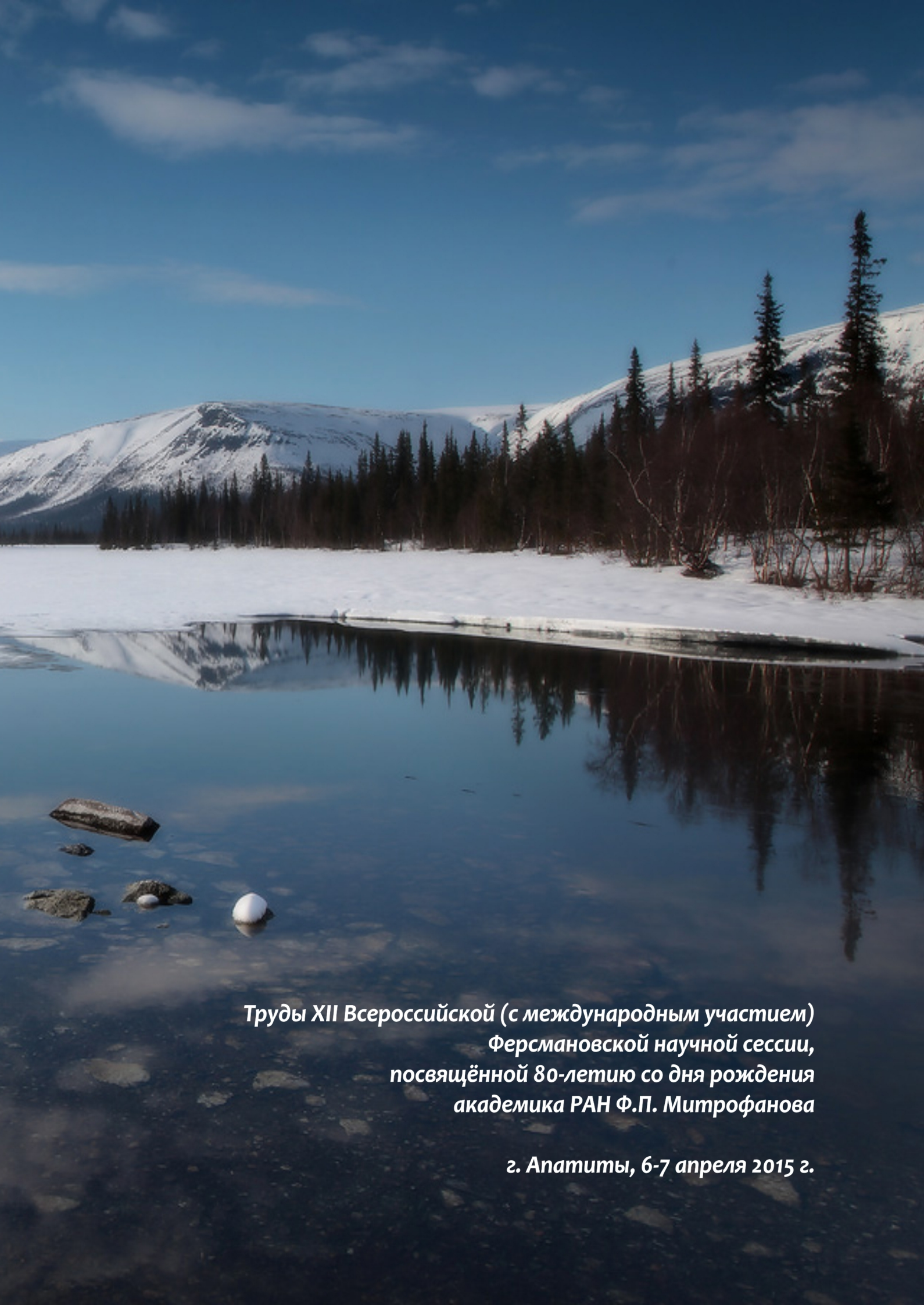


Труды XII Всероссийской (с международным участием)
Ферсмановской научной сессии,
посвящённой 80-летию со дня рождения
академика РАН Ф.П. Митрофанова

г. Апатиты, 6-7 апреля 2015 г.

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

ГЕОЛОГИЯ И СТРАТЕГИЧЕСКИЕ ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ КОЛЬСКОГО РЕГИОНА



Труды XII Всероссийской (с международным участием)
Ферсмановской научной сессии,
посвящённой 80-летию со дня рождения
акад. РАН Ф.П. Митрофанова

Апатиты, 6-7 апреля 2015 г.

Апатиты, 2015

УДК 55 + 553 (470.21)
ISSN 2074-2479

Геология и стратегические полезные ископаемые Кольского региона. Труды XII Всероссийской (с международным участием) Ферсмановской научной сессии, посвящённой 80-летию со дня рождения акад. РАН Ф.П. Митрофанова. Апатиты, 6-7 апреля 2015 г. / Ред. Ю.Л. Войтеховский. – Апатиты: Изд-во K & M, 2015. – 396 с.

В сборнике представлены материалы XII Всероссийской (с международным участием) Ферсмановской научной сессии, посвящённой 80-летию со дня рождения акад. РАН Ф.П. Митрофанова, состоявшейся в Геологическом институте Кольского НЦ РАН 6-7 апреля 2015 г. и осветившей новейшие результаты исследований по истории геологического освоения, общей и экспериментальной минералогии, геохимии, геофизике и геологии месторождений стратегических полезных ископаемых Кольского п-ова. Издание представляет интерес для геологов широкого профиля, аспирантов и студентов геологических специальностей.

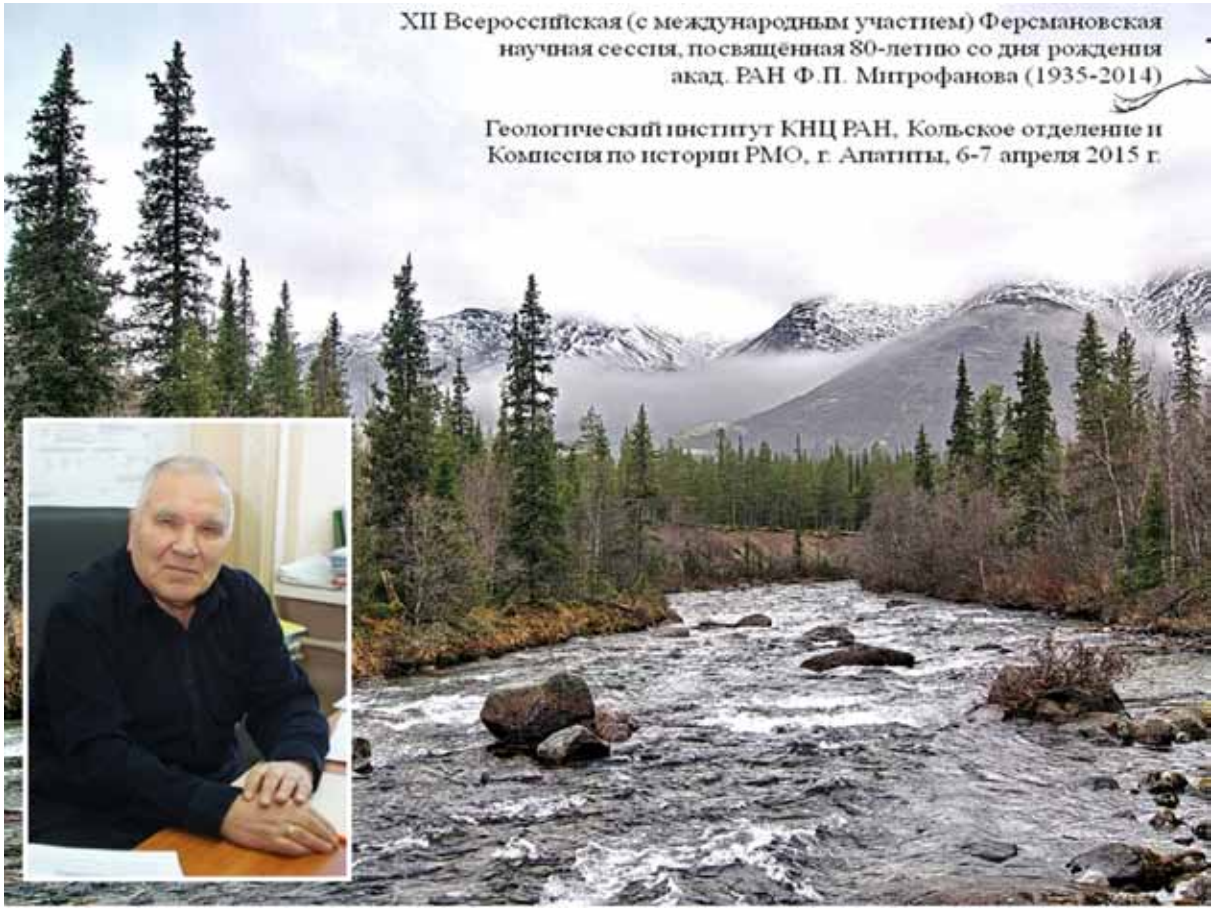
Научный редактор: проф., д.г.-м.н. Ю.Л. Войтеховский
Компьютерный дизайн: Л.Д. Чистякова, Н.А. Мансурова
Фото: Ю. Войтеховский, Н. Мансурова, А. Чернявский, В. Жиганов, Р. Горячий, М. Кравчук

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

© Коллектив авторов, 2015
© Геологический институт КНЦ РАН, 2015
© Российское минералогическое общество, Кольское отделение, 2015
© Российское минералогическое общество, Комиссия по истории, 2015

ПРЕДИСЛОВИЕ РЕДАКТОРА

6-7 апреля 2015 г. в Геологическом институте КНЦ РАН состоялась ежегодная XII Всероссийская (с международным участием) Ферсмановская научная сессия, посвящённая 80-летию со дня рождения акад. РАН Ф.П. Митрофанова (рис.). В ней приняли участие представители академических институтов, университетов, производственных и общественных организаций из многих городов России: Апатиты (ГИ КНЦ РАН, ИХТРЭМС КНЦ РАН, ИППЭС КНЦ РАН, ЦГП КНЦ РАН, ЦНМ КНЦ РАН, КНЦ РАН, АФ МГТУ), Владивосток (ДВГИ ДВО РАН), Воронеж (ВГУ), Екатеринбург (ИГГ УрО РАН), Заполярный (АО «Кольская ГМК»), Иркутск (ИЗК СО РАН, ИГ СО РАН), Казань (КПФУ), Кировск (КФ ПетрГУ, КО РМО, ГОКУ ГАМО), Магадан (СВК НИИ ДВО РАН), Мирный (АО «АЛРОСА», ЗЯНЦ АН РС (Я)), Мончегорск (ОАО ЦКЭ), Москва (ИФЗ РАН, ГЕОХИ РАН, ГИН РАН, ИГЕМ РАН, ИО РАН, МГУ, ГГМ РАН, Минералогический музей РАН), Мурманск (МГТУ, ВНИИМоргеофизика, Северо-Западный центр по обращению с РАО «Сев РАО»), Новосибирск (ИГМ СО РАН), Пермь (ЕИ ПГНИУ), Петрозаводск (ИГ КарНЦ РАН, ПетрГУ), Петропавловск-Камчатский (ИВиС ДВО РАН), Ростов-на-Дону (ИАЗ ЮНЦ РАН), Санкт-Петербург (ВНИИ Океангеология, ИГГД РАН, НацМСУ «Горный», СПбГУ, ИЗК СПбГУ, ООО «Координационный центр Геологоразведка»), Сыктывкар (ИГ Коми НЦ УрО РАН, СГУ), Томск (ТГУ), Улан-Удэ (ГИ СО РАН), Хабаровск (ООО «Рос-ДВ»). Международное участие обеспечили коллеги из Гомеля, Беларусь (Гомельский госуниверситет), Дортмунда, Германия (Институт философии и политологии, Технический университет), Калифорнии, США (Лаборатория новых технологий) и Ферганы, Узбекистан (Ферганский госуниверситет, НИИ почвоведения и агрохимии). Таким образом, конференция оправдала заявленный статус (рис.).



Много приветствий поступило в адрес оргкомитета от организаций и ведомств, с которыми сотрудничает Геологический институт КНЦ РАН. «Глубокоуважаемые коллеги! Отделение наук о Земле РАН приветствует открытие XII Всероссийской Ферсмановской научной сессии, посвящённая 80-летию со дня рождения акад. РАН Ф.П. Митрофанова. Мы высоко ценим выдающийся вклад Феликса Петровича в исследовании геологии докембрия. Его научные труды используются в международных проектах

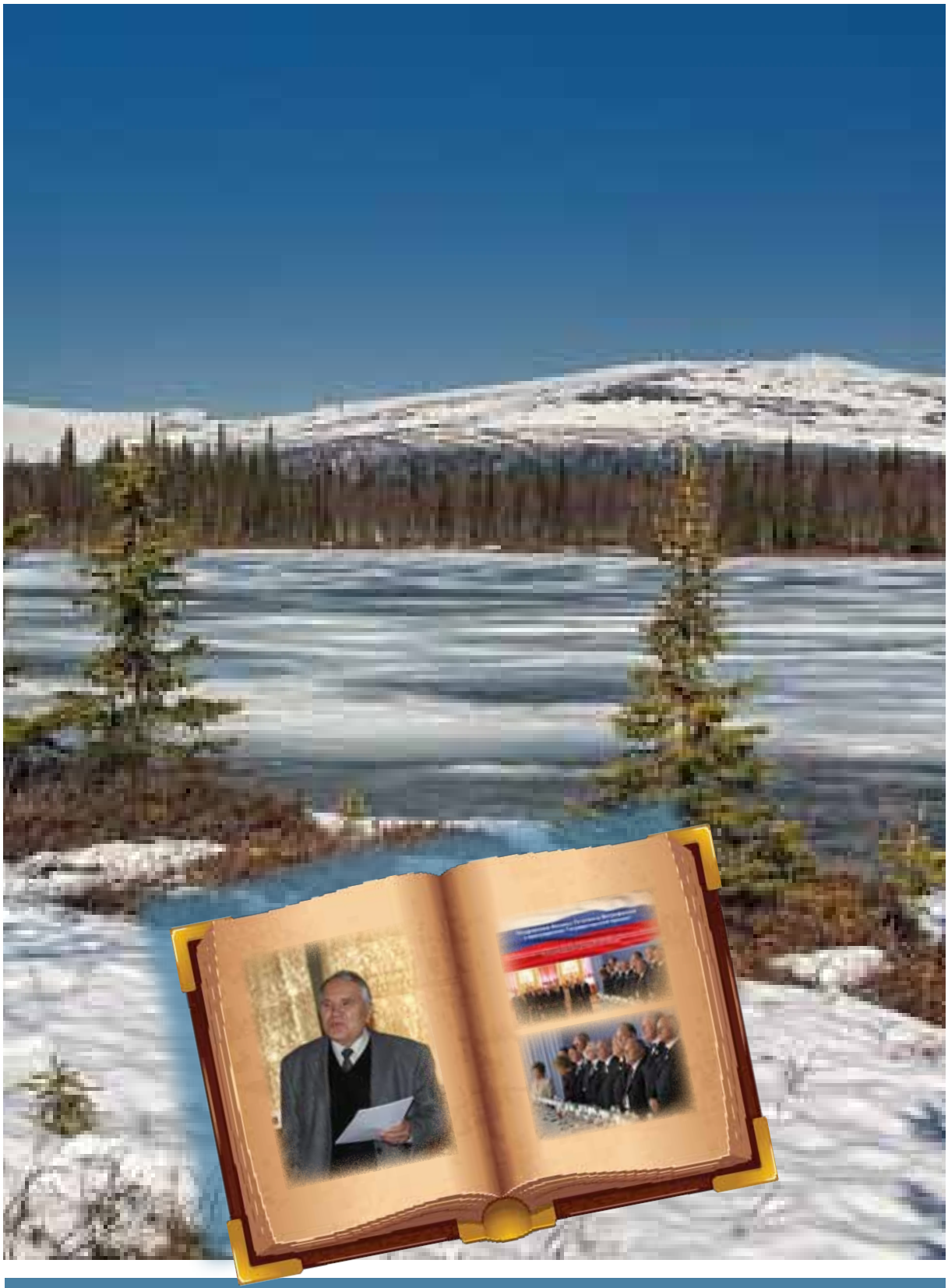
по изучению Фенноскандии. Под его руководством Геологический институт КНЦ РАН достиг мирового уровня. Его эрудиция, энергия и доброжелательность притягивали коллег. Мы с теплотой вспоминаем его как учёного и человека. Желаем успехов в проведении Ферсмановской научной сессии и новых открытий! Академик-секретарь ОНЗ РАН А.О. Глико, зам. академика-секретаря д.г.-м.н. Ю.А. Морозов, гл. специалист к.г.-м.н. А.В. Галанин». Эта телеграмма нам особенно дорога, так как в течение ряда лет акад. Ф.П. Митрофанов был членом бюро ОНЗ РАН.



В предлагаемых вниманию читателей Трудах XII Всероссийской Ферсмановской научной сессии опубликованы статьи по материалам устных, стендовых и заочных докладов, распределённые (иногда условно) по предметным секциям: история науки (12); региональная геология, геофизика и полезные ископаемые (32); геохимия и геохронология (13); общая и генетическая минералогия (23); технологическая и экспериментальная минералогия (6); экология (8). В целом (94) они охватывают главные направления и акценты деятельности Геологического института КНЦ РАН, которым много лет руководил акад. Ф.П. Митрофанов. Особенность этой Ферсмановской научной сессии, возможно, обозначившая важную тенденцию – междисциплинарные доклады и кооперация сотрудников различных организаций. Это отвечает генеральной линии на комплексное изучение недр, стирание междисциплинарных границ, поиск общих решений сложных проблем, а также – и это крайне важно сегодня – объединение аналитических возможностей в центрах коллективного пользования. Работа научной сессии завершилась обзором стендовых докладов и активной дискуссией по поводу научных проблем, обозначенных председателями секций. Все желающие посетили Музей геологии и минералогии им. И.В. Белькова Геологического института КНЦ РАН.

Работа XII Всероссийской Ферсмановской научной сессии прошла под эгидой Геологического института КНЦ РАН и Российского минералогического общества (Кольское отделение и Комиссия по истории), широко освещалась в местных СМИ, а также на сайтах ГИ КНЦ РАН и РМО. Выражаю надежду, что Труды сессии будут интересны геологам широкого профиля, аспирантам и студентам соответствующих специальностей. От имени оргкомитета благодарю участников сессии, представивших доклады и статьи в сборник. Приглашаю всех принять участие в XIII Всероссийской (с международным участием) Ферсмановской научной сессии, которая по сложившейся традиции будет приурочена к Дню геолога 2016 г.

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



История науки

ЗНАМЕНАТЕЛЬНЫЕ ДАТЫ 2015 г.

Войтеховский Ю.Л.

Геологический институт КНЦ РАН, Кольское отделение РМО, г. Апатиты, woyt@geoksc.apatity.ru

В организации Фёдоровских научных сессий, некогда проводившихся отдельно, а ныне объединённых с Годичными собраниями и Съездами РМО, есть важная традиция, возможно, незаметная для постороннего глаза, но дорогая членам общества – обзор знаменательных дат прошедшего года. Ранее его мастерски делал выдающийся историк кристаллографии проф. И.И. Шафрановский, ныне – его ученик проф. А.И. Глазов. С этого года такой обзор включён и в программу Ферсмановских научных сессий. Он представляется важным, поскольку позволяет ощутить себя в потоке истории, почувствовать связь времён, увидеть тренды и обнаружить забытые идеи… Всех знаменательных (юбилейных и круглых) дат 2015 г. не перечесть, отделить более знаменательные от менее знаменательных тоже нельзя (это сделает время), поэтому приведём их неполную выборку списком, потоком, уподобив потоку Истории…

Персоналии

- 1555 – умер Агрикола (Г. Бауэр, 1494-1555) – «отец минералогии», автор «De Re Metallica» (1550), первой научной классификации минералов и горных пород.
- 1665 – родился Дж. Вудворд (1665-1728) – первый в Англии опубликовал классификацию минералов, его коллекция минералов, горных пород и окаменелостей (6000 обр.) с оригинальным каталогом хранится в Кембридже.
- 1745 – родился Дж.Г. Ган (1745-1818) – шведский химик и минералог, в честь него назван минерал ганит.
- 1745 – родился И.И. Хемницер (1745-1784) – российский баснописец, обер-бергмейстер, член собрания при Горном училище в Санкт-Петербурге с его основания.
- 1760 – родился И. Гадолин (1760-1852) – финский химик, первооткрыватель иттрия, в честь него назван минерал гадолинит.
- 1765 – умер М.В. Ломоносов (1711-1765), *homo universalis*, автор работ «О слоях земных» (1750), «Слово о рождении металлов от трясения Земли» (1757, в связи с Лиссабонским землетрясением 1755), в честь него назван минерал ломоносовит.
- 1765 – родился В.М. Севергин (1765-1826) – российский химик и минералог, автор понятия «смежность» минералов, в честь него назван минерал севергинит – разновидность манганаксинита.



Памятная плита у входа в Минералогический музей им. А.Е. Ферсмана РАН, г. Москва. «Минералогия есть часть естественной истории, которая научает нас познавать ископаемые тела, то есть отличать оныя от всех других тел по существенным их признакам, знать их свойства, месторождения, пользу и все отношения их как между собою, так и к другим телам». Академик Василий Севергин. 1798 г.

- 1765 – родился Дж. Смитсон – английский химик и минералог, на свои деньги основавший Смитсоновский институт и музей (1835), в честь него назван минерал смитсонит.
- 1790 – родился В.А. Глинка (1790-1862) – «главный командир Уральских горных заводов», в честь него назван минерал глинкит.
- 1795 – родился А.С. Грибоедов (1795-1829) – российский дипломат, поэт, востоковед, *homo unius libri*, за его убийство Персия заплатила России алмазом «Шах».
- 1825 – родился П.А. Кочубей (1825-1892) – старейший член Российского минералогического общества, крупный коллекционер минералов.
- 1830 – родился П.В. Еремеев (1830-1899) – российский минералог, профессор Санкт-Петербургского Горного института, в честь него назван минерал еремеевит .
- 1855 – родился Й.Т. Лоренцен (1855-1884) – датский минералог, исследователь Гренландии, в честь него назван минерал лоренценит (рамзаит).
- 1865 – родился В. Рамзай (1865-1928) – финский (российский) геолог, исследователь Хибин и Ловозера, в честь него названы минералы рамзаит (дискредитирован) и вильгельмрамзаит.
- 1875 – родился В.И. Воробьёв (1875-1906) – российский минералог, главный хранитель Геологического музея Академии наук, завещал музею библиотеку и 20 000 руб. на покупку коллекций, в честь него назван минерал воробьевит.
- 1880 – родился К.А. Ненадкевич (1880-1963) – российский геохимик, минералог-технолог, в честь него назван минерал ненадкевичит.
- 1895 – родился А.П. Виноградов (1895-1975) – российский геохимик, основатель и первый директор ГЕОХИ РАН, в честь него назван минерал виноградовит.
- 1900 – родился В.И. Кондриков (1900-1937) – «губернатор Кольского края», первый директор комбината «Апатит», легендарная личность для жителей Мурманской обл.
- 1905 – родился В.А. Афанасьев (1905-1942) – российский геолог, первооткрыватель массивов Лесная и Озёрная Вараки.
- 1905 – родился К.А. Власов (1905-1964) – российский геохимик, исследовал Ловозёрские тундры, основатель и первый директор ИМГРЭ, в честь него назван минерал власовит.
- 1915 – родилась И.В. Буссен (1915-2013) – российский минералог, исследовала Ловозёрские тундры, в честь неё назван минерал буссенит.
- 1915 – родился А.Б. Вистелиус (1915-1995) – геолог-математик, первый президент IAMG, в петрографии предложил модель «идеального гранита».
- 1915 – родился Дж. Синканкас (1915-2002) – американский геммолог, автор энциклопедии по драгоценным камням Сев. Америки, сводки «*Emerald and other Berils*», курса минералогии для любителей, в честь него назван минерал синканкасит.
- 1925 – родился В.Н. Дав (1925-1984) – геолог-петрограф и минералог, сотрудник Кольского НЦ РАН, популяризатор цветного камня, в честь него назван Музей цветного камня в г. Мончегорске.
- 1935 – родился Е.П. Велихов – российский физик, руководитель проекта по зондированию земной коры Кольского п-ова с МГД генератором.
- 1935 – родился В.Т. Калинников (1935-2015) – российский химик, председатель Кольского НЦ РАН.
- 1940 – родился Р.В. Галиулин (1940-2010) – российский кристаллограф и минералог, бескомпромиссный борец за чистоту и всеобъемлющий характер теории Фёдорова-Шёнфлиса.
- 1945 – умерли В.И. Вернадский (1863-1945) и А.Е. Ферсман (1884-1945) – учитель и ученик, российские минералоги и пр. и пр.

События

- 1545 – открыто месторождение Потоси в Боливии, в XVII-XVIII вв. давшее половину мировой добычи серебра.

