященные 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 Трудах 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@М
184209 г. Апатиты Мурманской обл., ул. Ферсмана, д. 17 а
тел. / факс (81555) 77329*

Тираж экз