- 27 дек. 1725 – официальное открытие Российской Академии наук, учреждённой 8 февр. 1724 г. Петром I.
- 1735 – находка платины в Колумбии.
- 1735 – донесение Г.В. Генина о «тумпасе» Мурзинской слободы на Урале.
- 1735 – императрица Анна Иоанновна издала указ о постройке Петергофской гранильной фабрики.
- 1745 – опубликована опись всех коллекций Кунсткамеры в 2-х томах, ⅓ т. 1 посвящена минералам, труд начат И.Г. Гмелиным и закончен М.В. Ломоносовым.
- 1745 – крепостной Е. Марков «будучи в проезде от Шарташской к Становой деревне встретил светлые камешки плиточные, в которых явилось золото», впервые в России достоверное.
- 1755 – по проекту М.В. Ломоносова (1711-1765) учреждён Московский университет.
- 1770 – на Мурмане побывал Н.Я. Озерецковский (1750-1827). До систематического изучения края было ещё далеко, тем заметнее это событие в его истории.
- 1785 – Главное управление училищ Санкт-Петербурга приобрело коллекцию (371 штуф в основном российских минералов) И.Г. Георги, положив начало музею кафедры минералогии Санкт-Петербургского университета.
- 1810 – открыто Питкярантское месторождение, Российская Карелия.
- 1815 – «В конце 1815 г. и в течение 1816 г. в Петербурге образовался небольшой кружок частных лиц, объединённых общим интересом к естественной истории вообще и минералогии в частности, который, группируясь вокруг доктора философии, астрономии и минералогии, профессора Главного педагогического института и Санкт-Петербургского университета Л.И. Панснера, посвящал свои досуги обмену мыслями по интересовавшим его вопросам геогнозии и ориктогнозии окрестностей северной столицы» (Герасимов А.П. Столетний юбилей Минералогического общества // Геол. вестник. 1917. Т. 3. № 1-6.). Это свидетельство фиксирует предпосылку создания прославленного Российского минералогического общества, которому через два года будет 200 лет.
- 1820 – открытие Антарктиды экспедицией Ф.Ф. Беллинсгаузена и М.П. Лазарева.
- 1825 – император Александр I повелел выплачивать Минералогическому обществу ежегодно 5000 руб. ассигнациями. Хороший пример, достойный подражания, но его не имеющий.
- 1905 – в кимберлитовой трубке Премьер, Ю. Африка найден крупнейший за всю историю алмаз «Куллинан» в 3106 карат, ⅔ обломка не найдены. По сути, последующая 100-летняя история рудника есть поиск этих ⅔ обломка. Кстати сказать, недавно восстановлена форма исходного октаэдрического кристалла.





СЛОВО
О РОЖДЕНІИ МЕТАЛЛОВЪ
ОТЪ ТРЯСЕНІЯ ЗЕМЛИ,
ВЪ
ТОРЖЕСТВЕННЫЙ ПРАЗДНИКЪ
ТЕЗОИМЕНИТСТВА
ЕЯ ИМПЕРАТОРСКАГО ВЕЛИЧЕСТВА
ВЕЛИКІЯ ГОСУДАРЫНИ ИМПЕРАТРИЦЫ
ЕЛИСАВЕТЫ ПЕТРОВНЫ
САМОДЕРЖИЦЫ ВСЕРОССІЙСКІЯ
Императорской Академіи Наукъ
ГОВОРЕННОЕ
ВЪ САНКТПЕТЕРБУРГѢ



ПЕРВЫЯ ОСНОВАНІЯ
МЕТАЛЛУРГІИ,
ИЛИ
РУДНЫХЪ ДѢЛЪ.
ВЪ САНКТПЕТЕРБУРГѢ
печатаны при Императорской Академіи
Наукъ 1763 года.

Слева: М.В. Ломоносов (1711-1765). **В центре**: Слово о рождении металлов от трясения Земли, на торжественный праздник тезоименитства Ея Императорскаго Величества Великия Государыни Императрицы Елисаветы Петровны Самодержицы Всероссийския в публичном собрании Императорской Академии Наук сентября 6 дня 1757 года говоренное коллежским советником и профессором Михаилом Ломоносовым. В Санкт Петербурге Печатано при Императорской Академии наук. **Справа**: Первыя основания металлургии, или рудных дел. В Санкт Петербурге печатаны при Императорской Академии Наук 1763 года.

- 1980 – в Архангельской обл. открыто месторождение алмазов им. М.В. Ломоносова.
- 1985 – Нобелевская премия по химии за синтез и расшифровку структуры фуллеренов, сегодня найденных в минеральных и биологических структурах, на иерархических уровнях от нано- до макро-.

Возьмём из этого списка лишь два события, зацепленных друг за друга Историей. В 1765 г. умер М.В. Ломоносов, что разделило историю естественных наук в России на «до» и «после». Но в том же году родился В.М. Севергин, продолживший дело М.В. Ломоносова по крайней мере в минералогии и химии.

«**Ломоносов** был великий человек... Он создал первый университет. Он, лучше сказать, сам был первым нашим университетом» – сказал А.С. Пушкин. «Ныне таковые умы редки, так как большая часть остаются только при опытах, почему и не желают пускаться в рассуждения, другие же впадают в такие нелепые толки, что они в противоречии всем началам здравого естествознания» – добавил о нём Л. Эйлер. «Из наблюдений устанавливать теорию, через теорию исправлять наблюдения есть лучший всех способ к отысканию правды. …Не такой требуется математик, который только в трудных выкладках искусен, но который в изобретениях и доказательствах, привыкнув к математической строгости, в натуре сокровенную правду точным и непоползновенным порядком вывесть умеет» – сказал сам М.В. Ломоносов, как бы конкретизируя кредо Г. Галилея «книга природы написана языком математики». Нет нужды пересказывать здесь биографию М.В. Ломоносова. Лишь напомним о двух его трактатах на геологические темы.

«**Слово о рождении металлов от трясения Земли…**» написано после нескольких катастрофических землетрясений, в буквальном смысле потрясших земную кору и мировое сообщество: в 1745-1746 г. – в Перу, в 1755 г. – в Лиссабоне, разрушив весь город. Они произвели большое впечатление и оживленно обсуждались. Говоря современным языком, это была замечательная по широте охвата проблем (строение земной коры, природа землетрясений, происхождение горных хребтов, гипотеза образования месторождений полезных ископаемых, электростатическая природа молний и мн. др.) научно-популярная лекция, произнесенная в высоком собрании. Доставим себе удовольствие, перечитывая её начало и окончание.

«Когда ужасные дела натуры в мыслях ни обращаю, Слушатели, думать всегда принужден бываю, что нет ни единого из них толь страшного, нет ни единого толь опасного и вредного, которое бы купно пользы и услаждения не приносило. Божественным некоторым промыслом присовокуплены приятным вещам противные быть кажутся: дабы мы рассуждая о противных, большее услаждение чувствовали в употреблении приятных. Ужасаемся волн кипящего моря; но ветры, которыми оное обуревается, нагруженные богатством корабли к желаемым берегам приносят. Несносна многим здешней зимы строгость, и нам самим не редко тягостна; однако ею удерживаются зараженные поветрием курения; ядовитые соки и угрызения тупеют. Хотяж часто сокровенны перед нами бывают от противных вещей произшедшие угодия, которыми пользуемся в жизни нашей; однако они подлинны и велики. Так через многие веки трепет один токмо наносили громы человеческому роду, и не иначе как токмо бичь раздраженного божества всех устрашали. Но счастливые новыми естественых таин откровениями дни наши сие дали нам недавно утешение, что мы большее излияние щедроты, нежели гнева небесного от оных чрез Физику уразумели. Наги бы стояли поля и горы, древ и трав великолепия, красоты цветов и плодов изобилия лишенны; желтеющие нивы движением класов не уверяли бы сельских людей надеждою полных житниц; всех бы сих довольствий нам не доставало, когда бы громовою електрическою силою наполненные тучи продолжительное растущих прозябение полодоносным дождем, и яко бы некоторым одушевляюшим дыханием не оживляли. Истинна сего дела (которое издревле престарелым земледельцам, хотя и не ясно, однако уже на мысль приходило) действием електрической силы, рукою рачительных натуры изпытателей произведенной, чрез ускорение ращения трав так, изъяснена и доказана, что нет больше места ни единому сомнению. <…>

Видели мы, Слушатели, превеликое в недрах земных огня множество, и нужные к его питанию серы изобилие, довольное к земному трясению и к произведению перемен великих; бедственных, но и полезных; страшных но и услаждение приносящих. Уразумели мы, что поглощенные животных и прозябающих тел части служат к рождению металлов, коих красоту к великолепию, твердость к долговечности, жестокость к защищению служащие себе представляем. Но обращается в мыслях ваших ужасной вид трясущегося лица земного! Отвратите, отвратите от того мысленные очи ваши, и сверх металлов прилежно рассмотрите воздвигнутые трясением горы с прохлаждающими и врачующими нас источниками, из них протекающими, собирающимися в реки к напоению нас и служащих нам животных, и к сообщению многоразличным человеческого рода потребностей. Посмотрите на благословенное свое Отечество, и сравните

с другими странами. Увидите в нем умеренное натуры подземным огнем действие. Не Алпийскими или Пиринейскими суровыми верхами к вечной зиме, господствующей в верхней атмосфере возвышены; ниже глубокими пропастьми в болотистую сырость унижены страны наши: но пологие восхождения и наклонения полей плодоносных, не лишенные притом металлов, распростираются к угодности нашей. Не расселинами земными, ядовитые пары испущающими, растерзанное; но зеленеющими лесами и пажитями украшенное пространство чувствует благорастворенных дыхание ветров. Не колеблемся частыми земными трясениями, которые едва когда у нас слыханы; но как земного недра, так и всего общества внутренним покоем наслаждаемся. О коль блаженна сими свойствами Россия!»

«**О слоях земных. Прибавление второе к "Первым основаниям металлургии или рудных дел"**». Трактат «Первые основания металлургии или рудных дел» М.В. Ломоносов написал в в 1742-1743 гг., но издал лишь в 1763 г. В него вошло «Прибавление второе» под названием «О слоях земных», которое было бы достойно и отдельного издания. В нём М.В. Ломоносов показал себя эволюционистом и превзошёл уровень геологических знаний своего времени по важным проблемам: постоянная форма кристаллов минералов, происхождение гор, связь морских трансгрессий и регрессий с тектоникой, стратиграфия и смена эпох в истории Земли, образование обломочных пород, формирование рудных жил, образование торфа, каменного угля и нефти из растений и животных, янтаря из смол хвойных растений и мн. др. Напомним её начало и окончание.

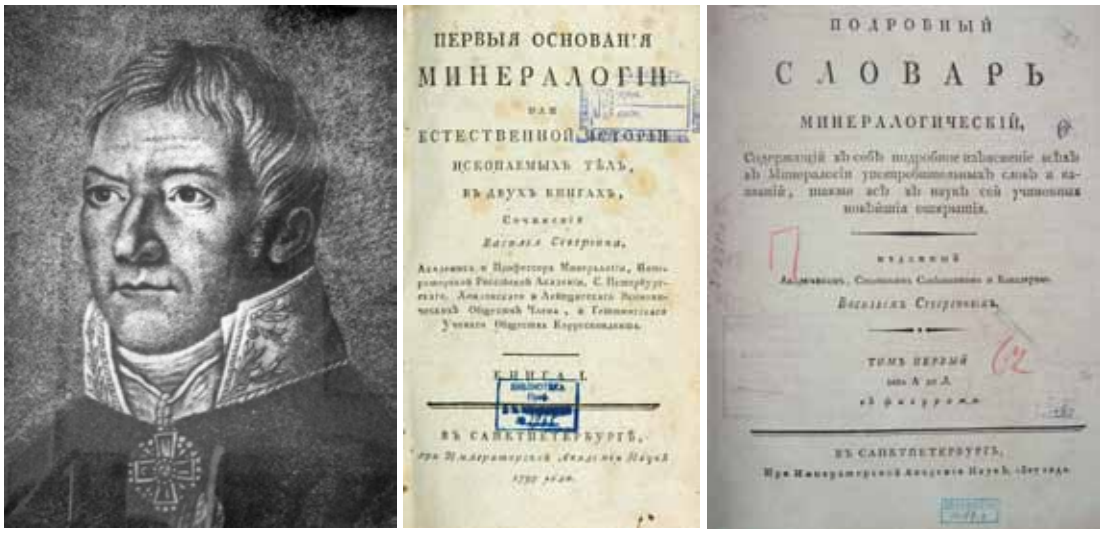
«§ 1. Жительствуя и обращаясь на лице земном, естьли бы мы видеть могли, что в недрах ее под нами скрыто; всеми бы иногда возможностьми стали усиливаться протти в глубочайшие внутренности; иногдаж забыв все и наружное, побежали бы со своего природного жилища. Ибо часто скрывается от зрения и знания нашего не толстым слоем превеликое богатство, натурою произведенное, до коего досягнуть можно бы небольшим трудом и иждивением. Напротив того утаена иногда под жительми ужасная пропасть, которыя своды содержат городы и села, сами не довольно сильными подпорами утверждаясь, кои от внутренней причины рушатся, выстояв свое время, и все что содержали, предают падению, и повергают в земные челюсти.

§ 2. Все сие зависит от различия слоев земных, которых возможное познание, по человеческому понятию, коль полезно, из самого сего начала уже явствует довольно. Велико есть дело достигать во глубину земную разумом, куда рукам и оку досягнуть возбраняет натура; странствовать размышлениями в преисподней, проникать рассуждением сквозь тесные расселины, и вечною ночью помраченные вещи и деяния выводить на солнечную ясность.

§ 3. Таковою важностию побуждаясь, не мог я преминуть, что бы при издании моего давнего труда, любителям натуральной науки и Металлургии не сообщить возможного знания сей части Физической Географии, купно с моими собственными мнениями, кои служат в утверждение основательным учениям, в опровержение мечтательным догадкам, происходящим по большой части от пустых забобон и предъуверений. <…>

§ 185. Достигнув на места, где с надеждою можно искать подземного богатства; должно показать некоторые способы, как бы руд и камней досягать под землею. Горной бурав или щуп весьма к тому служит. Но мало в России его знают, не токмо что бы употребляли для изведывания слоев земных в небольшой глубине употребить можно обыкновенной бурав не очень завостроватой, насадив его на тонкую жердь, и приставив к высокому дереву. Перекинутою через сук веревкою можно поднимать и опускать, для осмотру выбуравленной материи; а вертеть привязанными к жерди кляпами, кои выше и ниже по ней подвигать свободно. Порохом рвать камни, где есть близкая надежда, так же служит к ускорению дела. Но известно, сколько у нас в России перемен делают по весне великие реки, § 82. Не больше представляемые в бешенстве сильные Гиганты переворочают слоев земных; или натуральнее сказать, все во всем свете рудокопы не перероют столько земли, не опровергнут камней во сто лет, сколько одною весною разрушают оных льды и быстрина беспримерных вод Российских. Сие время могут употребить искатели вещей минеральных, металлов и камней, где сама натура употребляет свои силы, для открытия потаенных сокровищ, и ожидает нашего рачения, которое наградить может великим воздаянием».

В.М. Севергин – российский химик, минералог, геолог, академик Императорской академии наук, продолжатель идей М.В. Ломоносова. (Далее использованы сведения из Википедии с необходимым ре-



Слева: В.М. Севергин (1765-1826). **В центре**: Первыя основания минералогии или естественной истории ископаемых тел, в двух книгах. Сочинения Василья Севергина, Академика и Профессора Минералогии, Императорской Российской Академии, С. Петербургскаго, Лондонскаго и Лейпцигскаго Экономических Обществ Члена, и Геттингскаго Ученаго Общества Корреспондента. Книга I. В Санкт Петербурге, при Императорской Академии Наук, 1798 года. **Справа**: Подробный словарь минералогический, содержащий в себе подробное изъяснение всех в минералогии употребительных слов и названий, также все в науке сей учинённые новейшие открытия. Изданный академиком, статским советником и кавалером Василием Севергиным. Том первый от А до Л с фигурами. В Санкт Петербурге, при Императорской Академии наук, 1807 года.

дактированием.) С именем В.М. Севергина связано зарождение и развитие геологических и химических знаний в России. Родился в семье придворного вольноотпущенного музыканта. Получил домашнее обучение российской грамоте и живописи, начальные знания латинского, французского и немецкого языков. В 1776 г. поступил в академическую гимназию сразу в отделение «взрослых гимназистов». Им изучены: латынь, логика, геометрия, тригонометрия, механика, физика, химия, горное дело, минералогия. В 1782 г. по рекомендации руководителя гимназии И.И. Лепёхина «за успехи в учении» переведен на казённое содержание. В 1784 г. окончил гимназию и принят в Академический университет. В 1785 г. по рекомендации директора Академии Е.Р. Дашковой и И.И. Лепехина послан «за науками» в университет Гёттингена. Три года осваивал там минералогию, горное дело, химию, физику и географию под руководством профессора химии И.Ф. Гмелина. В 1789 г. вернулся в Санкт-Петербуг и «на отлично» сдал экзамены: по химии и минералогии И.И. Георги, по физике и химии Л.Ю. Крафту, по ботанике И.И. Лепёхину, по зоологии и анатомии П.С. Палласу. Кроме того, представил в Академию диссертации: О природе различных щелочных солей – положительные отзывы от И.И. Георги и Н.П. Соколова; О свойствах и образовании базальта – работа для получения звания адъюнкта, положительный отзыв П.С. Палласа. В 1789 г. избран адъюнктом Академии наук по кафедре минералогии, в 1793 г. возведён в звание академика и профессора минералогии Академии наук.

Главной задачей минералога и вообще натуралиста В.М. Севергин считал точность в наблюдениях с уклонением от произвольных теорий. Его многочисленные мемуары и статьи написаны по-русски, лишь некоторые по-латыни и по-французски. В них излагаются предметы минералогии, физики, химии, технологии сельского хозяйства. Высказаны идеи о тесной связи минералогии с химией. В минералогии он следовал Р.-Ж. Гаюи (Аюи), в химии – А.Л. Лавуазье. Содействовал образованию и обогащению русской научной терминологии. Ему принадлежат термины: окисление, блеск и гибкость минерала, цвет черты и пр. Способствовал распространению научных знаний с помощью публичных лекций, прочитанных в конце 1790-х. В 1798 г. разделил горы на: первородные (например, гранитные), 2-го происхождения (глинистые слоистые), 3-го происхождения (известковые с окаменелостями) и 4-го происхождения (песчаные горы и холмы), что можно считать началом четвертичной геологии. В 1798 г. открыл закономерности совместного нахождения некоторых минералов, которое назвал «смежностью». В 1849 г. понятие заново сформулировано И.А.Ф. Брейтгауптом и вошло в минералогию под названием «парагенезис», то есть минеральная ассоциация, возникшая закономерно в ходе одного процесса, ограниченного в пространстве и времени, в определенных физико-химических условиях.

Среди прочего, фундаментальность категории (понятия) сказывается в том, что она неоднократно штурмуется, углубляется, уточняется и логически стыкуется с понятиями смежных наук. Категория «смежность, парагенезис» - не исключение. Напомню о работе [1], в которой определено «простремя» (пространство + время) как «структурно неделимое единство пространства и времени» (с. 105) для геологических тел (процессов). Авторы перечисляют примеры квантования, дискретности геологического пространства и времени. «Квантование пространства: зонально-секториальное блоковое строение монокристаллов (потенциальная, эмбриональная зернистость), зернистость агрегатов (в равновесном идеале – ячейка Коксетера), части зональной колонки минералоотложения («зерном» или элементом зернистости выступают здесь фациально-синхронные виды минеральных агрегатов) и т.п.» (с. 106). «Примером квантования пространства могут быть также биопириболы и в целом полисоматические минеральные серии» (с. 108). «Примеры квантования времени: микрозональность кристаллов (сотни зон на 1 мм мощности), обусловленная колебательным механизмом слоевого роста, на основе которого создан метод определения длительности и, соответственно, прогноза массоотложения, т.е. запасов минералов [2], их пространственной характеристики; зональность кристаллов сезонная, годичная и соответствующая 11-летнему солнечному циклу [3, 4]; тонкофлишевые осадки: зональность геологических тел; микропульсационный рост пликативов и дизъюнктивов и т.п.» (с. 107).

Не прошли авторы и мимо понятия «парагенезис». «В самой сущности геологических понятий «формация» и «парагенезис» (по аналогии с понятиями «биотоп» и «биоценоз») логически заложены: А – стабильная повторяемость в простремени набора признаков минеральных фаз, пород, тел и Б – единство временной и пространственной структур материализации этих геологических признаков и тел (хронологические ряды по типу марковских цепей, зональные колонки разной иерархии, периодические распределения и т.п.). При определении «формации» и «парагенезиса» часто подчёркивают, что признаки, тела фиксируются одновременно или близко-одновременно. Отвергнув уточнение «близко» как недоказуемое при ретрогнозах, подчеркнём, что одновременность фиксации фаз в природных процессах минералообразования также практически не реализуется. Даже в эвтектиках происходят чередования (квантование) ростовых периодов: попеременно растут то ведущая, то ведомая фазы. Можно обозначить две разновидности структуры квантованного простремени в минеральных парагенезисах: эвтектоидную (субсинхронную) и в виде причинно-следственного хроноряда последовательных фаз» (с. 108-109).

Несмотря на туманное объяснение, следует согласиться с тем, что есть фундаментальные основания видеть в «парагенезисе» следующую за минеральным индивидом пространственно-временную генетическую единицу. Является ли она «атомом» или «элементарной ячейкой» в строении горной породы – вопрос спорный. Скорее нет, чем да – структурная теория горной породы будет написана совсем в других математических категориях. Применима ли здесь аналогия с «квантом» даже в интегральном энергетическом выражении – неясно. Скорее нет, чем да – согласно геоэнергетической теории А.Е. Ферсмана, от фазы к фазе, от парагенезиса к парагенезису энергия кристаллических решёток закономерно изменяется. Всё это – темы для интересных дискуссий. Несомненно одно – заслуга В.М. Севергина в определении фундаментальной категории «смежность минералов».

Список литературы

1. Жабин А.Г., Юшкин Н.П., Маликов А.В. Простремя и его квантование в процессах природного минералообразования // Зап. ВМО. 1994. № 4. С. 104-110.
2. Богуш И.А. Оценка продуктивности и режима функционирования эндогенных источников колчеданных руд по зональности роста пирита // Докл. АН СССР. 1981. Т. 258. № 5. С. 1188-1191.
3. Жабин А.Г. Отражение 11-летнего космогенного хроноритма солнечной активности в сфалерите жильного месторождения Квайса, Центр. Кавказ // Докл. АН СССР. 1981. Т. 259. № 2. С. 453-456.
4. Жабин А.Г. Космические процессы и минералообразование // Земля и Вселенная. 1982. № 1. С. 59-61.

НЕИЗВЕСТНАЯ РУКОПИСЬ ИЗ АРХИВА Д.П. ГРИГОРЬЕВА: «К ВОПРОСУ О ПОСТАНОВКЕ ПРЕПОДАВАНИЯ МИНЕРАЛОГИИ В ВЫСШЕЙ ШКОЛЕ. БЕГЛЫЕ ЗАМЕЧАНИЯ П.Н. ЧИРВИНСКОГО»

Войтеховский Ю.Л.

Геологический институт КНЦ РАН, Кольское отделение РМО, г. Апатиты, woyt@geoksc.apatity.ru

В статье впервые публикуется рукопись «К вопросу о постановке преподавания минералогии в Высш.<ей> школе. Беглые замечания П.Н. Чирвинского (авг. 1944)» из архива почётного члена РМО проф. Д.П. Григорьева, свидетельствующая об интенсивной переписке двух крупных учёных-минералогов, историков и методологов науки, университетских профессоров.

В Комиссии по истории РМО находится на хранении и обработке личный архив почётного члена РМО проф. Д.П. Григорьева (1909-2003). Одно из самых интересных и обширных – дело проф. П.Н. Чирвинского (1880-1955), включающее их многолетнюю переписку, фотоматериалы и рукописи. Среди них – ранее не публиковавшийся текст «К вопросу о постановке преподавания минералогии в Высш.<ей> школе. Беглые замечания П.Н. Чирвинского (авг. 1944)». Он написан от руки фиолетовыми чернилами на обеих сторонах белых, пожелтевших от времени сдвоенных листов формата А4, вырванных из тетради. В рукописи 9 стр. Первый фрагмент был закончен на 4-ой стр, внизу поставлена подпись. Страницы пронумерованы сверху. Продолжение текста теми же чернилами на таких же листах под названием «Ещё о характере учебников описательной минералогии» заняло с. 5-8. Под ними стоит подпись и дата 11/VIII – 1944. Тем самым довольно точно определяется и время написания первой части – первая декада августа. Краткий третий фрагмент написан на одной стороне половинки листа под названием «О способе проверки оконч.<ательных> знаний (экзамены) студентов» и также подписан, но без даты. Стр. 5-9 пронумерованы сверху, но жирным простым карандашом.



П.Н. Чирвинский (1949) и Д.П. Григорьев (1946). Фото из архива Д.П. Григорьева.

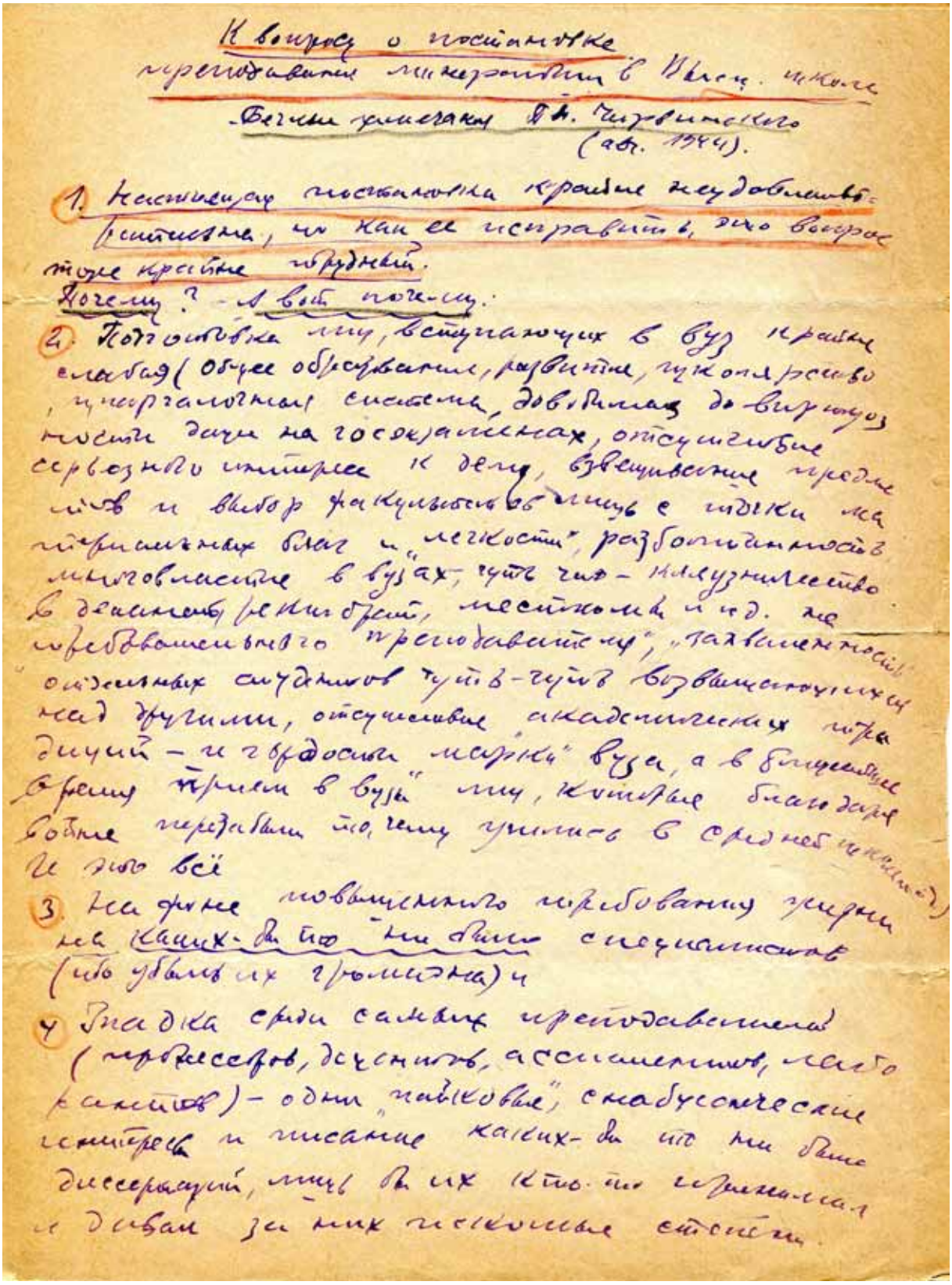
По всему тексту много подчёркиваний. Чернильные (они сохранены далее) – прямые, волнистые и штриховые – вероятно, отражают разные акценты и сделаны автором. Карандашные (чёрные и красные), часто поверх чернильных – более поздние. Вероятно, их сделал Д.П. Григорьев, неоднократно размышляя над текстом. Несмотря на минувшие 70 лет, отдельные его фрагменты всё ещё актуальны. С резкими оценками, присущими П.Н. Чирвинскому, читатель не обязан соглашаться. Ясно одно – перед нами документ истории страны и минералоги, в частности. Скорее всего, он был написан в г. Соликамске накануне переезда автора в г. Молотов (Пермь). Но кому он был адресован? Помня лекторские приёмы проф. Д.П. Григорьева, выскажу предположение, что именно ему. Надеюсь, что его ответный (впрочем, скорее вопрошающий) текст к П.Н. Чирвинскому ещё будет найден. Диалог двух крупных отечественных учёных-минералогов, историков и методологов науки, университетских профессоров был бы вдвойне ин-

тересен. Орфография и пунктуация далее сохранены, сокращения расшифрованы, исправлены лишь очевидные опечатки.

К вопросу о постановке преподавания минералогии в Высш.<ей> школе.
Беглые замечания П.Н. Чирвинского (авг. 1944).

1. Настоящая постановка крайне неудовлетворительна, но как её исправить, это вопрос тоже крайне трудный. Почему? А вот почему:
2. Подготовка лиц, вступающих в вуз, крайне слабая (общее образование, развитие, школярство, шпаргалочная система, доводимая до виртуозности даже на госэкзаменах, отсутствие серьёзного интереса к делу, взвешивание предметов и выбор факультативов лишь с точки <зрения> материальных благ и «лёгкости», разболтанность, многовластие в вузах, чуть что – кляузничество в деканат, ректорат, местком и т. д. на требовательного преподавателя, «захваленность» отдельных студентов, чуть-чуть возвышающихся над другими, отсутствие академических традиций – и гордости «марки» вуза, а в ближайшее время приём в вузы лиц, которые благодаря войне перезабыли то, чему учились в средней школе и т.д.). И это всё
3. на фоне повышенного требования жизни на каких бы то ни было специалистов (ибо убыль их огромна) и
4. упадка среди самих преподавателей (профессоров, доцентов, ассистентов, лаборантов) – одни «пайковые», снабженческие интересы и писание каких бы то ни было диссертаций, лишь бы их кто-то принимал и давал за них искомые степени. (*Конец с. 1 – Ю.В.*) Не писали бы и таких диссертаций очень многие, если бы их наконец не стали требовать сверху! Самое ужасное, что и здесь почти все норовят перепрыгнуть через экзамены типа магистрантских (тут надо держать в голове многое!), даже через канд.<идатскую> диссертацию, а прямо докторскую давай – то якобы у них стаж, то якобы «достаточная известность другими трудами» и т.д. и т.д. Да что? Учебники уже сходят за доктор.<ские> диссертации – приятное с полезным: и гонорар, и высшая степень! (Учебник Крейтера [1] (*Поиски и разведка полезных ископаемых. М.: Госгеолиздат, 1940. За эту работу ему присуждена учёная степень д.г.-м.н. – Ю.В.*)).
5. Малознающий преподаватель, вороны боящийся – явно начинает потакать всем слабостям студенчества и искать у него популярности. Начальство уже боится, как бы вуз не остался без слушателей, без людского материала! Так вот и идёт всё дело и по всем предметам! Через пень-колоду по существу, достаточно хорошо по официальным меркам. Это фон. На скорое его исправление я не надеюсь, ибо это течение всеобъемлющее – я его вижу и в академических выборах, и в бурном росте филиалов Академий при громадной убыли и расходе компетентных научных работников (значит «достойных» считается всё же много!), в «поточном производстве» кандидатов и докторов, в присуждении высших премий (типа: Пустовалов (*Сталинская премия 1941 г. за монографию «Петрография осадочных пород» 1940 г. – Ю.В.*), Соптаев (*Сатпаев; Сталинская премия 1942 г. за монографию «Рудные месторождения Жезказганского района», в том же году – учёная степень д.г.-м.н. по совокупности работ. – Ю.В.*) и др.!) О некоторых соображениях об этого рода фоне я рискнул написать записку (*Конец* с. 2 – *Ю.В.*) в ЦеКа партии ЦКП(б) на 38 страницах (август 1944), пользуясь тем поводом, что, насколько знаю, по инициативе ЦК возник в «Известиях Ак.<адемии> наук СССР» постоянный отдел критики, библиографии, достаточно независимый и основательный. На что можно надеяться в смысле улучшения, покажет послевоенное время и м.<ожет> б.<ыть> некоторые шаги 1944/45 уч.<ебного> года в положении о вузах – улучшение быта и снабжения. Извинение студенчеству: его перегруженность и бытовые условия, крайне тяжёлые. Отчасти это устранимо.
6. Собственно о минералогии. Центр тяжести в описательной минералогии! Она в полном упадке! Нужны конкретные знания! Соб.<ственно> говоря, если быть кратким, идеально бы было знание в объёме учебника Болдырева, но а) он не окончен (*Болдырев А.К. Курс описательной минералогии. Вып. 1, Л., 1926; вып. 2, Л., 1928; вып. 3, Л.-М., 1935; не окончена «Высшая минералогия», над которой он работал несколько последних лет жизни. – Ю.В.*) и б) в нынешних условиях этого достигнуть абс.<олютно> невозможно: в смысле объёма и духа нельзя рисковать выходить из объёма учебника Нечаева (*Нечаев А.В. Минералогия. Петроград-Киев, 1912. – Ю.В.)* при наличии, конечно, дополнительных обязат.<ельных> курсов: геохимии, экспериментальной минералогии, курса местор.<ождений> пол.<езных> ископаемых, петрографии с породообраз.<ующими> минералами. Должны быть широко поставлены практ.<ические занятия>.

[1] Защита прошла блестяще. Учебник хороший, несомненно модерно-американский, актуальный.



К вопросу о посещаемости преподавателей лекционных занятий в Ивановской школе

Вечерняя записка Ф.А. Петровского (авг. 1944).

1. Неудовлетворительная посещаемость лекций является крайне неудобным явлением, но как ее исправить, это вопрос тоже крайне трудный.

Почему? – А быть может:

2. Подготовка лиц, вступающих в вуз крайне слабая (общее обслуживание, развитие, культурность, интеллектуальная система, довольно до-вирующая часть дачи на госэкзаменах, отсутствие серьезного интереса к делу, вступление предметов и выбор факультетов вследствие моды на "легкость" разбогащенность, многовлияние в вузах, чуть что – консультация в деканате (некогда), лестница и пр. не требовательное "преподавание", "халатность" ожидающих студентов чуть-чуть возвышающихся над другими, отсутствие академических традиций – и гордость "марка" вуза, а в большинстве "попали в вуз" лиц, которые благодаря собственным перевалили по чему учились в средней школе) и это всё

3. На фоне повышенного требования умерли наши (каких-то то ни были специалистов (ибо убывших с фронтов)

4. Упадка среди самих преподавателей (профессоров, доцентов, ассистентов, научных сотрудников) – один "навыковые", снабдуемый интерес и писание каких-то ни было диссертаций, лишь в их кто-то вступился и давал за них ученые степени.

Первая страница рукописи.

Но это опять же трудно сделать: не хватает учебных коллекций, времени, места, препод.<авательского> состава, а при этих условиях дело может свестись к новым этапам формальностей. Желательны бы работы с паяльной трубкою. Но их тоже часто негде ставить, а потом – они портят помещения, коллекции музеев, дают «рассеянные элементы», которые потом со священным трепетом открывают (*Конец с. 3 – Ю.В.*) заядлые спектроскописты особ.<енно> типа Ноддаков (*Ида и Вальтер Ноддаки – исследователи редких и рассеянных элементов, открыли рений рентгеноспектральным анализом колумбита – Ю.В.*) в Берлине. Близость лабораторий к мин.<ералогическим> коллекциям делает то же! «Курс минералогии» коллектива авторов (*А.К. Болдырев, Н.К. Разумовский, В.В. Черных (ред.). Л.-М., 1936. – Ю.В.*) непосилен студентам и по слабому знанию кристаллографии. Гоняться в силикатах за «последним словом» науки в их строении (кристаллохимии) бесполезно, ибо помимо спорности нек.<оторых> вопросов здесь, студенту всего этого не запомнить: достаточны на этот счёт общие указания, а вообще как схемы, важные в генетическом отношении (методика связей!), пригодны сокращ.<ённые> представления акад. В.И. Вернадского. Впрочем, я того мнения, что до известной степени «все стили хороши, кроме скучного». В переводе на наши требования: все приёмы хороши, чтобы зафиксировать всё основное в головах студентов по части особенно для них скучной описательной минералогии. Она в основном, конечно, зубрёжная наука для них, но сделать её привлекательнее можно не чертёжной схоластикой, не *Kreidemineralogie* (*не изложением минералогии мелом на доске – Ю.В.*), а практикою и экскурсиями [2]. Было время (при Е.С. Фёдорове), когда в знаменитом Горн.<ом> ин<ституте> в Петербурге, колыбели нашей минералогии, студентов не пускали в «Музеум», а они на прак.<тических> занятиях определяли минералы или вернее их смеси в порошках лишь с паяльной трубкою. Так очертеет кому угодно опис.<ательная> «минералогия»! Пускать в музеи надо, конечно, под контролем и с требованием делать себе кое-какие зарисовки (цвет.<ными> карандашами) с типич.<ных> образцов. (*Подпись, конец с. 4 – Ю.В.*)

Ещё о характере учебников описательной минералогии

1. Надо в учебнике характеризовать лишь главнейшие минералы. В этом отношении (очень) грешат учебники Болдырева, «Курс минералогии» коллектива авторов (ред. Болдырева, Разумовского, Черных изд. 1936). Это оси, на которых всё потом, в случае надобности, нанижется! К чему это всё в осн.<овной> курс: дистерит, хризофан, герсдорфит, айкинит, стефанит, полибазит, брошантит, тахгидрит и т.д.? В курсе коллектива это ещё не так бросается в глаза, у Болдырева же это особ.<енно> выражено и он даже старается чего-либо не пропустить в этом отношении! У него это для справок специалистов!
2. Не надо быть назойливо формальным и огорошивать учащегося при описании любого минерала схемой последовательности изложения, принятой вообще при описании минералов. Такую схему надо дать с пояснениями в особой (вводной) главе, пояснить, почему это нужно, придерживаться её в общем при изложении, но придавать ей нарочито подчёркнутый характер с отрывистыми «возгласами», таблицами, служащими лишь для справок, а не для заучивания, совершенно не надо. См.<отри> напр.<имер> чехарду шрифтов (жирных) в этом отношении в «Курсе минералогии», напр.<имер>, стр. 398-402, стр. 688-695 (цеолиты). Читатель не знает, что же ему зубрить (заведомо с эфемерным запоминанием о цеолитах, а это всегда расхолаживает – «учишь только чтобы сдать экзамен и затем забыть»; для цеолитов надо дать «своими словами» рассказанный конспект свойств, чем описывать для каждого из них всё: 2V, α, пок.<азатель> преломления *etc*.). Изложение даже скучной зубрильной дисциплины должно быть возможно лёгким, «доходчивым», как теперь принято говорить. «Искусство начинается там, где чуть-чуть», говорил величайший (*Конец с. 5 – Ю.В.*) писатель-психолог мира Лев Толстой, так и тут – точных правил дать нельзя. Я не согласен с тем, что изложение надо начинать с химического состава [3] на том основании, что именно состав определяет крист.<аллическую> форму и физические свойства. Мы видим минерал, его описываем, а потом уже добираемся до его состава. Это логичный и исторически путь. Иначе уже если быть последовательным до конца, то надо начинать с атома, т.е. с «геохимии», которую без особых оснований сузили лишь в этом фокусе, а не химии Земли в самом широком размахе, включая даже не атом, а разбирая все его ингредиенты, играющие – и справедливо – такую громадную роль в звёздах и в прошлом наших планет (генезисе элементов). И это всё без достаточного базиса у студентов по физике, химии, математике с их убогим общим кругозором! Надо ведь всегда иметь в виду аудиторию и возможность взять из

[2] Летом, напр.<имер>, на Урал. Заодно и геология тут.
[3] Разве своими словами особ.<енно> для сложных случаев.

неё лишь твёрдый минимум, а не расплывчатый (бумажный) максимум: *non multa, sed multum* (*не многое, но много, т.е. немного по количеству, но много по значению – Ю.В.*), как говорили римляне!

3. Надо поменьше схем, а побольше «живого» материала, а то часто начинающий из-за них леса не видит. В петрографии так всяческие методы вычисления хим.<ического> состава (Озанн, М. Леви, Niggli, американцы с своей нелепейшей системой CIPW, Лев.<инсон>–Лессинг, Заварицкий и др.) заглушают простые сравн.<ительно> законы дифференциации Vogt'а и Боуэна. Для математически мыслящего петрографа это стало своего рода спортом, он (*Конец с. 6 – Ю.В.*) забывает, что *Matematik ist Wissenschaft der Richtigkeit, nicht aber der Wahrheit* (*математика – наука правильности, но не правды – Ю.В.*), что математика всё перемелет, что будет в неё вброшено.

К чему, напр.<имер>, в учебнике схема Уэрри состава алюмокремневых гидратов с какими-то нелепыми членами – эмфолит, ньютонит, криптотилит, мальтацит (стр. 547 коллект.<ивного> учебника)?! Ведь начинающий не знает ещё, что важно ему запомнить диаспор или эмфолит, гиббсит или гидраргиллит, да и почему ещё гиббсит попал не в кристаллоиды (а он такой и есть), а по фантазии Уэрри в метаколлоиды?! Химический состав надо не только давать в виде формул, а рассказывать его на словах, где он сложен особенно и чтобы укоренить его основные моменты тоже рассказывать о продуктах превращения минерала и его парагенезисе, но делать это логично, органически связывая и не затемняя основного описания.

Очень хорошо, что в ряде учебников на русском языке наряду с рисунками лишь идеально комбинирующих форм (как, напр.<имер>, было в учебнике минералогии Лебедева) даются фотографические снимки реальных кристаллов и их сростков. По сравнению с Болдыревым всё же коллективн.<ый> учебник (1936) считается более с уровнем студ.<енческих> знаний, хотя он всё же очень громоздок, как это, впрочем, и признано. В смысле большей «доходчивости» надо отменить учебники по минералогии былого времени Max Bauer'а (*Lehrbuch der Mineralogie. Berlin, 1886; Stuttgart, 1904. – Ю.В.*), а из русских – Нечаева, кот.<орый> базировался на нём и более сухих Naumann-Zirkel'я (*переиздавался много раз на основе учебника C.F. Naumann'а, напр., 15-е издание с дополнениями D.F. Zirkel'я: Elemente der Mineralogie, 1907. – Ю.В.*), Лебедева (*Лебедев Г.Г. Учебник минералогии. Часть описательная. Физиография минералов. С.-Петербург, 1907. – Ю.В.*) и др. (*Конец с. 7 – Ю.В.*)

Последняя страница рукописи

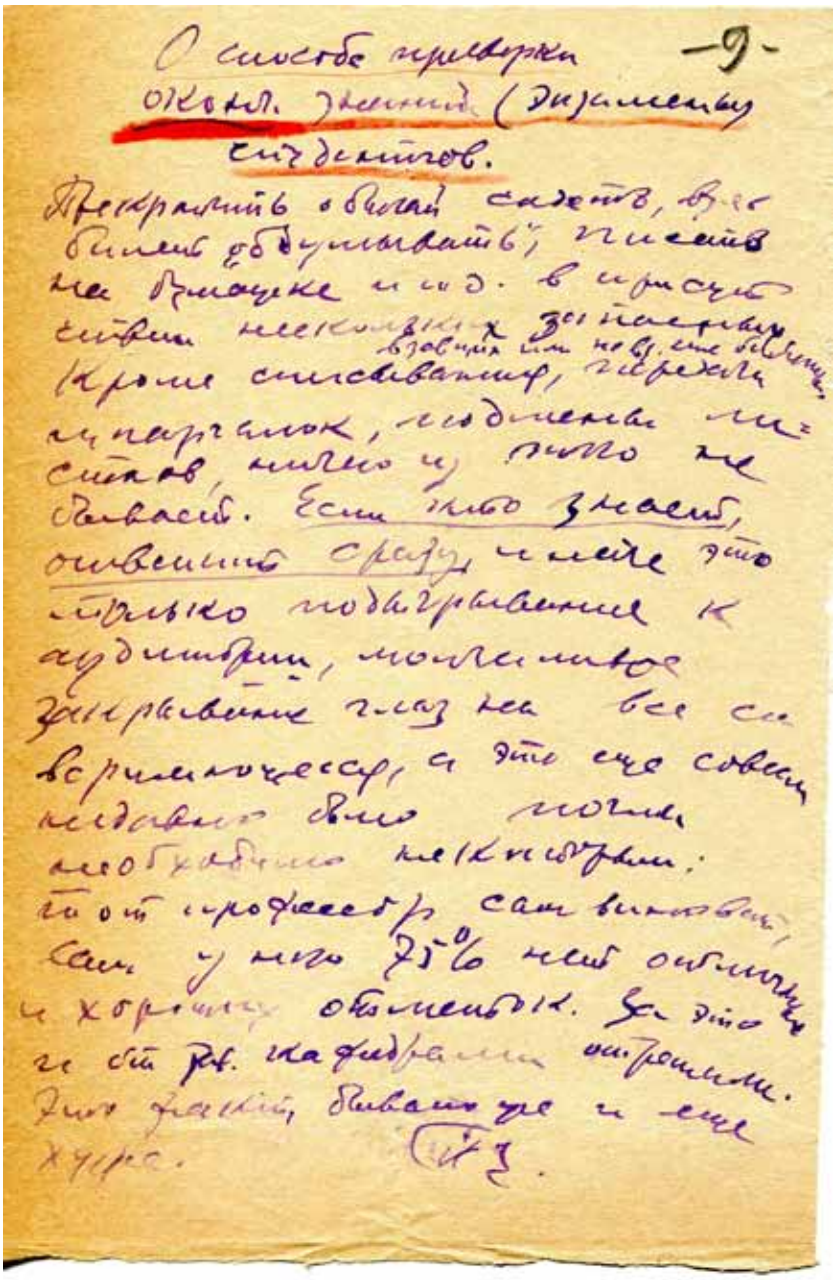
Возьму пример – как бы я изложил «сфен» (стр. 707). Вводная часть в общем без особых перемен, но не так пёстро. Нужны фотографии (это особ.<енно> когда пойдёт речь об его облике и нахождении в природе). Опт.<ические> свойства – обратить внимание на крайне высокий пок.<азатель> преломления, что де оч.<ень> понадобится петрографу (высокий рельеф) – иначе могут не обратить внимания на этот признак: у каждого де есть какой-то пок.<азатель> преломления, всего не запомнишь. То же и об уд.<ельном> в.<есе> – важно де при исследовании тяжёлых минералов в шлихах. Синтез – опустить. Разновидности – тут прямо есть ошибки. Почему лейкоксен = титаноморфит, зачем вообще титаноморфит? Зачем гриновит? Почему рядовой «титанит» не обычный только синоним сфена, а «содержащий ок.<оло> 3 % ред.<ких> земель» [4]? Тогда уже и гротит нужен! Лейкоксен не аморфен. Где сфен часто переходит в анатаз и брукит?! В Хибинах сфена в одн.<ом> месте такая масса, что его промышленно эксплоатируют, а анатаз и брукит даже микроскопически не доказаны!! Почему диагностика «вообще фигурирует самостоятельно»? (Кстати совр.<еменный> студент даже явно не представляет себе – он не классич.<еского> образования – что такое вообще значит слово диагностика). Правда тут «с чем не надо смешивать». К чему осложнять?! – «По сфену известны псевдоморфозы граната». Происхождение: можно бы не разбивать на рубрики – и так понятно. Фото бы помогло тут. «Органич.<еские> прир.<одные> соед<ине>ния» Н.К. Разумовского: изложение ближе к логическому развитию, к рассказу. Цифры запасов надо округлять, а не эпически выписывать: идёт речь о внедрении в память![5]

4. Не особенно то мне нравится неск.<олько> необычная терминология, все эти «аутигенный», «пегматогенный» процессы и т.д. Впрочем особенно не возражаю. 11/VIII – 1944. (*Подпись, конец с. 8 – Ю.В.*).

---

[4] Противоречит началу абзаца Е.Т. Шаталова.

[5] Т.<ак> сказать дать почувствовать порядок цифр по гл.<авным> странам.



О способе проверки оконч.<ательных> знаний (экзамены) студентов

Прекратить обычай сидеть, взяв билет «обдумывать», писать на бумажке и т.д. в присутствии нескольких запасных, взявших или невз<явших> ещё билетов. Кроме списывания, передачи шпаргалок, подмены листков, ничего из этого не бывает. Если кто знает, ответит сразу, иначе это только подыгрывание к аудитории, молчаливое закрывание глаз на всё совершающееся, а это ещё совсем недавно было почти необходимо некоторым: тот профессор сам виноват, если у него 75 % нет отличных и хороших отметок. За это и от зав.<едования> кафедрами отрешали. Это факт, бывало же и ещё хуже. (*Подпись, конец с. 9, конец рукописи – Ю.В.*).

МОЙ КОЛЛЕГА И ДРУГ: К 80-ЛЕТИЮ АКАД. Ф.П. МИТРОФАНОВА

Щипцов В.В.

Институт геологии КарНЦ РАН, г. Петрозаводск, shchipts@krc.karelia.ru

Ф.П. Митрофанов родился 22 июня 1935 г. в Оренбурге. Окончил Ленинградский государственный университет в 1957 г. Главные объекты изучения находились в Ю. Сибири (Вост. Саян, Тува), Монголии, Украине, на Кольском п-ове, в Карелии, а также во Франции, Болгарии, Чехословакии. В 1957-1985 гг. работал в ИГГД (ранее ЛАГЕД) АН СССР. Прошёл путь от старшего лаборанта до заместителя директора по науке. В 1963 г. защитил кандидатскую диссертацию, в 1975 г. – докторскую. Потом судьба сложилась так, что он оказался на Кольской земле. Здесь в 1986-2007 гг. был директором Геологического института КНЦ РАН. В 1990 г. избран чл.-корр. АН СССР по направлению «геология, петрология», в 2000 г. – академиком РАН по направлению «геология, геофизика». Многие годы был членом Бюро ОНЗ РАН, с 2007 г. – советник РАН. Лауреат Государственной премии России.

Он всегда был другом Института геологии Карельского НЦ РАН. Наши северные институты связывают дружеские отношения, в чём состоит его немалая заслуга. Десятилетия доброжелательных и плодотворных отношений оставили плодотворный след в творческом содружестве. Тяжело было осознать, что великий и добрый Феликс Петрович, крупный специалист в докембрийской петрологии и металлогении, ушёл из жизни 8 мая 2014 г. Я не могу выделить тот год, когда познакомился с ним. С годами наши отношения становились всё более близкими. Среди хранящихся фотографий есть та, где он запечатлён в зале нашего института как участник Международного симпозиума 1981 г. «Осадочная геология глубоко метаморфизованных комплексов докембрия». Я был в то время учёным секретарём института, и организационная часть лежала на моих плечах. Таким образом, 1984 г. можно считать началом нашего знакомства.

Значительной вехой стала поездка в США и Канаду. Профессор Миннесотского университета Р. Оякангас и канадский геолог К. Кард были главными организаторами совместного семинара и полевой геологической экскурсии (21 авг. – 2 сент. 1990). В мероприятии участвовала большая группа карельских геологов и Феликс Петрович. Почему геологи из Карелии: А. Голубев, П. Медведев, Л. Кулешевич, В. Куликов, А. Светов, А. Слабунов, Г. Соколов (переводчик), М. Стенарь, Р. Хазов, К. Хейсканен, В. Щипцов?



Участники семинара «Precambrian Geology, Southern Canadian Shield and Eastern Baltic Shield». США и Канада, 21 авг. – 2 сент. 1990 г.



Ф.П. Митрофанов, Р. Оякангас и геологи из ИГ КарНЦ РАН на берегу оз. Верхнее, США, 1990 г.

Тогда было подписано соглашение о побратимских связях гг. Петрозаводска и Дулута (штат Миннесота). Проф. Оякангас внёс большой вклад в развитие этих связей, но наши коллеги из США и Канады считали нелишним пригласить директора Геологического института КНЦ для расширения сотрудничества в области геологии докембрия Карело-Кольского региона. Мы были рады, что в составе нашей делегации появился Ф.П. Митрофанов, только что избранный в чл.-корр. АН СССР. Он представил доклад «Archean and Early Proterozoic geology of the Kola region in the Baltic shield: geochronologic and geodynamic aspects».

В 1990-х у нас в институте стали активно развиваться международные отношения в области промышленных минералов Фенноскандинавского щита. В 1993 г. в Петрозаводске прошла крупная международная конференция. Накануне вышла монография «Precambrian Industrial Minerals of Karelia» на английском языке. Она имела большой успех, издание большим тиражом разошлось по миру. Ф.П. Митрофанов обратил на это внимание и сокрушался, что Геологический институт не проявляет энтузиазма в этом вопросе. Уже через два года он направил нескольких специалистов во главе с Б.В. Гавриленко для участия в Международной конференции «Малый горный бизнес на СЗ России и международный опыт», которая прошла 20-22 сентября в Петрозаводске. Всё это выглядело позитивно, мы стали активно взаимодействовать. Уже на следующей конференции «Месторождения индустриальных минералов Фенноскандии: геология, экономика и новые подходы к переработке и использованию» Ф.П. Митрофанов и Ю. Пеккала были сопредседателями. Она проходила в Петрозаводске, а геологические экскурсии – на Кольском п-ове. Материалы были изданы на английском языке. В этом выпуске помещена статья коллектива авторов: B.V. Gavrilenko, F.P. Mitrofanov, D.R. Zozulya, S.V. Zhabin, T.V. Belyaeva «Industrial minerals of the Murmansk region: raw material base and potential». На открытии конференции Ф.П. Митрофанов подчеркнул, что индустриальные минералы относятся к важному классу месторождений, имеющих существенное значение для экономики.

После значительного перерыва в августе 2001 г. в Петрозаводске собрались учёные на I Всероссийский палеовулканологический симпозиум. Возобновилась традиция созыва специалистов, изучающих историю вулканической деятельности Земли. Важное значение имело участие в мероприятии акад.



В.С. Куликов и Ф.П. Митрофанов – председатели заседания на I Всероссийском палеовулканологическом симпозиуме. Петрозаводск, 2001 г.



На I Всероссийском палеовулканологическом симпозиуме. Слева направо: В.А. Коротеев, Ф.П. Митрофанов, К.И. Хейсканен, Д.В. Рундквист.



Открытие мемориальной доски памяти К.О. Кратца на здании Института геологии КарНЦ РАН 16 июня 2004 г. Три директора институтов – В.А. Глебовицкий, Ф.П. Митрофанов и В.В. Щипцов.

Ф.П. Митрофанова. В программу симпозиума были включены наиболее актуальные проблемы докембрийской палеовулканологии: 1. Палеовулканология докембрия, палеовулканологические реконструкции ареалов активного вулкано-плутонизма, вулканизм, геоэкология и биосфера Земли. 2. Докембрийский вулканогенно-осадочный литогенез, палеогеографические обстановки и типы литогенеза, латеральные и вертикальные ряды фаций. 3. Рудообразование в докембрии, рудно-магматические системы вулканогенных центров, гидротермальный метаморфизм и рудообразование. И в дальнейшем он приезжал в Петрозаводск на научные мероприятия, которые была ему близки.

Упомяну ещё одно важное событие – торжества, посвящённые открытию мемориальной доски К.О. Кратцу в честь 90-летия со дня рождения. Ф.П. Митрофанов не мог не приехать. Для него К.О. Кратц был очень близким человеком. Они работали вместе почти 20 лет в ИГГД РАН. К.О. Кратц уехал из Петрозаводска в середине 1966 г. На церемониал планировал приехать бывший генеральный директор Геологической службы Финляндии К. Кауране. Это Ф.П. подсказал мне пригласить его. Приведу фрагмент письма от К. Кауране. «2004, июнь. Уважаемый доктор Щипцов, благодарю Вас за любезное приглашение на семинар памяти К. Кратца и одновременно сожалею, что не смогу в нём участвовать. Примите мои поздравления за организацию этого очень важного собрания (я так считаю!). Эта добрая память о старом и любимом сотруднике института усилит движущую силу его персонала. Мне было приятно, что проф. Ф.П. Митрофанов представил Вас в Отаниеми, когда мы отмечали назначение Э. Экдала…».

На торжественном заседании в этот же день Ф.П. говорил о значении личности К.О. Кратца и его идей для российской геологии. В частности, подчеркнул, что он был ведущим советским специалистом в области геологии, петрологии и геохронологии докембрия. Его геологические интересы в региональном отношении распространялись в основном на Карелию и Кольский п-ов, т.е. на российскую часть Балтийского щита. По современным критериям, это страто- и тектонотипическая область раннего докембрия, которая стала таковой во многом благодаря усилиям К.О. Кратца и геологов-докембристов его научной школы.

По инициативе Ф.П. Митрофанова с 1985 г. проводятся конференции молодых учёных, посвящённые памяти чл.-корр. АН СССР К.О. Кратца (Санкт-Петербург, Петрозаводск, Апатиты). XXV юбилейная конференция прошла в ИГГД РАН, предыдущая – в Геологическом институте КНЦ РАН. Обычно в них участвуют молодые сотрудники из академических геологических институтов, вузов, производственных организаций из разных регионов России. Значительная часть участников прежних лет защитила кан-

дидатские, а некоторые – докторские диссертации. Труды конференции пользуются спросом не только у молодежи, но и у старших коллег, в них представлены новые идеи и результаты. Материалы охватывают проблемы геологии, петрологии, геохронологии, минералогии, кристаллографии, общей геофизики и петрофизики, различных видов полезных ископаемых. Большое внимание уделяется геоэкологии и мониторингу окружающей среды, применениям математического моделирования и ГИС-технологий. Опыт показывает, что конференции плодотворны для роста молодых исследователей, расширяют их научные интересы. Ф.П. старался быть на этих конференциях. Для молодежи это было очень важно – в аудитории был академик РАН.

Остались в памяти официальные встречи, когда Ф.П. посещал институт как председатель Комиссии по проверке организации в 2003 и 2008 гг. Так, по распоряжению ОНЗ РАН с 16 по 18 марта 2003 г. была проведена комплексная проверка деятельности Института геологии КарНЦ РАН. В состав комиссии входили Ф.П. Митрофанов – акад. РАН, председатель, Н.С. Бортников – д.г.-м.н., зам. председателя, В.В. Адушкин – чл.-корр. РАН, А.Б. Вревский – д.г.-м.н., А.А. Козырев – д.г.-м.н. Я был назначен директором Института геологии КарНЦ РАН в 2002 г. Надо было правильно организовать подготовку материалов к проверке. Вселяло уверенность то, что Ф.П. на собрании ОНЗ РАН в декабре 2001 г. выступил с поддержкой моей кандидатуры на пост директора института. В итоге научная, организационная и финансово-хозяйственная деятельность института за 1998-2002 гг. была признана положительной.

Вторая проверка проходила в 2008 г. В институт прибыла комиссия в составе: Ф.П. Митрофанов – акад. РАН, председатель, Ф.Н. Юдахин – чл.-корр. РАН, зам. председателя, А.Б. Вревский – д.г.-м.н., Ю.А. Морозов – д.г.-м.н. Комиссии была предоставлена возможность ознакомиться с работой всех подразделений института. На научно-исследовательском судне «Эколог» комиссия совершила короткое плаванье по маршруту Петрозаводск – о. Суйсари. 24 октября на заседании учёного совета института акад. Ф.П. Митрофанов доложил об итогах работы и дал важные советы. В свою очередь, в 2002 г. я был в комиссии по проверке Геологического института КНЦ РАН. А в 2013 г. мы вместе работали в комиссии по проверке ИГГД РАН. Кроме того, я помню, как мы участвовали в инаугурации генерального директора Геологической службы Финляндии Э. Экдала. Нас было трое из России – Ф.П. Митрофанов,



Ф.П. Митрофанов выступает в КарНЦ РАН с воспоминаниями о К.О. Кратце в день 90-летия со дня его рождения 16 июня 2004 г.



Ф.П. Митрофанов – председатель комиссии по проверке деятельности ИГ КарНЦ РАН. Петрозаводск, 2003 г.



А.Б. Вревский, Ф.П. Митрофанов, Ю.А. Морозов и Н.В. Шаров на борту «Эколога», 2008 г.



Ф.П. Митрофанов с членами комиссии у председателя КарНЦ РАН А.Ф. Титова.



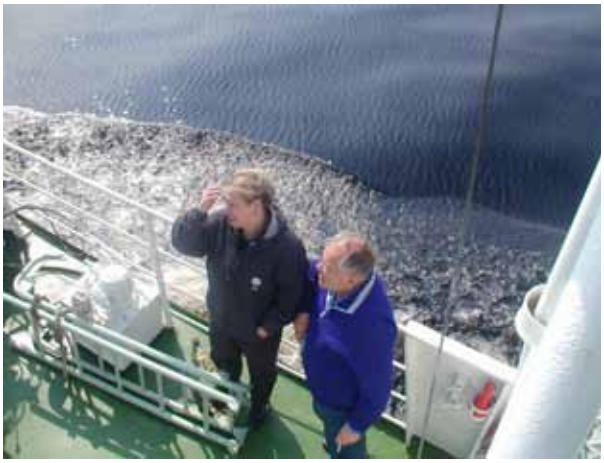
Ф.П. Митрофанов на инаугурации генерального директора Геологической службы Финляндии Э. Экдала. Отаниеми, 2004 г.



Ф.П. Митрофанов и В.В. Щипцов. Отаниеми, 2004 г.



К. Кауране и Ф.П. Митрофанов на инаугурации Э. Экдала. Отаниеми, 2004 г.



Т.Б. Баянова и Ф.П. Митрофанов на борту «Эколога», 2005 г.



Н.П. Косарев, В.А. Коротеев, Ф.П. Митрофанов и А.М. Курчавов в президиуме Петрографического совещания. Екатеринбург, 2010 г.



В.В. Щипцов, Н.Н. Филатов, Т.Б. Баянова, В.В. Мазалов, Ф.П. Митрофанов и Н.А. Щипцова. Сортавала, 2005 г.



Былое и думы.



Соловецкие о-ва.



На Валааме.

Н.Б. Филиппов и я. Мероприятие имело торжественную окраску. К Ф.П. подходили многие иностранные коллеги, чтобы поприветствовать. Он вёл себя непринужденно, явно был доволен таким вниманием к себе.

Конечно, навсегда останутся в памяти наши плаванья на «Экологе» во время отпуска. Мы прошли по Онежскому и Ладожскому озёрам, посещая знаменательные места на о. Кижи и Валаам. Таким образом, можно было общаться с Ф.П. в непринуждённой обстановке, без галстуков. Через год мы прошли на «Экологе» по маршруту Кемь – Соловецкие о-ва – Немецкие и Русские Кузова.

Ф.П. Митрофанов был членом редакционного совета научного журнала «Труды Карельского НЦ РАН». За несколько дней до его смерти я разговаривал с ним по телефону, зная, что он уехал в Москву и сейчас в отпуске. Я просил его ещё раз прочитать текст совместной статьи в сборник «Геология и полезные ископаемые Карелии», посвященный 100-летию К.О. Кратца. В самом конце разговора Ф.П. признался, что находится в реанимации под капельницей... А через несколько дней я стоял у гроба и прощался с ним. Гражданская панихида состоялась 14 мая 2014 г. в ритуальном зале Президиума РАН. Похоронили Ф.П.Митрофанова на Троекуровском кладбище. Таким остается в моей памяти Ф.П. Митрофанов, один из ведущих специалистов научной школы А.А. Полканова – К.О. Кратца в области геологии докембрия.

ЗАБЫТЫЕ ИМЕНА В ИСТОРИИ КОЛЬСКОЙ НАУКИ: Ф.М. ТЕРНОВСКИЙ (1901-1987)

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

Кольский научный центр РАН, г. Апатиты, petrov@admksc.apatity.ru

История Кольского научного центра Академии наук второй четверти XX столетия – от ХИГС – КБАН до КФ АН СССР – не только история формирования академической науки на Крайнем Севере, но и накопления опыта организации и управления. Она хранит в архивах памяти имена первых руководителей науки, всецело отдавших себя выполнению поставленных задач. В предыдущих статьях и докладах мы отдали дань памяти акад. А.Е. Фесману и его сподвижникам – первопроходцам и первым организаторам кольской науки – А.Н. Лабунцову, Е.П. Кесслер, О.А. Воробьевой, Н.А. Аврорину, И.Д. Борнеман-Старынкевич, А.М. Оранжиреевой, И.Д. Чернобаеву, Б.Н. Меленьтеву, И.К. Тихомирову, В.Ю. Фридолину. Этот перечень пополняется новыми воспоминаниями о незаслуженно забытых именах.

Когда мы говорим о времени «Тиетты» (первая половина 1930-х), то видим акад. А.Е. Ферсмана и сплоченных вокруг него сподвижников дворянского происхождения с багажом дореволюционного образования. Этот коллектив, обеспечив героическое научное освоение Хибин, с середины 1930-х постепенно редеет, по разным причинам уступая место кадрам «большевистского отлива» типа И.Д. Чернобаева. На их долю достался период «трудных моментов» Кольской базы, историческая реконструкция которого дана в статье [1].

Пережив 1937 г. и перестроив работу с учетом критических замечаний власти, КБ АН вступила в 1940-е во всеоружии. Об этом свидетельствует постановление Президиума АН СССР от 8 апреля 1941 г., отметившее успехи КБАН в «развертывании научно-исследовательской работы, направленной на дальнейшее изучение и использование естественных производительных сил полуострова» и полученная директором КБАН СССР акад. А.Е. Ферсманом благодарность «За четкую организацию научно-исследовательских работ и внедрение их результатов в народное хозяйство Мурманской обл.» [2].

1940-е годы в истории кольской науки связаны с именем Федора Михайловича Терновского. К его появлению Кольская база АН СССР практически закончила организационный цикл и вышла на новый уровень. В начале 1941 г. Исполком Мурманского областного совета депутатов поставил вопрос о ходатайстве в СНК СССР о реорганизации базы в филиал Академии наук с районом деятельности – Кольский п-ов и северная часть Карело-Финской ССР [3].

После кадровых перестановок в руководстве Базы в конце 1930-х появление нового заместителя директора, 40-летнего Ф.М. Терновского, вряд ли было случайным. За его плечами – экономический факультет С.-Кавказского госуниверситета, г. Ростов-на-Дону, по специальности «экономист» (1926-1930), два года Экономического института Красной профессуры, ученое звание «доцент», партийный стаж с 1918 г., опыт оргработы в Красной армии на Южном фронте (1918-1924), карьерный рост как руководящего работника в учреждениях Ростова-на-Дону и Москвы.



Ф.М. Терновский с сыном Феликсом. Пос. Кукисвумчорр, 1945 г. Фото из архива Ф.Ф. Терновского. Публикуется впервые.

Трудовой путь Ф.М. Терновский начал с 12 лет: 1913-1917 – упаковщик частного предприятия, г. Екатеринодар; 1917-1919 – член земельного и продовольственного комитетов Михайловского волостного ревкома Курской губ., 1919-1924 – политрук в Красной армии на Южном фронте; 1924-1926 – управление Ростовской таможни наркомвнешторга СССР; 1926-1930 – оргработник районного и областного комитетов ВКПб, г. Ростов-на-Дону; 1930-1931 – директор Института пищевой промышленности, зав. экономическим факультетом С.-Кавказского госуниверситета, член президиума и ученый секретарь С.-Кавказской

Комакадемии, г. Ростов-на-Дону; 1931-1932 – зав. культстройотделом Ленинского райкома ВКП(б), доцент Финансово-экономического института, г. Ростов-на-Дону; 1932-1937 – начальник отдела кадров ОГПУ-НКВД СССР, г. Москва; 1937-1938 – директор НИИ по золоту и платине «НИГРИзолото», г. Москва; 1939-1940 – консультант Наркомата стройматериалов, г. Москва [4]. В его безупречном послужном списке есть и «пятно»: будучи начальником отдела кадров учебных заведений ОГПУ-НКВД СССР, 31 января 1937 г. был арестован [5], но репрессий избежал, получив выговор Партколлегии московского горкома ВКП(б) «за недостаточную большевистскую бдительность» (1938) [6]. Факты позволяют увидеть за скупыми строками анкеты непростой жизненный путь, давший Федору Михайловичу большой опыт. Согласно приказу № 54 по Кольской базе, он вступил в должность заместителя директора Кольской базы АН СССР с 01.05.1940 г. во исполнение постановления Президиума АН СССР от 03. 04.1940 г. и доверенности Президиума АН СССР от 19.04.1940 г. № 107-34 [7].

В 1941 г. КБ АН СССР вступила с численностью 90 человек: 44 научных работника (1 академик, 1 доктор наук, 13 кандидатов наук) [8]. В состав Ученого совета входили: 5 академиков (А.Е. Ферсман, президент АН СССР В.Л. Комаров, Е.С. Варга, А.А. Григорьев, С.А. Зернов), 2 члена-корреспондента (С.И. Вольфкович, А.И. Опарин), академик ВАСХНИЛ И.Г. Эйхфельд, секретарь Мурманского обкома ВКП(б) Н.С. Железняков, зам. председателя Мурманского облисполкома Н.П. Федосеев, управляющий трестом «Североникель» М.М. Царевский, главный геолог «Североникеля» В.К. Котульский, главный инженер «Апатита» В.А. Прокопенко и др., всего 21 человек.

В структуру КБ АН входили: дирекция, секретариат, административно-хозяйственная часть, Геолого-геохимический отдел (в т.ч. Геологический сектор, Минералогический кабинет с шлифовальной мастерской, Геохимическая лаборатория), Биологический отдел (в т.ч. Почвенный сектор с Лабораторией агрохимии, Ботанический сад с группой флоры, первичной интродукции растений и агроклимата, Группа геоботаники и кормов, Лаборатория биохимии и физиологии растений, Ихтиологическая группа с лабораторией гидробиологии и гидрохимии, Стационар на р. Ёне и опорные пункты в Мурманске, Мончегорске и Кандалакше), Энергетическая группа, Группа экономических исследований, Фотолаборатория, Научная библиотека [9]. На повестке дня стоял вопрос о реорганизации Базы в филиал АН СССР и переносе на новое место из-за опасности нахождения в обвальной зоне г. Поачвумчорр [10].

Лето 1941 г. принесло совсем другие вопросы для решения – страна, а вместе с ней и Кольская земля, подверглась вероломному нападению со стороны фашистской Германии. Наступили годы Великой Отечественной войны. И эти годы истории Кольской науки, а за ними годы послевоенного восстановительного периода целиком связаны с деятельностью Ф.М. Терновского, который в должности зам. директора КБ АН СССР на Кольском п-ове, затем зам. директора Базы АН СССР по изучению Севера в г. Сыктывкаре в 1941-1944 гг. и снова – зам. директора восстановленной Кольской базы АН СССР в 1944-1950 гг. до ее реорганизации в Кольский филиал АН СССР.

Кировский район Мурманской обл. с первых дней войны оказался прифронтовой зоной. Около десяти тысяч кировчан в первые дни войны ушли на фронт, в их числе были и сотрудники Кольской базы АН СССР. Последнее научное мероприятие – 3-я Научная сессия Ученого совета Кольской базы – прошло 23-25 июня уже в условиях войны. Председатель совета директор Базы акад. А.Е. Ферсман закончил его работу напутствием: «Каждый на своем посту должен бороться за наше общее дело и победу, сокрушая врага до его окончательного уничтожения» [11].

Приказом № 29 от 11 августа, во исполнение решения правительственной комиссии и по телеграфному распоряжению Президиума Академии наук Кольская база АН СССР была эвакуирована в г. Сыктывкар Коми АССР [9]. На основе объединения с Северной базой АН СССР, г. Архангельск, была образована База АН СССР по изучению Севера со стационарами в г. Кировске и г. Архангельске под руководством акад. А.Е. Ферсмана. 24 сентября 1941 г. СНК СССР разрешил Академии наук объединить КБ АН СССР и Северную базу в одно научное учреждение АН СССР с местом нахождения в г. Сыктывкаре; 30 сентября – 1-2 октября 1941 г. – Постановления Президиума АН СССР об объединении Северной и Кольской Баз АН СССР и создании Базы АН СССР по изучению Севера. 29 октября 1941 г. вышел приказ по Базе «Об образовании Базы АН СССР по изучению Севера со стационарами в г. Кировске и г. Архангельске» [12].

На долю Ф.М. Терновского пришлись, пожалуй, самые ответственные годы за всю историю Кольского научного центра – война, эвакуация, размещение Базы и сотрудников с семьями на новом месте, оперативное включение в рабочую обстановку и перестройка на военные рельсы… Ввиду исключительной загруженности акад. А.Е. Ферсмана в геолого-географическом обслуживании армии в специальной комиссии при Отделении геолого-географических наук, председателем которой он был назначен в июле

1941 г., Северная база весь военный период функционировала в отсутствие директора под руководством кировчан – зам. директора Ф.М. Терновского и ученого секретаря К.В. Хоменко. И здесь важно отметить, что в условиях прифронтовой зоны Заполярья в течение июля-августа 1941 г. Ф.М. Терновским были обеспечены работы по эвакуации Кольской базы АН СССР в Коми АССР. Уже 1 января 1942 г. объединенное учреждение – База АН СССР по изучению Севера со стационарами в г. Кировске и г. Архангельске приняла план, отвечавший запросам военного времени на территории Коми АССР. В этот период, выполняя стратегические задачи оборонной промышленности страны, в летопись Кольского научного центра вписаны новые страницы опыта востребованности фундаментальной науки.

Первоначально объединенная База состояла из 80 сотрудников, меняясь в течение военных лет в зависимости от мобилизации в армию и корректировки расходов на оборонные нужды: 1942 г. – 90 чел., 1943 г. – от 91 до 64 чел. в течение года; 1944 г., на момент раздела Базы АН СССР по изучению Севера – 54 чел. [13]. Всю войну, до ухода из жизни в мае 1945 г. акад. А.Е. Ферсман поддерживал Базу через переписку с Ф.М. Терновским и встречи с сотрудниками. Известно, что А.Е. Ферсман собирался приехать в Сыктывкар в 1943 г., но этому помешало обострение тяжелой болезни, приковавшей его к больничной койке. Сотрудники Северной базы ездили всюду, куда были эвакуированы правительственные организации и научные учреждения – в Москву, Архангельск, Казань, Свердловск, прифронтовой Кировск и даже блокадный Ленинград. По телеграфному вызову акад. А.Е. Ферсмана был командирован в Москву проф. А.Л. Курсанов для ознакомления с промышленным производством витаминов и постановкой химического контроля на Щелковском витаминном заводе под Москвой. В годы войны он возглавил разработку оригинальной технологии промышленного производства глюкозы из лишайников, на основе которой в Ботсаду в Кировском станционаре создан мини-завод по изготовлению лечебных соков, сиропа, повидла без сахара из хибинских растений. В условиях прифронтовой зоны в г. Кировске сохранялся уникальный коллекционный фонд, кольские ученые поставляли лекарственные растения для военных госпиталей. Решались даже вопросы пополнения библиотеки Базы. И все это во многом благодаря деятельности зам. директора Базы Ф.М. Терновского, который с 1940 г. по 1948 гг. не использовав ни одного отпуска.

Победа пришла в Заполярье осенью 1944 г. Но еще в январе 1944 г. по инициативе Ф.М. Терновского Мурманский обком ВКП(б) в лице секретаря М.М. Старостина поставил перед Президиумом АН СССР вопрос о возвращении Кольской базы им. С.М. Кирова АН СССР [14]. Исходя из необходимости расширения работ Кировского стационара в 1943 г. там было организовано отделение Лаборатории биохимии и физиологии растений, а вслед за ним и отделение Геохимической лаборатории. Президент АН СССР акад. В.Л. Комаров поддержал в СНК СССР инициативу Мурманского обкома ВКП(б). И 15 апреля 1944 г. СНК СССР издал Распоряжение № 8153-Р о реорганизации Базы АН СССР по изучению Севера в г. Сыктывкаре и восстановлении Кольской Базы им. С.М. Кирова АН СССР на Кольском п-ове. Распоряжением Совета Филиалов и Баз АН СССР от 3 июня 1944 г. утверждено разделение кадров Базы по изучению Севера и определен порядок раздела имущества между Кольской и вновь созданной Коми Базой со сроком исполнения к 20 июня 1944 г. 18 июня 1944 г. Ф.М. Терновский после протокольной договоренности с зам. директора Коми Базы АН СССР И.И. Оплесниным о принципах раздела отбыл на Кольский п-ов для организации Кольской базы на прежнем месте [15]. Согласно договоренности, разделение выглядело следующим образом (табл. 1) [16].

Таблица 1. Распределение кадров между Базами (план).

Должности	База по изучению Севера	Передано		
		Кировск	Сыктывкар	Архангельск
Дирекция	4	2	2	–
Зав. отделом, сектором, лабораторией	19	10	8	1
Старшие научные сотрудники	22	9	11	2
Младшие научные сотрудники	13	6	5	2
Науч.-тех. работники	15	7	8	–
АХЧ, МОП	24	12	12	–
Итого	97	46	46	5

Но в действительности переезд прошел крайне сложно, с кадровыми потерями и затягиванием сроков. Ф.М. Терновский уже был на Кольской земле, и И.И. Оплеснин, возглавивший Коми базу АН СССР, решил не придерживаться договоренностей. Лишь после вмешательства в августе 1944 г. Совета Филиа-

лов и Баз АН СССР, к сентябрю в г. Кировск было реэвакуировано 35 % научных и научно-технических сотрудников Северной базы. При этом в штате Коми Базы оставлено 60 % наиболее квалифицированных специалистов. Распределение кадров можно сравнить в табл. 2 [17].

Таблица 2. Распределение кадров между Базами (факт.).

Квалификация научных сотрудников	На 01.06.1944 (перед отъездом)	Передано в Кольскую Базу	Передано в Коми Базу	Передано в Архангельский стационар
Академики	1	1	–	–
Доктора наук	2	-	2	–
Кандидаты наук	20	4	14	2
Старшие научные сотрудники	13	8	4	1
Младшие научные сотрудники	10	4	4	2
Науч.-тех. работники	8	2	6	–
Итого	54	19	30	5

С кадровыми потерями и материальными трудностями пришлось начать свою деятельность Кольской Базе по возвращению на Кольский Север. В письме акад. А.Е. Ферсману от 1 марта 1945 г. Ф.М. Терновский писал: «Дорогой Александр Евгеньевич! Посылая Вам годовой отчет Базы, представленный мной Совету Филиалов и Баз, считаю необходимым дополнить его информацией о состоянии дел на Базе в настоящее время. По возвращении из Москвы я в январе с.г. был у Максима Ивановича (Старостина – прим. авт.), беседа наша длилась в течение двух часов. Был детально рассмотрен наш тематический план, который получил полное одобрение… В нашей беседе был затронут также вопрос о размещении Базы. Я настаивал на передаче нам одной секции (12 квартир – 44 комнаты) в каменном доме. Максим Иванович дал указание Селезневу (директор комбината «Апатит»), последний всячески тормозит решение этого вопроса. И чтобы мы не имели возможности дальше поднимать этот вопрос, комбинат «Апатит» дал распоряжение оборудовать в нашем здании водопровод и канализацию… Так как нам все же будет тесно в одном деревянном (шведского типа) доме, комбинат предлагает второй такой же дом для размещения Базы… Мы сейчас в основном лаборатории смонтировали, дали тягу, правда, пока естественную, т.к. не установили еще вентиляторы, но, во всяком случае, на 90 % мы уже в рабочем состоянии. Переезд в другое помещение отсрочит начало работ лабораторий и потребует напряжений всех наших сил на монтаж и оборудование. Все это несколько пугает нас, а с другой стороны, если комбинат «Апатит» не сделает водопровода и канализации, мы не сможем нормально работать в лабораториях. Разрубить этот гордиев узел предоставлено мне одному. Мои ближайшие помощники – зав. отделами (Чумаков, Каспарова) находятся в Москве и Ленинграде и собираются пробыть там до мая месяца… Каспарова Биологический отдел укомплектовала полностью постоянным штатным составом, и сотрудники уже прибывают на Базу, по линии Геологического отдела никаких перспектив пока нет…» [18]. Даже из этого единственного сохранившегося в Научном архиве КНЦ РАН письма Ф.М. Терновского А.Е. Ферсману видна роль власти и руководства в развитии кольской науки.

Поскольку прежнее здание сгорело в начале войны, все имущество осталось в Сыктывкаре, многие сотрудники погибли или были разбросаны по стране, Кольская база нуждалась в восстановлении по всем показателям деятельности, а фактически она рождалась заново. Непосредственно перед реэвакуацией Мурманский обком ВКП(б) принял решение о размещении КБ АН в пос. Кукисвумчорр (Апатитовая гора) в каменном здании. Фактически же База получила от комбината «Апатит» 2-этажное деревянное здание «шведского типа» без водопровода и канализации, что не позволяло наладить работу лабораторий. И снова Ф.М. Терновский, обратившись в Мурманский обком ВКП(б), получил поддержку. В короткие сроки оснащение здания электропроводкой и вентиляцией с вытяжными шкафами были проведены заново. Таким образом, были обеспечены условия для проведения экспериментальных анализов.

Хотя проблемы восстановления хозяйства и увеличения штата Кольской базы на 20 единиц «за счет приглашенных» были решены, нарушение условий разделения штатов между Кольской и Коми базами существенно повлияло на проведение экспедиционных работ Кольской базы в 1944 г. Переезд в г. Кировск завершился к концу полевого сезона – в конце августа 1944 г. Часть сотрудников КБ АН заканчивала работы в Коми АССР с оформлением заключительных отчетов до конца 1944 г. Отчет Кольской базы за 1944 г. состоял из краткого отчетов Геолого-геохимического отдела (рук. к.г.-м.н. А.А. Чумаков), Сектора геологии; Геохимической лаборатории (рук. Б.Н. Меленьев); Почвенного сектора Биологического отдела (рук. к.с.-х.н. Н.П. Белов) «Изученность почв Кольского п-ова»; Лаборатории биохимии и физиологии расте-

ний (рук. к.с-х.н. Е.М. Попова) «Ягодное виноделие из дикорастущего сырья Заполярья»; Экономической группы (рук. Ф.М. Терновский) «Торф Кольского п-ова»; Полярно-альпийского ботанического сада (рук. к.б.н. Н.А. Аврорин) «Лишайники Севера как источник сахаристых веществ». Несмотря на трудности и реэвакуационные издержки, Кольская база смогла выдать научные результаты по кольской тематике и даже апробировать их – Мурманский облпищепром запланировал в 1945 г. построить опытный винный завод по технологии К.М. Поповой [19].

Трудности восстановительного периода осложнились скоропостижным уходом из жизни в мае 1945 г. директора Базы акад. А.Е. Ферсмана. Тем не менее, Кольская База, возглавляемая Ф.М. Терновским, продолжала решать научные задачи по обеспечению Мурманской обл. минеральными удобрениями. Организованная в 1943 г. Б.Н. Мелентьевым апатито-нефелиновая лаборатория наладила в короткие сроки опытное производство новых фосфатных удобрений, создав установку, позволившую заменить основной способ производства суперфосфатов с использованием большого количества серной кислоты и высококачественного апатитового концентрата. И здесь проявился организаторский талант и научная интуиция Ф.М. Терновского. Ознакомившись со статьей «Удобрение, получаемое сплавлением фосфорита и оливина», опубликованной в американском журнале «Industrial and Engineering Chemistry» за 1943 г., он передал перевод Б.Н. Мелентьеву, рекомендовав провести сплавление апатито-нефелиновой руды с оливинитами Хабозерского месторождения [20]. Для эксперимента были привезены 100 кг оливинитов и апатито-нефелиновая руда трёх сортов, смонтирована печь мощностью 15 кв, Первые итоги опытов подведены в 1947 г. На совместном заседании Ученого совета Кольской базы и Технического совета комбината «Апатит» под председательством его директора М.И. Селезнева и зам. директора Кольской базы Ф.М. Терновского признано, что полупроизводственные опыты по получению плавленых магниевых фосфатов, проведенные комбинатом «Апатит» по схеме, предложенной Геохимической лабораторией Кольской базы, дали удовлетворительные результаты. Получена первая партия плавленых магниево-фосфатных удобрений – 14 т продукта, из которых 12.3 т переданы ПОВИРу для испытаний агрономической ценности удобрения. Сотрудниками ПОВИРа в Хибинах П.А. Турнас и И.Д. Горбачевым проведены вегетационные и полевые опыты. Почти во всех случаях плавленые магниевые фосфаты на болотных и минеральных почвах для различных сельскохозяйственных культур превосходили суперфосфат в среднем на 15 % [21].

Несмотря на успешность опытно-промышленных испытаний новое удобрение для северных кислых почв при комплексном использовании апатито-нефелиновых руд и оливинитов Хабозерского месторождения в сельскохозяйственное производство внедрено не было. Специальный цех на комбинате «Апатит» не мог обеспечить потребности Мурманской обл. и северо-западных районов страны – для этого нужен был завод, а к Хабозерскому месторождению надо было проложить железную дорогу и построить рудник по добыче оливинитов. Строительство завода и железнодорожной ветки требовало серьезного финансирования, что в послевоенное время поддержки у власти не нашло.

На Кольской Базе послевоенная ситуация развивалась так: к моменту возвращения научный и научно-технический персонал составлял 19 чел., на 1 декабря 1944 г. было уже 89 чел. при общем числе сотрудников 116 чел. (в 1940 г. – 90 чел.) [22]. Была организована подготовка собственных специалистов: в аспирантуре на 15 июля 1946 г. обучалось 9 аспирантов. С 1944 г. по 1950 гг. сотрудниками Кольской базы защищено 11 кандидатских диссертаций. В их числе и Ф.М. Терновский, проявивший себя не только как опытный организатор науки, но и как успешный ученый. Научно-исследовательскую деятельность он начал после решения вопроса о назначении нового директора Кольской базы в лице акад. Д.С. Белянкина. В мае 1948 г. Ф.М. Терновский подготовил публикацию научного доклада «К истории промышленного развития Кольского п-ова», приуроченную к юбилею Мурманской обл. С 01.06.1948 г. ушел в первый за годы его работы на Кольской Базе отпуск [23]. С 1 августа 1949 г. по распоряжению АН СССР № 713 от 19.05.1949 г. был зачислен в очную аспирантуру при Институте экономики АН СССР. Его путь как организатора науки в должности зам. директора КБ АН СССР на этом был закончен. Закрылась и страница истории самой Кольской Базы – Постановлением Правительства СССР от 7 сентября 1949 г., Постановлением Президиума АН СССР от 6 октября 1949 г. № 318 «Об установлении для филиалов и научно-исследовательских баз АН СССР единого наименования: Филиалы АН СССР» и приказом № 176 по Кольской Базе от 21 октября 1949 г. она реорганизована в Кольский филиал АН СССР во главе с акад. Д.С. Белянкиным.

В биографической справке Ф.М. Терновского значится: «Трудовая деятельность после 1950 г. протекала вне пределов Кольского п-ова» [24]. В 1950 г. он успешно защитил диссертацию «Пути развития промышленности на Кольском п-ове». Кандидат экономических наук и автор 20 научных статей и докла-

дов, в т.ч. публикаций в журналах и центральных газетах, Ф.М. Терновский прожил долгую жизнь, уйдя из жизни в 1987 г. Он работал зам. директора Базы ДВ НЦ АН СССР на Сахалине, потом в Крыму, в течение 10 лет возглавлял производственное предприятие. Ушел на пенсию в 1967 г., награжден Орденом Ленина, увенчавшим список прежних наград: золотые часы от командующего Южным фронтом «За ликвидацию Врангеля» (1920), личное оружие от командующего Южным фронтом «За ликвидацию Махно» (1921), «Знак Почета» от Комиссии ОГПУ (1932), орден «Знак Почета» и медаль «За доблестный труд в Великой отечественной войне 1941-1945 гг.» (1945).

Почему мы вспоминаем имена, которые затерялись в истории Кольского НЦ РАН? Во-первых, мы должны отдавать дань уважения людям, которые своим трудом, знаниями, не щадя здоровья, способствовали освоению Кольского Севера. Во-вторых, изучение жизненных траекторий таких людей позволяет лучше понять многие события, их первопричины и условия развития науки в переломные моменты истории страны. Этот опыт может быть использован в быстро меняющейся социально-политической и экономической обстановке с пониманием механизма взаимоотношений науки и власти. Так, через призму биографического анализа отдельных личностей – героев трудных моментов – складывается коллективный портрет научного учреждения – Кольского НЦ РАН, головного научного учреждения Евро-Арктического региона России.

Список литературы

1. Макарова Е.И., Петров В.П., Токарев А.Д. «Трудные моменты» в деятельности Кольской Базы АН СССР в 1936-1939 гг. // Тр. Кольского НЦ РАН. Гуманитарные исследования. Апатиты: Изд-во КНЦ РАН, 2011. С. 92-113.
2. Макарова Е.И., Петров В.П., Токарев А.Д. История становления академической науки на Кольском Севере и ее роль в промышленном освоении Евро-Арктического/Баренцева региона по материалам архивов РАН, 1930-1940 гг. // В.Ю. Афиани (ред.). Архив Академии наук – достояние национальной и мировой науки и культуры. Матер. межд. научн. конф. М.: Наука, 2009. С. 668.
3. НА (Научный архив) КНЦ РАН. Ф. 1, оп. 6, д. 110-а, л. 3, 4, 6.
4. НА КНЦ РАН. Ф. 1, оп. 18, д. 582, л. 2-5.
5. http://top4top.ru/users/0961133ab/comments
6. НА КНЦ РАН. Ф. 1, оп. 18, д. 582, л. 4.
7. НА КНЦ РАН. Ф. 1, оп. 18, д. 582, л. 7-8.
8. НА КНЦ РАН. Ф. 1, оп. 6, д. 107, л. 1.
9. НА КНЦ РАН. Ф. 1, оп. 6, д. 110-а, л. 4, 6.
10. НА КНЦ РАН. Ф. 1, оп. 6, д. 116, л. 1-2, 85-86.
11. Архив РАН. Ф. 188, оп. 2, д. 2, л. 4.
12. НА КНЦ РАН. Ф. 1, оп. 3, д. 3, л. 71-74.
13. НА КНЦ РАН. Ф. 1, оп. 22, д. 10, л. 2-об.
14. НА КНЦ РАН. Ф 1, оп. 6, д. 120, л. 12.
15. НА КНЦ РАН. Ф. 1, оп. 22, д. 10, л. 3.
16. НА КНЦ РАН. Ф. 1, оп. 22, д. 10, л. 3.
17. НА КНЦ РАН. Ф. 1, оп. 6, д. 136, л. 1.
18. НА КНЦ РАН. Ф. 1, оп. 22, д. 10, л. 10-15.
19. НА КНЦ РАН. Ф. 1, оп. 22, д. 10, л. 11.
20. НА КНЦ РАН. Ф. 1, оп. 1, д. 120, л. 5.
21. ГАМО. Ф. П-1, оп. 3, д. 189, л. 12.
22. НА КНЦ РАН. Ф. 1, оп. 18, д. 582, л. 16- 17.
23. НА КНЦ РАН. Ф. 1, оп. 6, д. 167, л. 223-224.
24. Ученые Кольского научного центра. 1930-2010 / В.Т. Калинников (ред.). Апатиты: Изд-во КНЦ РАН, 2010. С. 428.

МИНЕРАЛЫ КОЛЬСКОГО П-ОВА В ФОНДАХ ГОСУДАРСТВЕННОГО ГЕОЛОГИЧЕСКОГО МУЗЕЯ РАН

Андреева И.П., Самсонова Н.Н.

Государственный геологический музей им. В.И. Вернадского РАН, г. Москва, i.starodubtseva@sgm.ru

Минералы, породы и руды Кольского п-ова составляют около 2000 единиц хранения [2]. Среди них особое место занимают образцы минералов, впервые открытых здесь. А здесь открыто более 260 минеральных видов [1]. Сегодня фонды музея располагают хоть и небольшой (362 образца), но значимой коллекцией – 100 минералов, открытых в Хибино-Ловозерском щелочном комплексе, карбонатитах Ковдора и Африканды. В коллекции много образцов с места первой находки, а также авторских образцов и минералов – эндемиков. Список минералов с указанием числа образцов (в скобках) дан ниже.

Силикаты. Титансодержащие, в том числе титаносиликаты. Баритолапрофиллит (3), борнеманит (2), буссенит (1), быковаит (1), виноградовит (3), вуоннемит (5), ершовит (4), зорит (7), иванюкит-Na (1), ильмайокит (2), карнасуртит-Ce (3), куплетскит (2), лабунцовит-Fe (3), лабунцовит-Mg (9), лабунцовит-Mn (3), лампрофиллит (28), леммлейнит-Ba (1), леммлейнит-K (2), ломоносовит (15), магнезиоастрофиллит (2), манганонептунит (4), мурманит (24), набалампрофиллит (1), натисит (1), нафертисит (1), ненадкевичит (2), паравиноградовит (1), паранатисит (1), пенквилксит (3), раит (9), сейдит-Ce (1), сейдозерит (3), ситинакит (1), тисиналит (1), тундрит-Ce (1), ферсманит (12), шкатулкалит (1), щербаковит (9), эвеслогит (1), юкспорит (13). **Цирконосиликаты**. Андриановит (1), голышевит (2), капустинит (1), келдышит (4), костылевит (1), литвинскит (1), ловозерит (10), паракелдышит (2), параумбит (1), расцветаевит (2), сазыкинаит-Y (1), терскит (4), умбит (3), хибинскит (1), цирсиналит (2). **Прочие**. Гидродельхайелит (2), гидроксиканкринит (2), глаголевит (2), гмелинит-K (2), грумантит (2), денисовит (4), захаровит (10), калиферсит (1), канасит (2), канкрисилит (2), ловдарит (1), натросилит (1), нордит-Ce (1), нордит-La (1), перлиалит (5), тетраферрифлогопит (4), умбозерит (1), фенаксит (10), фосинаит (2), фторканасит (1), чкаловит (9), шафрановскит (2).

Фосфаты. Бахчисарайцевит (1), беловит-Ce (1), беловит-La (1), бонштедтит (1), витусит-Ce (2), делонеит-Ce (3), ковдорскит (4), накафит (4), натрофосфат (4), нефедовит (2), олимпит (1), ольгит (1), сидоренкит (2), фторкафит (1).

Оксиды. Белянкинит (10), герасимовскит (3), лопарит (23), цирконолит (1).

Сульфаты, карбонаты, оксалаты, сульфиды. Манганотихит (1), минеевит-Y (1), натрит (1), натроксалат (1), расвумит (3).

Начало формирования коллекции относится к 1922 г. и связано с хибинскими экспедициями А.Е. Ферсмана начала 1920-х. В музее хранится большой штуф с крупными выделениями лампрофиллита и фирменной этикеткой экспедиции 1922 г. (рис. 1).



Рис. 1. Образец лампрофиллита из экспедиции А.Е. Ферсмана 1922 г. с этикеткой. Размер 20 × 12 см. ГГМ РАН. Фото М.Б. Лейбов.

В этом же году образцы лопарита и лампрофиллита были переданы в музей инженером Г.П. Черником, участником экспедиции А.Е. Ферсмана 1922-23 гг. Инженер, химик, заведующий взрывными работами, аналитик, проводивший химические исследования хибинских минералов в Минералогическом институте Московского университета [4, 5]. Интересные факты его удивительной биографии собраны и



Рис. 2. Георгий Прокофьевич Черник (1864-1942). Фото из семейного архива Т.А. Виноградовой, правнучки Г.П. Черника.

опубликованы Н.А. Моховой, любезно предоставившей нам его фото (рис. 2). Личность этого легендарного человека заслуживает особого внимания. Будучи генерал-майором русской армии и участником русско-японской войны, он был при этом ученым – химиком и минералогом, членом Минералогического общества [3]. В музее хранится более десятка образцов Г.П. Черника с его коллекционными и полевыми этикетками (рис. 3). Его образец лопарита представляет собой россыпь мелких кристаллов (рис 4). Этикетка говорит о том, что под этим названием минерал был известен уже до официального утверждения в 1925 г. [5].

В последующие годы новые минералы поступали крайне редко. В.И. Герасимовский в 1935 г. передал в музей экземпляр мурманита с места его первой находки, а через 5 лет – образцы чкаловита и ловозерита, открытых им в 1939 г. Тогда же он передал образец минерала под названием титанофосфат, который спустя 10 лет был зарегистрирован как новый минерал ломоносовит [4]. В1950-1960 гг. фонды музея пополнялись новыми минералами преимущественно за счет поступлений от Е.И. Семенова, В.И. Степанова, Ю.Л. Капустина, М.Д. Дорфмана и др. Ими были подарены типовые авторские экземпляры открытых ими куплетскита, виноградовита, герасимовскита, сейдозерита и финаксита. Редкий образец цирконолита из Африканды подарен Ю.Л. Капустиным в 1960 г.

С 1970 г. начался самый результативный этап в создании коллекции. Большая и определяющая ее часть сформировалась с конца 1970-х по 2009 гг. В эти годы поступило много образцов, в том числе авторских, от первооткрывателей кольских минералов. А.П. Хомяков, М.Д. Дорфман, Ю.Л. Капустин, И.В. Пеков, Д.В. Лисицын – благодаря им создана эта коллекция. Многие минералы присутствуют в единственном авторском экземпляре. Надо отметить, что коллекция пополнялась и за счет собственных сборов музея и кафедры минералогии МГРИ. Сотрудники музея Д.И. Белаковский и А.А. Евсеев пополнили коллекцию образцами нордита-Се и магнезиоастрфиллита. В 1970-1985 гг. сотрудники кафедры минералогии М.Г. Куликова и И.В. Петров передали в музей более 40 больших штуфов из пегматитовой залежи Юбилейная. В 1994 г. в этих штуфах М.И. Новгородовой, Е.И. Семеновым и И.В. Пековым выявлены борнеманит, зорит, витусит и другие новые минералы. Решающую роль в образовании коллекции сыграл А.П. Хомяков. В 1980 г. он передал музею коллекцию редких и новых минералов щелочных массивов

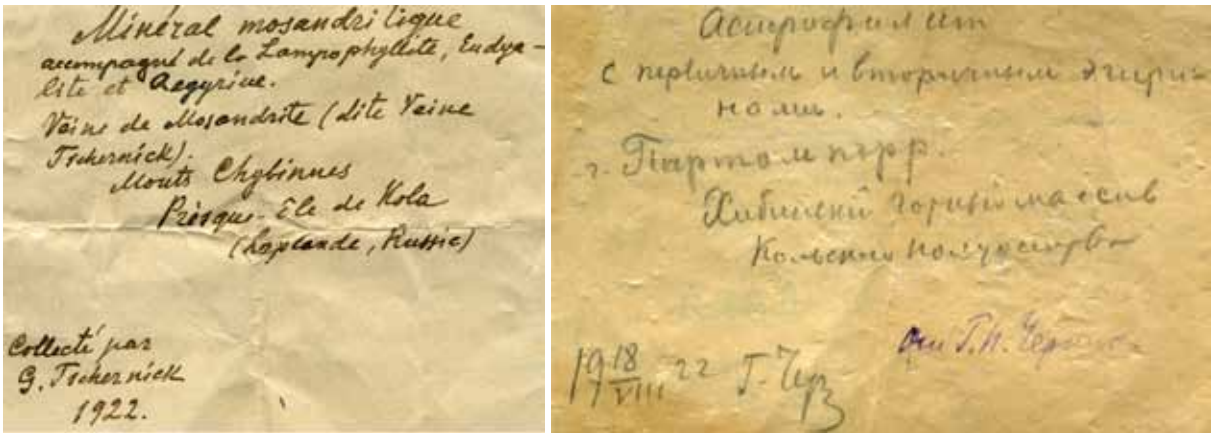


Рис. 3. Этикетки Г.П. Черника к образцам Хибинской экспедиции 1922 г. ГГМ РАН.



Рис. 4. Лопарит – образец Г.П. Черника с этикеткой Московского университета. Фракция мелких (0.5-1 мм) кристаллов. ГГМ РАН. Фото М.Б. Лейбов.

Кольского региона, подготовленную им специально для экспозиции. В результате в фонды поступило 16 образцов новых минералов, причем для некоторых (паракелдышит, умбозерит, фосинаит и сидоренкит) А.П. Хомяков был автором или соавтором их изучения и открытия.

Значительным пополнением стала коллекция «Новые минералы Ловозерского и Хибинского щелочных массивов» из 35 типовых тщательно отпрепарированных образцов и фракций редких минералов. Она подготовлена и передана А.П. Хомяковым в 2009 г. в качестве подарка от коллектива ИМГРЭ в честь 250-летия музея. В результате в музейной коллекции редких минералов Кольского п-ова прибавилось 24 новых вида. Среди них особую ценность представляют два голотипных образца бонштедтита и нафертисита, котипные образцы некоторых минералов (гидроксиканкринит, манганотихит, шкатулкалит м др.) и неотипный образец костылевита. В том же году сотрудниками Геологического института КНЦ РАН подарен образец только что открытого иванюкита-Na. После 2009 г. в поступлении минералов, открытых в Кольском регионе, наметился перерыв. Но есть надежда, что история коллекции на этом не заканчивается.

Список литературы

1. Волошин А.В., Пеков И.В., Борисова В.В. Минералы, впервые открытые в Кольском регионе: исторический обзор и статистические данные // Минер. альманах. 2013. № 2(18). С. 107-123.
2. Кандинов М.Н., Смолькин В.Ф. Музейное собрание Государственного геологического музея РАН // Тр. IX Всерос. Ферсмановской научн. сессии. Апатиты, 2-3 апр. 2012 г. Апатиты: Изд-во K & M, 2012. С. 69-72.
3. Мохова Н.А., Генералов М.Е. Собрание минералов Г.Д. Черника в минералогическом музее им. А.Е. Ферсмана РАН // Новые данные о минералах. М.: ООО «Альтуль», 2007. Вып. 42. С. 120-128.
4. Пеков И.В. Ловозерский массив: история исследования, пегматиты, минералы. М.: Творческое объединение «Земля», Ассоциация «Экост», 2001. 464 с.
5. Черник Г.П. Химическое исследование кальциевого анцилита и сопровождающих его минералов из Хибинских тундр // Изв. РАН. 1923. С. 81-91.

ИЗВЕСТКОВЫЙ ЗАВОД: СТРАНИЦЫ ИСТОРИИ

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

Геологический институт КНЦ РАН, Кольское отделение РМО, гг. Апатиты-Кировск, woyt@geoksc.apatity.ru

Среди горнопромышленных объектов комбината «Апатит» 1930-х – Титанское месторождение карбонатов, включённое акад. А.Е. Ферсманом в перечень минерально-сырьевых объектов Кольского п-ова [1], а также созданный на его базе Известковый завод. Месторождение рассматривалось как источник извести, необходимой для промышленного и жилищного строительства не только в Кировске, но и во всей Мурманской обл. В настоящее время история Известкового завода – давно забытое прошлое Хибинского региона. Информацию о разведке, разработке месторождения и производстве извести удалось получить из архивных материалов ГОКУ ГАМО в г. Кировске [2], Мурманского филиала ФБУ «Территориальный фонд геологической информации по Северо-Западному Федеральному округу» в г. Апатиты [3] и газетных публикаций [4, 5]. Удалось обнаружить исторические фотографии в одном из геологических отчетов 1953 г. (рис. 1-4) [3]. В 2013-14 гг. мы провели две экскурсии на промплощадку Известкового завода в попытке отыскать следы деятельности предприятия.



Рис. 1. Посёлок Известкового завода. 1953 г.



Рис. 2. Площадка шахтных печей.



Рис. 3 (слева). Известковый карьер № 1. Рис. 4 (справа). Западная стенка траншеи в карьере № 1. Контакт метадиабазов с известняками в висячем боку.

Летом 1934 г. геологический отряд Академии наук СССР под руководством Н.И. Соустова по договору с трестом «Апатит» обследовал зеленокаменную толщу метаморфизованных пород Имандра-Варзуга (рис. 5) в 15 км от ж/д ст. Титан (на линии Апатиты-Кировск) с целью поиска месторождений пирротинов – сырья для производства серной кислоты. Пирротины геологи не обнаружили, но открыли линзы карбонатных пород – доломитов и известняков. Когда сообщение о находке было получено заказчиком, немедленно, осенью 1934 г. трестом «Апатит» была организована геологоразведочная партия, которая за несколько месяцев провела масштабные поисковые работы: разведочные канавы, шурфы, буровые колонковые скважины, магнитометрическая съёмка и др. Были построены доломитовый карьер, напольные печи для обжига доломитов (на дровах). В январе 1935 г. первые 600 т обожжённого доломита были доставлены в Кировск и прошли испытания, которые показали приемлемое технологическое качество извести.

В 1935-36 гг. разведочные работы были продолжены, выявлена полоса карбонатов протяжённостью до 12 км при ширине около 2 км и мощности до 180 м. В восточной части полосы в районе Гажевого озера обнаружены известняки приемлемого качества. Туда переместили промплощадку: были поставлены две новые напольные обжиговые печи и построен посёлок (три жилых барака, склад, мастерская, конюшня, кузница и пр.), в котором жили и работали до 40 человек. Предприятие получило официальное название «Известковый завод» и в 1936 г. полностью удовлетворило потребности «Апатита» в извести для строительства. Инженер-геолог И.И. Соболев подсчитал запасы: по доломиту – 7 млн. т по категории В и 380 млн. т по категории С, по известняку – 26 млн. т по категории В и 102 млн. т по категории С. Он сформулировал оптимистичный прогноз: «Запасы известняка и доломита в Титанском месторождении можно считать практически неисчерпаемыми. Они могут обеспечить потребности всей Мурманской обл.» [5].

Но в том же 1936 г. работы на промплощадке Известкового завода были временно прекращены, причину по архивным документам установить не удалось. Может быть, были налажены поставки более дешёвой и качественной извести из других регионов. В 1937 г. на Титанском месторождении работали геологи Московского геологоразведочного института, была составлена геологическая карта карбонатной полосы. В 1939 г. титанскими карбонатами заинтересовались геологи комбината «Североникель» из Мончегорска с целью их использования в качестве флюсов в металлургическом производстве. Комбинат направил геологоразведочную партию, которая подробно обследовала карбонатную полосу, но титанский известняк и доломит для металлургов оказался не пригоден.

В 1939 г. работа Известкового завода возобновилась ввиду сокращения поставок извести из центральных регионов. В течение года получено 1500 т комовой извести, которой хватило на все объёмы строительства «Апатита». Вновь были проведены масштабные геологические работы под руководством В.И. Котельникова, уточнены запасы. Проф. П.Н. Чирвинский [4] составил паспорт месторождения, но запасы не утверждались. В январе 1941 г. на берегу Гажевого озера начата постройка двух новых шахтных обжиговых печей производительностью 4000 т извести в год. По решению Экономсовета при СНК СССР на базе Титанского месторождения в 1941 г. должно было начаться строительство нового мощного известкового завода производительностью 24 тыс. т извести в год. По заданию «Апатита» институтом «Гипроцемент» разработан проект цементного завода на 6000 т цемента в год. Местная промышленность заинтересовалась некоторыми сортами доломита и известняка. Поступил запрос от управления строительства Дворца Советов в Москве на доломит для облицовки гигантского здания… Но грянула война, производство извести прекратилось.

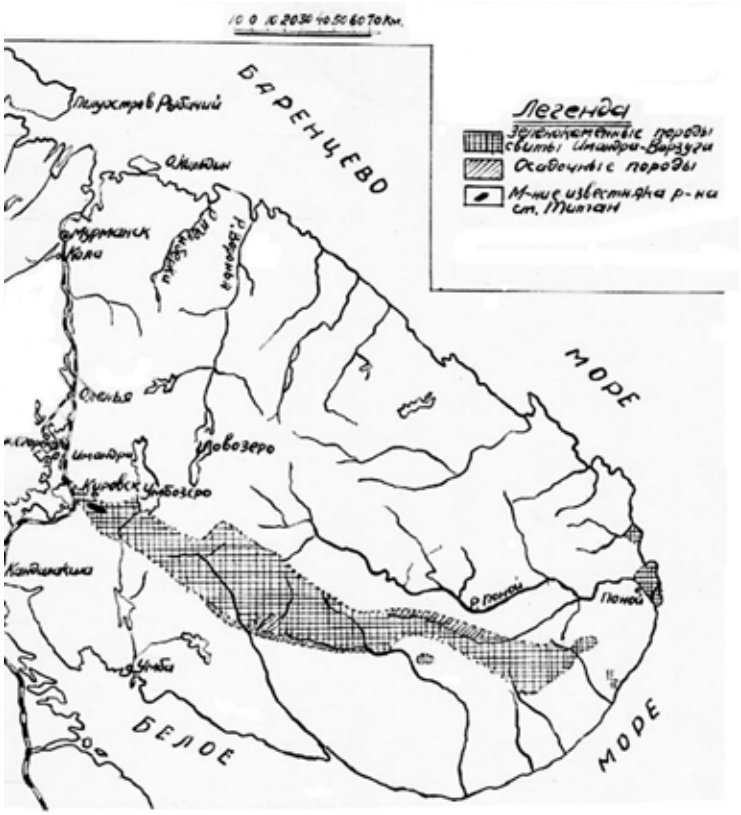


Рис. 5. Геологическая схема серии Имандра-Варзуга из отчёта И.И. Соболева 1936 г. [2].

Известковый завод вновь заработал в 1948 г. и произвёл 3 тыс. т комовой извести, остро необходимой для послевоенного промышленного и жилищного строительства в Хибинах. В 1951 г. разработан второй известняковый карьер рядом с первым. Было проведено геологическое обследование всей 12-километровой карбонатной полосы (СЗГУ). В 1953 г. Ленинградским отделением Геолстромтреста МПСМ проведены разведочные работы на площади 1.7 км2, примыкающей к Гажевому озеру, и отобраны технологические пробы известняка. На Красковском заводе проведены испытания, которые показали пригодность известняка для производства строительной молотой негашёной извести. В 1955-57 гг. масштабные разведочные работы по всей полосе карбонатов от озера Разведчиков на востоке до Западной линзы проводились трестом «Геолнеруд». В КФ АН СССР проводились и дали положительные результаты технологические испытания известняков как сырья для получения силикатного кирпича и черепицы. В 1956 г. и 1959 г. ТКЗ утвердила запасы известняков и доломитов в качестве сырья для получения извести, которые были значительно понижены по сравнению с данными 1936 г.

Кроме того, проведена технико-экономическая оценка месторождения как источника сырья для производства цемента. Препятствием служило низкое содержание CaO (около 60 %). В ЦЛ треста «Апатит» проводились опыты флотационного обогащения известняков, что позволяло повысить содержание CaO до 85 %. Была показана принципиальная возможность получения портландцемента марки «300» и «400» в объёме 400 тыс. т в год. В 1956 г., опираясь на эти данные, Мурманский облисполком принял решение о строительстве на базе Титанского месторождения крупного известкового завода на 100 тыс. т извести в год. Позже предполагаемый объём производства снижен до 60 тыс. т. в год. Но и этого вполне хватало для обеспечения строительства в Мурманской обл. Это решение впоследствии было отменено. Причину по архивным данным установить не удалось. В 1960-70-х гг. работы по производству извести на промплощадке известкового завода прекращены, а посёлок постепенно ликвидирован.




Рис. 6 (слева). В Доломитовом карьере, июнь 2014 г. Рис. 7 (справа). В Известковом карьере, октябрь 2013 г.

В середине 1970-х в связи с массовым жилищным строительством в Кировске и Апатитах вновь возник интерес к доломиту с целью производства декоративного щебня для фактурного слоя отделочного бетона. В 1976 г. ГРП ЦККГЭ проводила разведочные работы в районе старого доломитового карьера. Разработан новый малый карьер в районе оз. Болотное в 1 км от большого карьера. Там обнаружены необходимые по фактуре доломиты белого цвета с жёлтым и коричневым оттенками из-за примеси тонкодисперсного лимонита и кварца. В 1978 г. ТКЗ утверждены запасы доломитов для получения декоративного щебня (протокол ТКЗ при СЗГУ №1225 от 07.06.78) [3]. Производилась добыча доломита, который применялся в жилищном строительстве. В 2015 г. Федеральным агентством по недропользованию подтверждены балансовые запасы карбонатов Титанского месторождения (по А+В+С1): известняки 677 тыс. т, доломиты для обжига на известь 15.741 млн. т, доломиты для производства декоративного щебня 393 тыс. т.

Сегодня эти промышленные объекты давно заброшены, но контуры промплощадки видны. К Известковому заводу от шоссе Кировск-Коашва идёт широкая грунтовая дорога (7 км), но въезд на неё закрыт. Кое-где сохранились дорожные знаки, а по обочинам – штабели доломита. Большой, сильно обводнённый доломитовый карьер (150 ´ 200 м, глубиной до 10 м, рис. 6) расположен на ровной местности к северу от лесного массива. Малый доломитовый карьер у озера (25 ´ 40 м) эксплуатировался в 1970-х. Известковые карьеры глубиной до 10 м находятся в районе Гажевого озера, в 3 км от доломитовых – старый 1930-х (25 ´ 250 м, рис. 7), и новый 1950-х (25 ´ 150 м). Остались транспортные траншеи длиной около 70 м в зеленокаменной сланцевой толще, площадки напольных печей 1930-х и шахтных печей 1950-х. Территория пос. Известковый завод заросла бурьяном и мелколесьем, остались только каменные фундаменты и кирпичный остов одной из барачных печей. Промплощадка Известкового завода представляет собой памятник эпохи социалистического строительства и уникальный геологический объект.

Список литературы

1. Ферсман А.Е. Полезные ископаемые Кольского п-ова. М.-Л.: Изд-во АН СССР, 1941. 346 с.
2. Материалы ГОКУ ГАМО в г. Кировске. Ф. 179, оп. 1, д. 556, 762 (1935-36 гг.); ф. 179, оп. 11, д. 232, 241, 245, 299, 361, 553 (1935-54 гг.).
3. Материалы Мурманского филиала ФБУ «Территориальный фонд геологической информации по СЗФО» в г. Апатиты. Инв. № 590, 626, 701, 1076, 2634, 2675, 6977 (1956-2015 гг.)
4. Чирвинский П.Н. Известняки и доломиты на Кольском п-ове // Хибиногорский рабочий. № 264(1019) от 17.11.1934.
5. Соболев И.И. Известняк // Кировский рабочий. № 204(1559) от 03.09.1936.

ЛИЧНЫЙ ФОНД ЛЕОНАРДА БОРИСОВИЧА АНТОНОВА (АНТМАНА) КАК ИСТОЧНИК ПО ИЗУЧЕНИЮ ИСТОРИИ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО ОСВОЕНИЯ КОЛЬСКОГО П-ОВА

Тимошина Н.А.

Государственный архив Мурманской обл. в г. Кировске, fgamo@rambler.ru

В Государственном архиве Мурманской обл. в г. Кировске основным источником по изучению истории геологического изучения Кольского п-ова являются документы архивного фонда Р-179 производственного объединения «Апатит» (ранее – трест, комбинат «Апатит»). В фонде находятся 12382 ед. хр. за 1929-1993 гг., в т.ч. 994 ед. хр. НТД и 1622 ед. хр. фото. Трест «Апатит», созданный в 1929 г. благодаря открытию геологическими экспедициями под руководством акад. А.Е. Ферсмана огромных запасов апатита, стал первым в стране предприятием по добыче и переработке апатит-нефелиновых руд Хибинских месторождений. Этими событиями вызвано и рождение г. Кировска, до 1934 г. – Хибиногорска.

Для изучения истории разработок месторождений наряду с архивами «Апатита» большое значение имеют личные фонды, дополняющие официальные источники. Ни один официальный документ не сравнится с записной книжкой человека, письмом, его личными воспоминаниями, фиксирующими большие и малые события, радостные и печальные даты, канувшие в прошлое имена. Они передают личное отношение к историческим событиям, ощущение и запах эпохи, свидетелями и участниками которой были их владельцы. В 1997 г. в Государственном архиве Мурманской обл. в г. Кировске создан личный фонд Р-428 Л.Б. Антонова (Антмана) (1896-1985) – геолога Хибиногорской геологоразведочной партии, преподавателя Кировского горно-химического техникума, почетного гражданина г. Кировска. В фонде находятся 44 ед. хр. за 1921-1986 гг., переданные в 1996 г. его вдовой Л.А. Панковой.

Л.Б. Антонов родился 12.10.1896 в г. Перемышль в семье служащего Антмана (фамилию отца Л.Б. сменил в связи с политической ситуацией в стране). Специальность горного инженера получил в Московской горной академии. С 1928 г. работал в Московском научном институте удобрений (НИУ), который занимался поисками высокосортных фосфоритов. В 1929 г. геологоразведочная экспедиция НИУ, в которой был и Л.Б. Антонов, приступила к разведке Кукисвумчоррского месторождения. Выявлено месторождение апатитовых руд, послужившее основой для строительства в Хибинах крупного предприятия. С 1929 г. и

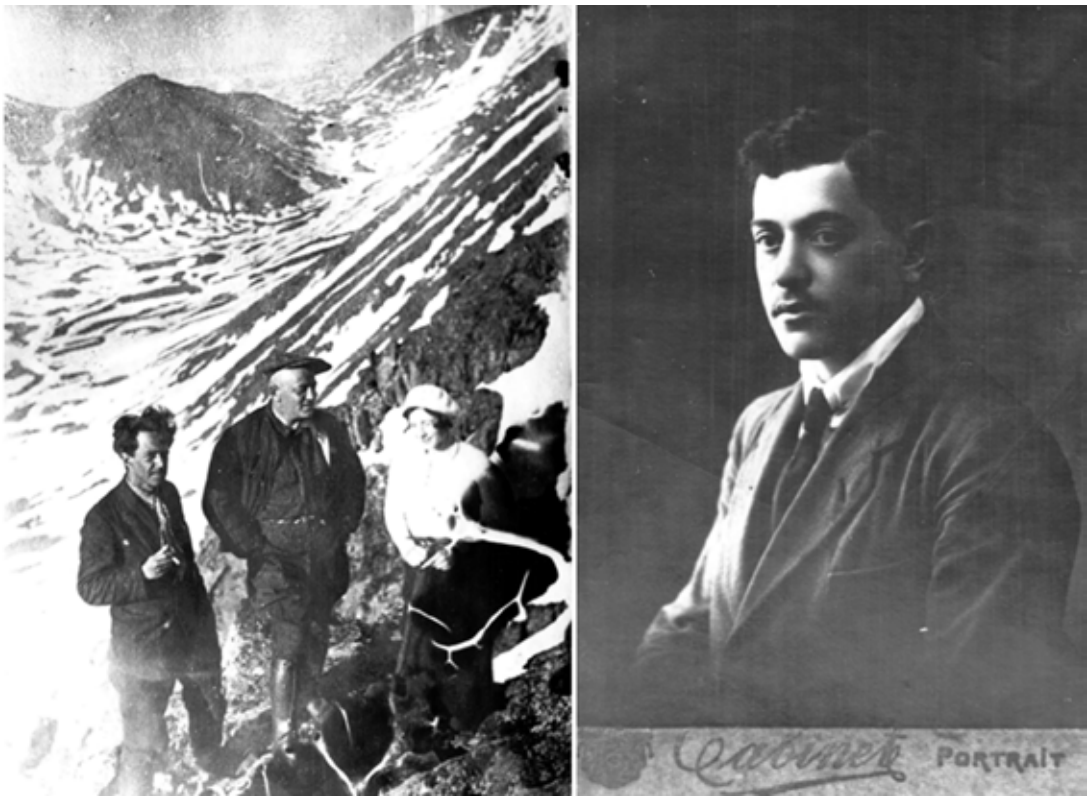


Рис. 1 (слева). Геологи-первопроходцы Хибин. Слева направо: А.М. Молочников, Л.Б. Антонов, М.И. Филипович (автор романа «Легко обуты ноги»). 1935 г. Ф. Р-428, оп. 1, д. 19. Рис. 2 (справа). Л.Б. Антонов. 1916 г. (?). Ф. Р-428, оп. 1, д. 18.





Рис. 3 (слева). В Апатитовом цирке. На снимке (слева направо): фельдшер Спиридонов, С.А. Ступаков, М.П. Фивег. 1930 г. Ф. Р-428, оп. 1, д. 19. Рис. 4 (справа). Группа первопроходцев Хибин. Крайний справа Л.Б. Антонов. 1928 г. Ф. Р-428, оп. 1, д. 19.

до выхода на пенсию в 1975 г. (за исключением периода с 1937 по 1950 гг.) трудовая жизнь Л.Б. Антонова проходила в Кировске и была посвящена поискам, разведке, изучению месторождений на Кольском п-ове.

За время работы в тресте «Апатит» Л.Б. Антонов участвовал в разведке никелевых руд Монче-Тундры, эвдиалитов Ловозерских тундр, железных руд Ёно-Ковдорского района, пирротинов Хибинского массива, в работах на Африкандском титановом месторождении, диатомитовых месторождениях бассейна оз. Имандра и Умбозеро, известняковых месторождениях Ёны и ст. Титан и др. По совместительству преподавал в Кировском горно-химическом техникуме. Умер Л.Б. Антонов в Кировске 16 мая 1985 г. С учетом его личного вклада в развитие края, по инициативе кировских архивистов постановлением Главы администрации города от 30.10.1996 «за особые заслуги и личный вклад в развитие Кировска и в связи с 65-летием города» геологу Хибиногорской ГРП Л.Б. Антонову присвоено звание «Почетный гражданин г. Кировска» (посмертно).

Л.Б. Антонов лично знал А.Е. Ферсмана, М.П. Фивега, С.М. Кирова, В.И. Кондрикова, Г.С. Пронченко. Это яркий представитель плеяды первопроходцев – участников геологических изысканий и разработок в Хибинах. В его личном фонде есть уникальные документы, отражающие сложный период в истории зарождения и становления апатитовой промышленности. В тот начальный, самый трудный период в истории «Апатита» и города с большим трудом решался вопрос, стоит ли заниматься разведкой месторождений в Хибинах, перспективна ли здесь добыча полезных ископаемых. Л.Б. Антонов, находившийся в гуще событий, очень эмоционально воспроизводит эпоху, вспоминает встречи с известными людьми и рядовыми работниками.

Помимо воспоминаний об освоении Хибин, в его личном фонде есть научные статьи, доклады, записки о разведочных работах в Хибинах, итогах научно-исследовательских и поисковых работ, состоянии изученности апатит-нефелиновых и сфеновых месторождений Хибин, месторождений эвдиалита и лопарита Ловозерских тундр. Эти документы отражают личное участие Л.Б. Антонова в изучении перспективных объектов Хибино-Ловозерского комплекса. Личные документы Л.Б. Антонова (автобиографии, трудовой список, представление М.П. Фивега о внесении Л.Б. Антонова в список лиц, выдвинутых на соискание Ленинской премии, свидетельство на право жительства во всех городах и селениях РСФСР и др.), документы о награждении, присвоении почетных званий ярко показывают его активное участие в изучение месторождений Кольского п-ова.

В связи с тем, что в 1965-1970 гг. он был председателем Совета ветеранов г. Кировска, в его личный фонд попали воспоминания ветеранов труда, первопроходцев Хибин и строителей города и предприятия: Н.Н. Воронцова, П.И. Петрова, Н.Д. Пестерова, А.Н. Поляковой, П.П. Семячкина, И.И. Шилейко и др. Эти документы зримо воспроизводят ту эпоху. Сохранились документы и других авторов (9 ед. хр. за 1923-1936 гг.) – о геологических изысканиях в Хибинах.

Существенный объем документов в личном фонде составляют фотографии (черно-белые позитивы, негативы на пленке и стекле) за 1920-1970 гг. На них – Л.Б. Антонов, его коллеги, друзья, ветераны освоения Хибин, эпизоды строительства первых домов в Хибинах и Монче-Тундре. На снимках запечатлены также виды месторождений Кольского п-ова (Хибинских, Монче- и Ловозерских тундр), становление горнодобывающего производства и противолавинной службы (рис. 1-4).

Документы личного фонда А.Л. Антонова – важные исторические источники, которые наряду с официальными документами дают яркое представление об ушедшем времени. Дополняя введенные в научный оборот сведения о становлении апатитовой промышленности в Хибинах и геологическом освоении Кольского п-ова в целом, они позволяют увидеть бытовую сторону жизни людей, возводивших предприятие и город, воссоздают историю, которая порой не видна из официальных документов.

ДОПОЛНЕНИЯ К БИОБИБЛИОГРАФИИ А.Е. ФЕРСМАНА 1964 г.

Раменская М.Е.

г. Москва, ramuza@yandex.ru

Предисловие

Личность акад. А.Е. Ферсмана не нуждается в рекламе. Его имя носит Минералогический музей РАН в Москве, директором которого он был. В Москве и Апатитах есть улицы им. Ферсмана. Президиум РАН присуждает премии им. А.Е. Ферсмана за выдающиеся работы в области минералогии и геохимии. Его основные научные труды, заботливо собранные и отредактированные Е.М. Ферсман, изданы Академией наук в 7-томном собрании сочинений (1952-1962). Научно-популярные книги неоднократно переиздавались, «Занимательная минералогия» выдержала 30 изданий. По случаю юбилеев и круглых дат регулярно проходят собрания научной общественности, на которых выступают видные ученые со своими достижениями и проблемами, которыми, как выясняется, занимался и А.Е. Ферсман. Выступали и с воспоминаниями, но вспоминать уже не кому – очевидцев нет, а пересказы воспоминаний ведут к домыслам и легендам. Что нового могут они добавить нам о Ферсмане? Может быть, перечитывать и перечитывать то, что уже написано?

Оказывается, могут, что было для меня полной неожиданностью. Во-первых, откуда-то из небытия появились родственники, близкие и дальние. Оказалось, что род Ферсманов прослеживается чуть ли не с античности. Вот почему Ферсман – это Ферсман. Гены! Во-вторых, опубликована переписка А.Е. Ферсмана с В.И. Вернадским. Стала ясной непростая ситуация с нашей наукой и в прошлые годы, в частности, в геологии, минералогии и геохимии, из уст людей, которые их создали или воссоздали и ими руководили. В-третьих, появились чудом сохранившиеся документы, которые можно сопоставить, проанализировать и понять, что жизнь академика была не столь сладкой и лучезарной, как можно подумать, читая широко известные факты его биографии. Кстати, о последнем можно догадаться, так как наиболее близкие к нему люди, хорошо знавшие его в жизни и по совместной работе, соратники легендарных кольских экспедиций А.Н. Лабунцов, Е.Е. Костылева-Лабунцова, И.Д. Борнеман-Старынкевич не выступали с воспоминаниями – то ли не хотели, то ли им этого не предлагали. Только однажды Екатерина Евтихиевна, руководившая «хибинской» группой в ИГЕМе, как-то обмолвилась, что А.Е. Ферсман не обладал железной непреклонной волей В.И. Вернадского и «боялся». Чего? Объяснять не надо.

Попытаемся воссоздать события того времени. Современной молодежи, которую учат не столько работать, сколько зарабатывать, трудно объяснить, ради чего академик потащился в чуждую негостеприимную тундру, развороченную ледником, покрытую ржавыми топями с чахлыми карликовыми березками и тучами беспощадных комаров за невзрачными и не известными науке минералами, далеко не ювелирными, в компании 11 девиц, не то что без подходящего снаряжения, а в лаптях, без нормальной обуви. Потащился, потому что был фанатиком камня и минералогической науки, хотел увидеть и потрогать все своими руками, изучить то, что еще не изучено. Но тогда было другое время, только что закончилась гражданская война.

Люди соскучились по настоящей работе, хотелось строить, любить, жить. А Север! Кто там не был, никогда не поймет, о чем это я! К черту комаров, голодуху, лапти – зато есть белые ночи, медно-красные закаты, каровые озера, карликовые березки с оранжевыми шапочками подосиновиков... Можно переходить в лаптях бурные речки – не режет ноги, и вода утекает по лубу. А главное – вы молоды и вихрем взлетаете на плато, откуда глаз режет от уходящей за горизонт тундры, грудь распрямляется от животворных глотков заполярного воздуха... Ностальгия…

Работая в Минералогическом музее РАН им. А.Е. Ферсмана, я вожу экскурсии школьников, студентов, пенсионеров. И сейчас редко кто знает, кто такой А.Е. Ферсман. Подвожу к фотографии и образцу хибинского апатита под ней, спрашиваю, читал ли кто-нибудь его популярно-зажигательные книги. Нет! Понятно, много воды утекло с тех пор, наука шагнула далеко вперед. Новые методы, новые идеи, новые авторитеты. Далеко не все выигрывают в сравнении с личностью А.Е. Ферсмана. И вот уже говорят, что А.Е. Ферсман «заменил» минералогию геохимией, что минералогия – «не наука», так как у нее нет своих методов… Враки! Просто кто-то не хочет их видеть. Не понимает, что Ферсман был не только любителем камня, но организатором минералогической науки, создателем генетической минералогии. Его вклад в это неоценим, а его имя останется в истории навечно.

Вернемся к обзору М.Е. Раменской. Нет смысла пересказывать, что в нём заботливо собрано, разыскано, систематизировано. Не так много, но не так и мало. И это нужно, поскольку А.Е. Ферсман и сегодня нужен школьникам, студентам и пенсионерам, а главное – специалистам. На его идеи и авторитет можно и нужно ссылаться. Он может стать опорой тем, кто хочет заниматься минералогией как наукой о природном веществе, не забывая при этом о красоте камня. Я прочувствовал это на себе, работая в Минералогическом музее.

Д.г.-м.н. Б.Е. Боруцкий

Издания, посвящённые А.Е. Ферсману

1. А.Е. Ферсман (к 80-летию со дня рождения) // Самоцветы. 1963. № 2. С. 26.
2. А.Е. Ферсман. Богатства Урала. Св.: Свердлгиз, 1944. 65 с. (рец.) // Октябрь. 1945. № 5-6. С. 269-270.
3. А.Е. Ферсман в Забайкалье: к 100-летию со дня рожд. Библ. указатель / Читинская обл. б-ка им. А.С. Пушкина. Сектор краеведческой библиографии. Чита, 1983. 7 с.
4. А.Е. Ферсман. Очерки по минералогии и геохимии. М.: Изд-во АН СССР, 1959. 200 с. (рец.) // Природа. 1959. № 8. С. 23.
5. А.Е. Ферсман и его роль в развитии Кольского горнопромышленного комплекса // Развитие минералогии и геохимии, их связь с учением о полезных ископаемых. М.: Наука, 1983. С. 233-239.
6. А.Е. Ферсман. Занимательная геохимия – химия Земли. (рец.) // Знание – сила. 1950. № 3. С. 25.
7. А.Е. Ферсман. Рассказы о самоцветах. М.: Наука, 1954. 254 с. (новые книги) // Природа. 1974. № 8. С. 124.
8. Аверьянов Н.А. А.Е. Ферсман. Занимательная минералогия. М.: Детиздат, 1937. (рец.) // Костёр. 1938. № 5. С. 51.
9. Акад. А.Е. Ферсман // Отчёт о деятельности АН СССР в 1931 г. М.: Изд-во АН СССР, 1932. С. 29-31.
10. Акад. А.Е. Ферсман в отчётном году… // Отчёт о деятельности АН СССР в 1932 г. М.: Изд-во АН СССР, 1933. С. 37-39.
11. Акад. А.Е. Ферсман. Новые центры новой науки: из заграничных впечатлений. Л.: Изд-во «Время», 1925. (рец.) // Наука и её работники. 1925. № 1. С. 243.
12. Акад. А.Е. Ферсман и проблема минерального стратегического сырья // Редкие элементы. Сырьё и экономика. 1976. № 11. С. 82-85.
13. Акад. Александр Евгеньевич Ферсман (1883-1945) // Химия и жизнь. 1967. № 10. С. 16-18.
14. Акад. Александр Евгеньевич Ферсман // Нева. 1964. № 5. С. 168-170.
15. Академик первого советского призыва // Александр Евгеньевич Ферсман (1883-1945). Жизнь и деятельность. Сборник, посв. выдающемуся советскому учёному, геохимику и минералогу, кристаллографу и геологу, географу и путешественнику. Документы об избрании А.Е. Ферсмана в АН СССР и различные постановления. М.: Наука, 1965. С. 460-465.
16. Алабужин К. А.Е. Ферсман – геолог с детства // Ферсмановские чтения. Тезисы межд. научн. конф., посв. 125-летию со дня рожд. акад. А.Е. Ферсмана. Москва, 10-12 нояб. 2008 г. Тезисы. М., 2008. С. 82-84.
17. Александр Евгеньевич Ферсман (1883-1945) // Российская наука в лицах. Кн. 1. Маврина Т.В., Попов В.А. (сост.) М.: Academia, 2003. С. 409-418.

18. Александр Евгеньевич Ферсман (1883-1945). Жизнь и деятельность. Сборник, посв. выдающемуся советскому учёному, геохимику и минералогу, кристаллографу и геологу, географу и путешественнику. М.: Наука, 1965. 478 с. Библ. на с. 473-475.
19. Александр Евгеньевич Ферсман // Тр. Ин-та минералогии, геохимии и кристаллографии редких элементов АН СССР. 1959. № 2. С. 3-4.
20. Александр Евгеньевич Ферсман (8 ноября 1883 г. – 20 мая 1945 г.) Академик с 1919 г. // Неизвестный Ферсман. К 120-летию со дня рожд. А.Е. Ферсмана. М.: ЭКОСТ, 2003. С. 7.
21. Александр Евгеньевич Ферсман // Химия и жизнь. 1973. № 11. С. 27-29.
22. Александр Евгеньевич Ферсман. Библиогр. сб. Матер. к библиографии учёных СССР. Сер. геол. наук. Вып. 1. В.К. Здравомыслов (сост.), О.В. Исакова (ред.). М.: Всес. кн. палата, 1940. 90 с.
23. Александр Евгеньевич Ферсман. Матер. к библиогр. учёных СССР. Сер. геол. наук. Вып. 19. М.: Наука, 1964. 224 с.
24. Александр Евгеньевич Ферсман в Забайкалье: к 130-летию со дня рожд. Библиогр. указатель / Забайкальская краевая научная б-ка им. А.С. Пушкина. Центр краеведческих ресурсов. Т.К. Батурова (сост.), Н.В. Орехова (отв. ред.). Чита, 2013. 12 с.
25. Александров Д. Сказочное золото пустыни // Химия и жизнь. 1967. № 11. С. 1-7.
26. Алфёрова М.С. Ферсмановские чтения и школьная «ферсманиада», посв. 125-летию со дня рожд. акад. А.Е. Ферсмана // Новые данные о минералах. 2008. Вып. 43. С. 174.
27. Арманд Д.Л. Воспоминания военных лет // Проблемы минерального сырья. Памяти А.Е. Ферсмана. М.: Наука, 1975. С. 261-263.
28. Бабаев К.Л. А.Е. Ферсман – выдающийся исследователь нашей эпохи. К 90-летию со дня рождения // Узбекский геол. журнал. 1974. Вып. 27. С. 11-16.
29. Бабаев К.Л. А.Е. Ферсман – один из основоположников учения о металлогении // Зап. Узбек. отд. ВМО. 1983. № 36. С. 3-7.
30. Бабаев К.Л. Пути развития производительных сил в Ср. Азии в трудах акад. А.Е Ферсмана // Проблемы минерального сырья. Памяти А.Е. Ферсмана. М.: Наука, 1975. С. 263-266.
31. Бабаев К.Л., Попов В.И. Вопросы химизации страны в трудах акад. А.Е. Ферсмана. К 90-летию со дня рождения // Зап. Узбек. отд. ВМО. 1975. Вып. 28. С. 8-11. Там же: с. 2, 3-7, 11-18, 21-24, 28, 29, 42, 44, 55, 57, 68, 69, 72, 75, 90, 98, 118, 122, 127, 175, 190, 202, 231, 234, 237, 242-244.
32. Бабков И.И. Оптимизм учёного // Александр Евгеньевич Ферсман (1883-1945). Жизнь и деятельность. М.: Наука, 1965. С. 292-295.
33. Байкова В. А.Е. Ферсман – исследователь Хибин // Химия в школе. 1985. № 6. С. 8-9.
34. Баландин Р.К. Александр Евгеньевич Ферсман. Пособие для учащихся. М.: Просвещение, 1982. 112 с.
35. Баландин Р.К. Поэт камня. Сер. «Творцы науки и техники». М.: Знание, 1982. 191 с.
36. Баландин А.А., Хлопин В.Г., Погодин С.А. Ферсман А.Е. // Химические науки. С.А. Вольфкович (ред.) М.-Л.: Изд-во АН СССР, 1945. С. 56.
37. Баранова Т.Г. Минералогическая коллекция Горно-геологического музея ОАО «Апатит» // Минералогия во всём пространстве сего слова. Тр. III Ферсмановской научн. сессии, посв. 50-летию Кольского отделения РМО. Апатиты, 27-28 апр. 2006 г. Апатиты: Изд-во K & M, 2006. С. 11-13. (Приводится запись А.Е. Ферсмана в Книге отзывов Музея).
38. Баратов Л.Б., Россовский Л.Н. Вклад А.Е. Ферсмана в изучение минеральных ресурсов Ср. Азии // Минералогия Таджикистана. 1986. Вып.7. С. 6-10.
39. Барсанов Г.П. К 80-летию со дня рождения А.Е. Ферсмана (1883) // Тр. Минерал. музея АН СССР. 1964. Вып. 15. С. 256-257.
40. Барсанов Г.П. К 90-летию со дня рождения акад. А.Е. Ферсмана // Тр. Минерал. музея АН СССР. 1974. Вып. 23. С. 3-5.
41. Баян О. Советский учёный и дети // Тиетта. 2009. № 3(9). С. 32-36. (О переписке А.Е. Ферсмана со школьниками. Перепечатка из журнала «Семья и школа», 1950, № 2, с. 20-25).
42. Бедер Б.А. Геохимические и гидрогеотермические работы [А.Е. Ферсмана] в Ср. Азии // Зап. Узбек. отд. ВМО. 1983. Вып. 38. С. 166-167.
43. Белов Н.В. Дорогой друг и наставник // Проблемы минерального сырья. Памяти А.Е. Ферсмана. М.: Наука, 1975. С. 237-241. (См. также: Тиетта. 2014. № 1(27). С. 51-54).
44. Белянкин Д.С. Корифей минералогии // Проблемы минерального сырья. Памяти А.Е. Ферсмана. М.: Наука, 1975. С. 241-242.
45. Бирбаум Ф., Фаберже А. А.Е. Ферсману. // Неизвестный Ферсман. К 120-летию со дня рожд. А.Е. Ферсмана. М.: ЭКОСТ, 2003. С. 149-151.
46. Блок Б. Судьба одной книги // Юный пролетарий. 1935. № 1. С. 39-41. (О «Занимательной минералогии» А.Е. Ферсмана).

47. Блох М.А. Акад. А.Е. Ферсман. Геохимия. (Т. I-IV, 1934-1939) // Природа. 1940. № 10. С. 123-125.
48. Богоявленский Г.П. Детская географическая литература. А.Е. Ферсман. Занимательная геохимия. Химия Земли // География в школе. 1951. № 1. С. 76-77.
49. Бок И.И. «Собирайте, накапливайте факты…» // Александр Евгеньевич Ферсман (1883-1945). Жизнь и деятельность. М.: Наука, 1965. С. 323-325.
50. Бонштедт-Куплетская Э.М. В хибинских экспедициях // Александр Евгеньевич Ферсман (1883-1945). Жизнь и деятельность. М.: Наука, 1965. С. 262-266.
51. Бонштедт-Куплетская Э.М., Бурова Т.А. Ферсмит – новый кальциевый ниобат из пегматитов Вишнёвых гор // Докл. АН СССР. 1946. Т. 52. № 1. С. 69-72.
52. Борисова Е.А., Павлова Т.М., Евсеев А.А. «Занимательная минералогия» в камне. Выставка, посв. 125-летию со дня рожд. А.Е. Ферсмана [в Минерал. музее им. А.Е. Ферсмана РАН] // Новые данные о минералах. 2008. Вып. 43. С. 97-106.
53. Борнеман-Старынкевич И.Д. Хибинская лаборатория // Александр Евгеньевич Ферсман (1883-1945). Жизнь и деятельность. М.: Наука, 1965. С. 284-288.
54. Боруцкий Б.Е. Идеи акад. А.Е. Ферсмана и современные проблемы Хибин // Развитие минералогии и геохимии, их связь с учением о полезных ископаемых. М.: Наука, 1983. С. 40-66.
55. Боруцкий Б.Е. Камень плодородия // Природа. 2008. № 10. С. 49-66.
56. Боруцкий Б.Е. Почти 100 лет спустя // Природа. 2010. № 3. С. 77-80. (Комментарий к перепечатке статьи А.Е. Ферсмана).
57. Брайнин И. «Считаю долгом сообщить…» // Уральский следопыт. 1974. № 11. С. 24-25. (Документы о работе А.Е. Ферсмана на Бестужевских высших женских курсах).
58. Бурнышёва Ж.В., Щенкова Е.С. А.Е. Ферсман в Приморском крае // Ферсмановские чтения. Тезисы межд. научн. конф., посв. 125-летию со дня рожд. акад. А.Е. Ферсмана. Москва, 10-12 нояб. 2008 г. М., 2008. С. 85-86.
59. Бурый К.И. Переписка со школьниками как средство организации наглядности преподавания: из опыта работы // В помощь учителю. Сб. методич. статей. Вып. 3. Нальчик: Ин-т усовершенствования учителей Кабардино-Балкарской АССР, 1946. С. 114-120.
60. Буссен И.В. К истории освоения Ловозёрского щелочного массива // Тр. VI Всерос. (с межд. участием) Ферсмановской научн. сессии. Апатиты, 18-19 мая 2009 г. Апатиты: Изд-во K & M, 2009. С. 22-30.
61. Буторина Л.А. А.Е. Ферсман в Ильменах // Новые данные о минералах. 2008. Вып. 43. С. 125-131.
62. Буторина Л.А. А.Е. Ферсман в Челябинской обл. // Ферсмановские чтения. Тезисы Межд. научн. конф., посв. 125-летию со дня рожд. акад. А.Е. Ферсмана. Москва, 10-12 нояб. 2008 г. М., 2008. С. 134-135.
63. Буторина Л.А. А.Е. Ферсман на Ю. Урале // Природа и мы. Челябинск, 1983. С. 98-120.
64. Буторина Л.А. Ферсман А.Е. – минералог, геохимик, академик, организатор науки // Геологи – исследователи Ильмен. Екб.: Изд-во УрО РАН, 2004. С. 119.
65. Бутузов В.П. Предсказания акад. А.Е. Ферсмана осуществились // Проблемы минерального сырья. Памяти А.Е. Ферсмана. М.: Наука, 1975. С. 133-140.
66. Бучельников С.М. Друг уральцев // Александр Евгеньевич Ферсман (1883-1945). Жизнь и деятельность. М.: Наука, 1965. С. 364-366.
67. Буянова Т.Ю. Путешествия и поездки А.Е. Ферсмана // Редкие элементы. Сырьё и экономика. 1983. Вып. 17. С. 64-66.
68. Быкова В.С. Приносящий радость // Александр Евгеньевич Ферсман (1883-1945). Жизнь и деятельность. М.: Наука, 1965. С. 382-383.
69. Бычков В. Полезная и увлекательная книга «Рассказы о науке и её творцах. Хрестоматия для всех». А.Е. Ферсман (ред.) М.-Л.: Детиздат, 1946. 328 с. // Физика в школе. 1947. № 6. С. 86-87.
70. Варсанофьева В.А. Вдохновенный пропагандист науки // Александр Евгеньевич Ферсман (1883-1945). Жизнь и деятельность. М.: Наука, 1965. С. 175-185.
71. Васильев В.Н. Учёный, гражданин, человек // Александр Евгеньевич Ферсман (1883-1945). Жизнь и деятельность. М.: Наука, 1965. С. 372-375.
72. Васнецов В.А. Богатства недр земных были богатством его души // Проблемы минерального сырья. Памяти А.Е. Ферсмана. М.: Наука, 1975. С. 267-269.
73. Вернадский В.И. Письма В.И. Вернадского к А.Е. Ферсману. 1907-1944. Н.В. Филонова (сост.) М.: Наука, 1985. 272 с.
74. Вернадский В.И. Письма В.И. Вернадского к А.Е. Ферсману // Александр Евгеньевич Ферсман (1883-1945). Жизнь и деятельность. М.: Наука, 1965. С. 411-433.

75. Вертушков Г.И. А.Е. Ферсман и минералогическое картирование // Минералогическое картирование рудоносных территорий. Св., 1985. С. 4-12.
76. Видищева О., Долганова А. Геологический памятник природы г. Полковник // Ферсмановские чтения. Тезисы межд. научн. конф., посв. 125-летию со дня рожд. акад. А.Е. Ферсмана. Москва, 10-12 нояб. 2008 г. М., 2008. С. 86-87. (О месторождении яшмы, описанном А.Е. Ферсманом в «Воспоминаниях о камне»).
77. Виноградов А.П. Памяти А.Е. Ферсмана // Проблемы минерального сырья и редких элементов. Редкие элементы. Сырьё и экономика. 1976. № 11. С. 18-20.
78. Виноградов А.П. Чудесный человек // Александр Евгеньевич Ферсман (1883-1945). Жизнь и деятельность. М.: Наука, 1965. С. 113-115.
79. Виттенбург П.В. Открыватель Хибин // Александр Евгеньевич Ферсман (1883-1945). Жизнь и деятельность. М.: Наука, 1965. С. 254-258.
80. Влодавец В.И. Черты характера // Александр Евгеньевич Ферсман (1883-1945). Жизнь и деятельность. М.: Наука, 1965. С. 379-381.
81. Войтеховский Ю.Л. А.Е. Ферсман на картинах // Тиетта. 2013. № 4(26). С. 87-90.
82. Войтеховский Ю.Л. Вниманию гостей г. Апатиты // Тиетта. 2010. № 3(13). С. 66-67. (О ферсмановских местах в г. Апатиты).
83. Войтеховский Ю.Л. За новыми минералами // Тиетта. 2013. № 4(26). С. 1-4.
84. Войтеховский Ю.Л. Заседание Полярной комиссии 4 октября 1931 г. // Тиетта. 2013. № 4(26). С. 35-36. (Стенограмма выступления А.Е. Ферсмана на с. 36-52).
85. Войтеховский Ю.Л. Знаменательное событие // Тиетта. 2009. № 3(9). С. 29-32. (Об открытии экспозиции фотографий в городском Доме детского творчества им. А.Е. Ферсмана и передаче ему библиотечки научно-популярных книг А.Е. Ферсмана).
86. Войтеховский Ю.Л. Из библиотеки акад. А.Е. Ферсмана // Тиетта. 2009. № 3(9). С. 70-74.
87. Войтеховский Ю.Л. Из книг акад. А.Е. Ферсмана // Тиетта. 2013. № 4(26). С. 77-83.
88. Войтеховский Ю.Л. Из личной библиотеки акад. А.Е. Ферсмана // Тиетта. 2009. № 4(10). С. 47-48.
89. Войтеховский Ю.Л. Книга Н.Я. Марра в библиотеке А.Е. Ферсмана // Тиетта. 2012. № 4(22). С. 53-55.
90. Войтеховский Ю.Л. Кристалломорфология плоскогранных алмазов: от А.Е. Ферсмана и В. Гольдшмидта до наших дней // Ферсмановские чтения. Тезисы межд. научн. конф., посв. 125-летию со дня рожд. акад. А.Е. Ферсмана. Москва, 10-12 нояб. 2008 г. М., 2008. С. 15-17.
91. Войтеховский Ю.Л. Письма и фотографии А.Е. Ферсмана в архиве Д.П. Григорьева // Тиетта. 2013. № 4(26). С.101-123. (Публикация документов с комментариями).
92. Войтеховский Ю.Л. Поиски продолжаются // Тиетта. 2013. № 4(26). С. 83-84.
93. Войтеховский Ю.Л. Проект памятника акад. А.Е. Ферсману в г. Кировске: история противостояния // Тиетта. 2013. № 4(26). С. 25-34. (Приведены документы и публикации в местной печати).
94. Войтеховский Ю.Л. Примечание редактора к статье В.Е. Семёнова «Новое в генеалогии акад. А.Е. Ферсмана» // Тиетта. 2013. № 4(26). С. 75-77.
95. Войтеховский Ю.Л. Ботинки А.Е. Ферсмана. Редкое фото // Тиетта. 2014. № 4(30). С. 108.
96. Войтеховский Ю.Л. Три рукописи об истории освоения Кольского Заполярья // Петрология и минерагения Кольского региона. Тр. V Всерос. (с межд. участием) Ферсмановской научн. сессии, посв. 90-летию со дня рожд. д.г.-м.н. Е.К. Козлова. Апатиты, 14-15 апр. 2008 г. Апатиты: Изд-во КНЦ РАН, 2008. С. 17-32. (Две рукописи принадлежат А.Е. Ферсману).
97. Войтеховскитй Ю.Л., Дубягин В.П. Начало освоения Мончегорского рудного района // Тиетта. 2013. № 1(23). С. 36-44.
98. Войтеховскитй Ю.Л., Красоткин И.С. Дома, не ставшие музеями // Тиетта. 2013. № 4(26). С. 85-87.
99. Войтеховский Ю.Л., Макарова Е.И. Ферсманиана 2013 // Тиетта. 2013. № 4(26). С. 22-25.
100. Войтеховский Ю.Л., Макарова Е.И., Багринцева Т.А. История одного портрета // Тиетта. 2010. № 1(11). С. 50-52. (О портрете А.Е. Ферсмана работы Р.Н. Барто).
101. Войтеховский Ю.Л., Шпаченко А.К. Из переписки с М.Е. Раменской // Тиетта. 2009. № 1(7). С. 22-28. (Приведены документы об А.Е. Ферсмане, переданные в Геол. ин-т КНЦ РАН М.Е. Раменской).
102. Войткевич Г.В. А.Е. Ферсман и проблемы космохимии // Изв. С.-Кавказского НЦ высшей школы. Естественные науки. 1983. № 4. С. 61-65.
103. Волков В.А. Странная экспедиция в тундру: одиннадцать женщин и один мужчина // Химия и жизнь. 1969. № 5. С. 9-11.
104. Вольфкович С.И. Об идеях А.Е. Ферсмана в области химических технологий. Краткое содержание доклада на заседании, посв. 10-летию со дня смерти А.Е. Ферсмана // Вестник АН СССР. 1955. № 8. С. 106.

105. Вольфкович С.И. Генератор идей // Александр Евгеньевич Ферсман (1883-1945). Жизнь и деятельность. М.: Наука, 1965. С. 125-128.
106. Вольфкович С.И. Встречи с Ферсманом // В мире книг. 1965. № 3. С. 143.
107. Вольфкович С.И. Новые идеи в химической технологии // Александр Евгеньевич Ферсман (1883-1945). Жизнь и деятельность. М.: Наука, 1965. С. 67-83.
108. Вольфкович С.И. Предисловие // Ферсман А.Е. Наш апатит. М.: Наука, 1968. С. 5-7.
109. Вольфкович С.И. Хибины. 50 лет с момента открытия апатит-нефелиновых руд // Химическая промышленность. 1978. № 4. С. 253-256.
110. Вольфсон А.Ф. Вопросы генезиса гидротермальных рудных месторождений // Развитие минералогии, геохимии и учения о полезных ископаемых. К 100-летию со дня рожд. акад. А.Е. Ферсмана. М.: Наука, 1983. С. 152-164.
111. Вольфсон Ф.И. В горах Кара-Мазара // Александр Евгеньевич Ферсман (1883-1945). Жизнь и деятельность. М.: Наука, 1965. С. 334-340.
112. Вольфсон Ф.И. Интересная и полезная книга // Изв. АН СССР. Сер. геол. № 10. С. 142-146. (Рец.: Проблемы минерального сырья. Памяти А.Е. Ферсмана. М.: Наука, 1975).
113. Воробьёва О.А. Счастливый удел учёного // Александр Евгеньевич Ферсман (1883-1945). Жизнь и деятельность. М.: Наука, 1965. С. 266-275.
114. Воронец В.А. Книги А.Е. Ферсмана для детей и юношества // Уч. зап. Московского гос. библ. ин-та. 1960. Вып. 6. С. 97-121.
115. Воронков Г.П. Акад. А.Е. Ферсман. Цвета минералов. М.: Изд-во АН СССР, 1936. 159 с. // Успехи химии. 1938. Т. VII. Вып. 2. С. 328-329. (рец.).
116. Вырупаев А.А. Поэт камня // Александр Евгеньевич Ферсман в Забайкалье: к 130-летию со дня рожд. Библиогр. указатель. Забайкальская краевая научн. б-ка им. А.С. Пушкина. Центр краеведческих ресурсов. Т.К. Батурова (сост.), Н.В. Орехова (отв.). Чита, 2013. С. 3-8.
117. Галанин Д.Д. Рассказы о науке и её творцах. Хрестоматия для всех. Л.В. Жигарев, А.Е. Ферсман, А.А. Яковлев (сост.). М.: Детгиз, 1946. 328 с. // Советская книга. 1947. № 3. С. 66-70. (рец.).
118. Геккер Р.Ф. Любить, охранять и использовать природу // Александр Евгеньевич Ферсман (1883-1945). Жизнь и деятельность. М.: Наука, 1965. С. 329-334.
119. Гельман А.К. У истоков большого дела // Александр Евгеньевич Ферсман (1883-1945). Жизнь и деятельность. М.: Наука, 1965. С. 288-290.
120. Герасимовский В.И. А.Е. Ферсман – основатель минералогии и геохимии щелочных пород // Проблемы минерального сырья. Памяти А.Е. Ферсмана. М.: Наука, 1975. С. 141-143.
121. Герасимовский В.И. На поисках богатств Хибин и Ловозера // Александр Евгеньевич Ферсман (1883-1945). Жизнь и деятельность. М.: Наука, 1965. С. 258-262.
122. Герд В. Н.К. Кольцов «Омоложение организма...»; акад. В.И. Вернадский «Начало и вечность жизни»; акад. А.Е. Ферсман «Время»; проф. Л.С. Берг «Наука, её смысл…» // Педагогическая мысль. 1922. № 3/4. С. 77-78. (рец.).
123. Гинзбург А.И. А.Е. Ферсман – выдающийся минералог и геохимик современности // Разведка и охрана недр. 1984. № 1. С. 6-8.
124. Гинзбург А.И. Развитие идей А.Е. Ферсмана о минералого-геохимических методах поисков. К 100-летию со дня рожд. А.Е. Ферсмана // Минералогический журнал. 1983. № 5. С. 72-83.
125. Гинзбург А.И. Развитие идей А.Е. Ферсмана о типоморфизме минералов. К 100-летию со дня рожд. // Земля и Вселенная. 1977. № 3. С. 49-53.
126. Гинзбург А.И. Современное состояние учения о пегматитах // Проблемы минерального сырья. Памяти А.Е. Ферсмана. М.: Наука, 1975. С. 144-161.
127. Гинзбург А.И. Учение о пегматитах в свете современных знаний // Развитие минералогии, геохимии и учения о полезных ископаемых. К 100-летию со дня рожд. акад. А.Е. Ферсмана. М.: Наука, 1983. С. 164-192.
128. Глазов А.И. Ферсман и алмаз // Тиетта. 2014. № 4(26). С. 20-21.
129. Глембецкая Т.В. А.Е. Ферсман и его роль в развитии комплексного использования минерального сырья // Комплексное использование минерального сырья. 1984. № 4. С. 3-6.
130. Глембецкая Т.В. А.Е.Ферсман – основоположник комплексного использования минерального сырья. М.: 1983. 34 с.
131. Гольдшмидт В. (кристаллограф) – А.Е. Ферсману // Неизвестный Ферсман. К 120-летию со дня рожд. А.Е. Ферсмана. М.: ЭКОСТ, 2003. С. 159-163.
132. Гольдшмидт В.М. (геохимик) – А.Е. Ферсману // Неизвестный Ферсман. К 120-летию со дня рожд. А.Е. Ферсмана. М.: ЭКОСТ, 2003. С. 164-173.

133. Гор Б. Книга о Ферсмане // Звезда. 1951. № 12. С. 157-159. (О книге О. Баян «Разведчик недр: рассказы о жизни акад. А.Е. Ферсмана»).
134. Горбунов Г.И., Сахаров А.С. А.Е. Ферсман и его роль в развитии Кольского горнопромышленного комплекса // Развитие минералогии, геохимии и учения о полезных ископаемых. К 100-летию со дня рожд. акад. А.Е. Ферсмана. М.: Наука, 1983. С. 273-279.
135. Гороховская Л., Овсянников Н. Рассказы о самоцветах // Знание – сила. 1953. № 12. С. 34. (О книге А.Е. Ферсмана «Рассказы о самоцветах»).
136. Горшков Е.Н., Карлович И.А., Прокопец В.В. Ферсман – черты личности // Геоэкологические проблемы современности. Докл. V межд. научн. конф. Владимир, 8 нояб. 2013. Владимир, 2013. С. 3-6.
137. Григорян С.В. А.Е. Ферсман – теоретик прикладной геохимии // Геохимия. 1983. № 11. С. 1512-1519.
138. Грицаенко Г.С. Лучший из памятников // Александр Евгеньевич Ферсман (1883-1945). Жизнь и деятельность. М.: Наука, 1965. С. 396-398.
139. Грицаенко Г.С. Мои встречи с А.Е. Ферсманом // Природа. 1983. № 10. С. 93-97.
140. Груза В.В. Идеи акад. А.Е. Ферсмана в современной минералогии и геохимии // Зап. ВМО. 1983. № 5. С. 623-624.
141. Дараган К.Е. Таким он остался в моей памяти // Александр Евгеньевич Ферсман (1883-1945). Жизнь и деятельность. М.: Наука, 1965. С. 232-241.
142. Дзенс-Литовский А.И. Гордость нашей науки // Александр Евгеньевич Ферсман (1883-1945). Жизнь и деятельность. М.: Наука, 1965. С. 201-210.
143. Доклад акад. А.Е. Ферсмана о хибинских апатитах в президиуме Комитета по химизации // Журнал хим. промышленности. 1929. Т. VI. № 16. С. 1213-1214. (Раздел «Хроника». Дано содержание доклада)
144. Дорфман М.Д. Основатель советской геохимии: к 100-летию со дня рожд. А.Е. Ферсмана // Новые данные о минералах. Тр. Минерал. музея АН СССР. 1983. Вып. 31. С. 3-4.
145. Дублянский В.Н., Дублянская Г.Н. А.Е. Ферсман и современная спелеология // Вестник Пермского ун-та. 1999. № 3. С. 238-245.
146. Дусматов В.Д. Вклад А.Е. Ферсмана в систематическую коллекцию Минерал. музея Российской академии наук // Новые данные о минералах. 2003. Вып. 38. С. 135-141.
147. Дусматов В.Д. Годы жизни // Неизвестный Ферсман: к 120-летию со дня рожд. А.Е. Ферсмана. М.: ЭКОСТ, 2003. С. 20-79.
148. Дусматов В.Д. Названо именем Ферсмана // Неизвестный Ферсман: к 120-летию со дня рожд. А.Е. Ферсмана. М.: ЭКОСТ, 2003. С. 227-240.
149. Дусматов В.Д. Родословная рода Ферсмана – Кесслера // Неизвестный Ферсман: к 120-летию со дня рожд. А.Е. Ферсмана. М.: ЭКОСТ, 2003. С. 14-19.
150. Евстифеев В.И. Простой и чуткий // Проблемы минерального сырья. Памяти А.Е. Ферсмана. М.: Наука, 1975. С. 269-270.
151. Елисеев Э.Н., Лебедев В.И. О конференции «Методологические и социально-экономические аспекты наук о Земле. К 100-летию со дня рожд. А.Е.Ферсмана. Ленинград, 1-2 дек. 1983 г. // Вестн. ЛГУ. Сер. Геол. и география. 1984. Вып. 4. С. 118-119.
152. Емельянова Н. А.Е. Ферсман. Рассказы о самоцветах // Вокруг света. 1953. № 8. С. 25.
153. Жданова К.В. Месторождения, изученные А.Е. Ферсманом: прошлое, настоящее, будущее (на примере Хибинского месторождения) // Ферсмановские чтения. Тез. межд. научн. конф., посв. 125-летию со дня рожд. акад. А.Е. Ферсмана. Москва, 10-12 нояб. 2008 г. М., 2008. С. 87-88.
154. Забелин И. Выдающийся учёный // Новый мир. 1966. № 7. С. 267-271. (Рец. на книгу: А.Е. Ферсман. Жизнь и деятельность. М.: Наука, 1965).
155. Замечательная книга. Рассказы о науке и её творцах. Хрестоматия для всех. Л.В. Жигарев, А.Е. Ферсман, А.А. Яковлев (сост.). М.: Детгиз. 1946. 328 с. // Знание – сила. 1947. № 6. С. 33. (рец.).
156. Занимательная минералогия. А.Е. Ферсман. М.: Детгиз, 1945 // Костёр. 1946. № 2/3. С. 3 обложки. (рец.).
157. Заседание, посвящённое акад. А.Е. Ферсману // Вестник АН СССР. 1949. № 7. С. 122-123.
158. Здорик Т.Б. Памяти А.Е. Ферсмана посвящается // Природа. 1983. № 10. С. 89-92.
159. Здравомыслов В.К. Александр Евгеньевич Ферсман. Библиогр. сб. Всес. книжной палаты. 1940. 90 с.
160. Зелинский Н.Д. Учёный-патриот // Александр Евгеньевич Ферсман (1883-1945). Жизнь и деятельность. М.: Наука, 1965. С. 110-112.
161. И.В. В мире книг. А.Е. Ферсман. Воспоминания о камне. М.: Молодая гвардия, 1946. Занимательная минералогия. М.: Детгиз, 1946 // Вокруг света. 1946. № 8/9. С. 63.
162. Иванов В.В. Ферсм – региональная генеральная оценка среднего содержания элемента // Редкие элементы. Сырьё и экономика. 1983. Вып. 17. С. 112-114.
163. Ивановский С.Р. Встречи на руднике. К 80-летию со дня рожд. А.Е. Ферсмана // Природа. 1963. № 11. С. 58.

164. Ивановский С.Р. Человек прекрасной души // Александр Евгеньевич Ферсман (1883-1945). Жизнь и деятельность. М.: Наука, 1965. С. 296-299.
165. Иванчикова Л.А. Поэт камня. Рекомендательный указатель литературы о жизни и деятельности А.Е. Ферсмана. М.: Гос. респ. юношеская б-ка РСФСР, 1983. 29 с.
166. Идеи А.Е. Ферсмана в минералогии и геохимии // Зап. ВМО. 1983. № 5. С. 21-23.
167. Иноземцев И. А.Е. Ферсман. Занимательная геохимия // Вокруг света. 1949. № 2. С. 62-63.
168. Иноземцев И. А.Е. Ферсман и его книги // Что читать. 1958. № 11. С. 10-11.
169. Иноземцев И. А.Е. Ферсман. Мои путешествия. М.: Молодая гвардия, 1949. 150 с. // Вокруг света. 1949. № 12. С. 59-60. (рец.).
170. Иноземцев И. Камни-самоцветы // Огонёк. 1953. № 3. С. 25. (Об А.Е. Ферсмане и книге «Рассказы о самоцветах).
171. Иноземцев И. Радость открытия // Вокруг света. 1954. № 8. С. 59-60. (О книге А.Е. Ферсмана «Занимательная геохимия»).
172. Иорданский А. Книги золотого фонда // Семья и школа. 1961. № 1. С. 43-44. (О книгах «Занимательная минералогия», «Путешествия за камнем», «Занимательная геохимия»).
173. Кабдулова Л.М. Книги из коллекции акад. А.Е. Ферсмана в фондах библиотеки Кольского НЦ РАН // Петрология и минералогия Кольского региона. Тр. V Всерос. (с межд. участием) Ферсмановской научн. сессии, посв. 90-летию со дня рожд. д.г.-м.н. Е.К. Козлова. Апатиты, 14-16 апр. 2008 г. Апатиты: Изд-во K & M, 2008. С. 41-43.
174. Каменев Е.А. От лопарской вежи до дворца науки // I Полярная конф. по вопросам комплексного использования хибинской апатито-нефелиновой породы. Хибиногорск, 9-12 апр. 1932 г. Апатиты: Изд-во КНЦ РАН, 2009. С. 257-264. (О значении доклада А.Е. Ферсмана на конференции).
175. Каменев Е.А. Полководец науки. Александр Евгеньевич Ферсман (1883-1945) // Мир камня. 1995. № 5/6. С. 32-36. Англ. вар. Kamenev E.A. Alexander E. Fersman, a leader of the science // World of stones. Moscow. 1995. N 5. P. 558-560.
176. Капустинский А.Ф. Эволюция понятия об эках А.Е. Ферсмана. Резюме доклада // Вестник АН СССР. 1949. №7. С. 122-123.
177. Карасик М.А. Образ, овеянный ореолом // Проблемы минерального сырья. Памяти А.Е. Ферсмана. М.: Наука, 1975. С. 270-273.
178. Кашкай М.А. С чувством преклонения и благодарности // Проблемы минерального сырья. Памяти А.Е. Ферсмана. М.: Наука, 1975. С. 242-244.
179. Кашпар Ян. Друг чехословацких геохимиков // Александр Евгеньевич Ферсман (1883-1945). Жизнь и деятельность. М.: Наука, 1965. С. 404-408.
180. Каштанов Л. «Роль Периодического закона Менделеева в современной науке» и «Энергия атома» // Культурно-просветительная работа. 1948. № 6. С. 47-48. (Книги А.Е. Ферсмана и А.Ф. Капустинского).
181. Кедров Б.М. Воспоминания об А.Е. Ферсмане // Природа. 1983. № 11. С. 58-64.
182. Кирнарский Ю.М. Тропа А.Е. Ферсмана на Маннепахк в Хибинах: история создания и путеводитель // Тиетта. 2014. № 1(27). С. 63-71.
183. Кирясов В. На земле Ферсмана // Север. 1984. № 1. С. 88-99. (О проблеме комплексного исследования природных богатств Кольского п-ова).
184. Киселёв М.А. Александр Евгеньевич Ферсман на Кольском п-ове // Летопись Севера. Т. 6. М.: Мысль, 1972. С. 263 -283.
185. Китаев А.Г. На Урале // Александр Евгеньевич Ферсман (1883-1945). Жизнь и деятельность. М.: Наука, 1965. С. 344-347.
186. Классен-Неклюдова Н.В. Воспоминания военного времени // Проблемы минерального сырья. Памяти А.Е. Ферсмана. М.: Наука, 1975. С. 274-277.
187. Клер М.О. Самый авторитетный горщик // Александр Евгеньевич Ферсман (1883-1945). Жизнь и деятельность. М.: Наука, 1965. С. 361-364.
188. Коган Б.И. А.Е. Ферсман и редкие элементы // Редкие элементы. Сырьё и экономика. 1976. Вып. 11. С. 21-32.
189. Коган Б.И. Акад. А.Е. Ферсман и проблема минерального стратегического сырья // Проблемы минерального сырья и редких элементов. Редкие элементы. Сырьё и экономика. 1976. Вып. 11. С. 82-85.
190. Коган Б.И. Бесконечно дорогой // Проблемы минерального сырья. Памяти А.Е. Ферсмана. М.: Наука, 1975. С. 279-300.
191. Коган Б.И. Будущее редких элементов // Развитие минералогии, геохимии и учения о полезных ископаемых. К 100-летию со дня рожд. акад. А.Е. Ферсмана. М.: Наука, 1983. С. 240-260. (О роли А.Е. Ферсмана в изучении редких элементов и его прогнозах относительно их обнаружения и использования).

192. Козин Я.Д. Жизнерадостность, доброжелательность // Проблемы минерального сырья и редких элементов. Редкие элементы. Сырьё и экономика. 1976. Вып. 11. С. 33-34.
193. Козлов В.В., Сулиди-Кондратьев Е.Д. Инициатор развития аэрометодов // Александр Евгеньевич Ферсман (1883-1945). Жизнь и деятельность. М.: Наука, 1965. С. 385-388.
194. Колбановский В. Путь к знанию // Огонёк. 1947. № 16. С. 25. (О книге «Рассказы о науке и её творцах. Хрестоматия для всех» под ред. А.Е. Ферсмана).
195. Кольцов А.В. А.Е. Ферсман как организатор науки // Вопросы истории естествознания и техники. 1984. № 1. С. 55-62.
196. Комаров В.Л. Продолжатель менделеевской устремлённости // Александр Евгеньевич Ферсман (1883-1945). Жизнь и деятельность. М.: Наука, 1965. С. 107-109.
197. Комлев Л.В. А.Е. Ферсман и геохимия // Редкие элементы. Сырьё и экономика. 1976. Вып. 11. С. 35-40.
198. Комлев Л.В. А.Е. Ферсман и геохимия. К 70-летию со дня рождения // Вестник Ленинградского ун-та. Сер. Геол. и география. 1963. № 12. С. 17-22.
199. Коржинский Д.С. Энтузиазм и жизнерадостность // Александр Евгеньевич Ферсман (1883-1945). Жизнь и деятельность. М.: Наука, 1965. С. 128-130.
200. Костенко М.П. Светлый благородный образ // Александр Евгеньевич Ферсман (1883-1945). Жизнь и деятельность. М.: Наука, 1965. С. 123-124.
201. Костицын В.А. Акад. А.Е. Ферсман. Новые центры новой науки // Печать и революция. 1925. № 6. С. 498.
202. Кошечкин Б.И. Фундамент здания Хибинской горной станции Академии наук СССР «Тиетта», в котором в 1932-1941 гг. периодически работал акад. А.Е. Ферсман // Сб. научн. тр. НИИ Культуры. 1983. № 12. С. 59-62.
203. Красоткин И.С. А.Е. Ферсману посвящается // Тиетта. 2014. № 4(26). С. 91-92. (Стихи различных авторов, посв. А.Е. Ферсману).
204. Краткая биография акад. Александра Евгеньевича Ферсмана // Неизвестный Ферсман. К 120-летию со дня рожд. А.Е. Ферсмана. М.: ЭКОСТ, 2003. С. 11-13.
205. Краткое сообщение об организованном А.Е. Ферсманом на Высших женских курсах в Петербурге специальном научном исследовании по кристаллографии, формам вытравления мурзинских топазов // Ежегодник по геологии и минералогии России. 1913. Т. XV. Вып. 7. С. 209.
206. Кринов Е.Л. Крупнейший советский метеоритолог // Проблемы минер. сырья. Памяти А.Е. Ферсмана. М.: Наука, 1975. С. 301-303.
207. Крыжановский В.И. 90 коллекций // Александр Евгеньевич Ферсман (1883-1945). Жизнь и деятельность. М.: Наука, 1965. С. 221-230.
208. Крыжановский В.И. Акад. А.Е. Ферсман. Занимательная минералогия // Что читать. 1938. № 7. С. 73-75.
209. Крыжановский В.И. В мире камня // Техническая книга. 1938. № 7. С. 104-105. (О «Занимательной минералогии» А.Е. Ферсмана).
210. Крыжановский В.И. Наш русский самоцвет // Александр Евгеньевич Ферсман (1883-1945). Жизнь и деятельность. М.: Наука, 1965. С. 215-221.
211. Кублицкий Г. Выдающийся учёный и путешественник // Вокруг света. 1951. № 5. С. 59-61. (Рец.: Щербаков Д.И. А.Е. Ферсман и его путешествия. М.: Гос. изд-во геогр. лит., 1950. 199 с.).
212. Кублицкий Г. Любовь к камню // Под небом всех широт. Очерки о русских путешественниках. М.: Детгиз, 1961. С. 323-333.
213. Кузнецов С.С. Акад. А.Е. Ферсман. Воспоминания о камне. М.: Изд-во АН СССР. Научно-поп. серия. 1945 г. // Естествознание в школе. 1946. № 1. С. 179-190.
214. Куковский Е.Г. Идеи А.Е. Ферсмана о гипергенном минералообразовании // Минерал. журн. 1983. № 5. С. 35-38.
215. Кунаев Д. Мудрый наставник исследователей недр // Александр Евгеньевич Ферсман (1883-1945). Жизнь и деятельность. М.: Наука, 1965. С. 317-319.
216. Куплетский Б.М. В борьбе за освоение Кольского п-ова // Александр Евгеньевич Ферсман (1883-1945). Жизнь и деятельность. М.: Наука, 1965. С. 249-254.
217. Курбатова В.Н. Каменная ярмарка // Александр Евгеньевич Ферсман (1883-1945). Жизнь и деятельность. М.: Наука, 1965. С. 367-371.
218. Лабунцов А.Н. Ферсманит – новый минерал Хибинских тундр // Докл. АН СССР. 1929. С. 297-301.
219. Лазаревич Э.А. Искусство популяризации. Популяризаторы науки акад. С.И. Вавилов, В.А. Обручев, А.Е. Ферсман. М.: Изд-во АН СССР, 1978. 224 с.
220. Лазаревич Э.А. Поэт науки // Александр Евгеньевич Ферсман (1883-1945). Жизнь и деятельность. М.: Наука, 1965. С. 94-103.

221. Лазаревич Э.А. С веком наравне. Популяризация науки в России: книга, газета, журнал. М.: Книга, 1984. 384 с. (Об А.Е. Ферсмане: с. 289, 311-312, 324, 325, 329-332).
222. Лебедев В.И. К 80-летию со дня рожд. А.Е. Ферсмана // Вестн. ЛГУ. Сер. Геол. и геогр. 1964. № 12. С. 176-177.
223. Лебедев В.И. Мой учитель // Александр Евгеньевич Ферсман (1883-1945). Жизнь и деятельность. М.: Наука, 1965. С. 319-323.
224. Лебедев В.И. Геоэнергетическая теория А.Е. Ферсмана, современное её состояние и методологическое значение // Вестн. ЛГУ. Сер. Геол. и геогр. 1984. № 12. С. 4-24.
225. Легких О.А. Бывшее здание геологических партий, в котором в 1929-1930 гг. под руководством А.Е. Ферсмана и С.М. Кирова проходили совещания, посвящённые проблемам изучения и освоения Хибинских апатитовых месторождений // Сб. научн. тр. НИИ Культуры. 1983. № 12. С. 49-52.
226. Лейбов М.Б. Минералогия для всех (А.Е. Ферсман – популяризатор науки) // Неизвестный Ферсман. К 120-летию со дня рожд. А.Е. Ферсмана. М.: ЭКОСТ, 2003. С. 241-245.
227. Леммлейн Г.Г. Тайны творчества // Александр Евгеньевич Ферсман (1883-1945). Жизнь и деятельность. М.: Наука, 1965. С. 402-404.
228. Либман Э.П. Выполняя призыв Ленина // Александр Евгеньевич Ферсман (1883-1945). Жизнь и деятельность. М.: Наука, 1965. С. 185-191.
229. Ливеровский Ю. Памяти А.Е. Ферсмана. Стихи // Наука и жизнь. 1964. № 3. С. 58.
230. Линевский А. Разведчик недр // На рубеже. 1963. № 1. С. 80-91. (О книге: О. Баян. Разведчик недр: рассказы из жизни акад. А.Е. Ферсмана).
231. Линевский А. Романтик Севера // Линевский А. Так было. Повести и рассказы. Петрозаводск: Карелия, 1974. С. 312-335.
232. Липшиц С.Ю. Вдохновляющий пример // Александр Евгеньевич Ферсман (1883-1945). Жизнь и деятельность. М.: Наука, 1965. С. 241-248.
233. Лобачёв В. Незаходящее солнце // Театральная жизнь. 1971. № 13. С. 16-18. (О ферсмановских традициях на Кольском п-ове).
234. Лялицкая С. Ферсман в Ильменах // Земля и люди. Географический календарь 1965. М.: Мысль, 1964. С. 123-125.
235. Макаров В.Н. Старт у палатки Ферсмана // Спортивная жизнь России. 1972. № 9. С. 36. (О ежегодном легкоатлетическом пробеге Кировск – Апатиты на приз им. акад. А.Е. Ферсмана).
236. Макарова Е.И. Из неопубликованных документов акад. А.Е. Ферсмана из архива РАН // Тиетта. 2010. № 1(11). С. 5.
237. Макарова Е.И. Первый историк-летописец Кольской эпопеи А.Е. Ферсмана // Ферсмановские чтения. Тез. межд. научн. конф., посв. 125-летию со дня рожд. акад. А.Е. Ферсмана. Москва, 10-12 нояб. 2008 г. М., 2008. С. 19-21.
238. Малеев М.Н. А.Е. Ферсман – сегодня // Ферсмановские чтения. Тез. межд. научн. конф., посв. 125-летию со дня рожд. акад. А.Е. Ферсмана. Москва, 10-12 нояб. 2008 г. М., 2008. С. 24-26.
239. Малинко С.В. III Межвед. Совещ. по проблеме типоморфизма минералов и минеральных ассоциаций, посв. 100-летию со дня рожд. А.Е. Ферсмана. Опалиха Московской обл., 1-4 нояб. 1983 г. // Зап. ВМО. 1984. № 4. С. 512-514.
240. Мацокина-Воронич Т.М. А.Е. Ферсман и современная металлогения Ср. Азии // Зап. Узбек. отд. ВМО. 1983. № 36. С. 7-9.
241. Медаль Волластона // Химия и жизнь. 1971. № 1. 4-я с. обложки. (О присуждении медали А.Е. Ферсману 17 марта 1943 г.).
242. Мелентьев Б.Н. Инновационные, научно-производственные идеи А.Е. Ферсмана и их реализация от Тиетты до наших дней // Ферсмановские чтения. Тез. межд. научн. конф., посв. 125-летию со дня рожд. акад. А.Е. Ферсмана. Москва, 10-12 нояб. 2008 г. М., 2008. С. 27-32.
243. Мелентьев Б.Н. Учёный широкого диапазона // Проблемы минерального сырья. Памяти А.Е. Ферсмана. М.: Наука, 1975. С. 303-307.
244. Меликсетян Б.М., Шириян К.Г., Чибухчян З.О. Научная сессия Армянского отделения ВМО, посв. 100-летию со дня рожд. акад. А.Е. Ферсмана. Ереван, 27 дек. 1983 г. // Изв. АН АрмССР. Сер. Науки о Земле. 1984. Т. 37. № 3. С. 79-81.
245. Мельникова К.П. Разработка методологических основ минерал. исследований в работах В.И. Вернадского и А.Е. Ферсмана // Тез. 27 Межд. геол. конгр. Москва, 4-14 авг. 1984 г. Т. 9. М., 1984. С. 446-448.
246. Менделевич Г.А. Содружество писателей и учёного // Александр Евгеньевич Ферсман (1883-1945). Жизнь и деятельность. М.: Наука, 1965. С. 376-379.

247. Метеоритика. Акад. В.Г. Фесенков (ред.) Вып. 4. М., Л.: Изд-во АН СССР, 1948. 128 с. (Посв. памяти создателей советской метеоритики В.И. Вернадского, А.Е. Ферсмана, Л.А. Кулика и П.Л. Драверта)
248. Милич П. Акад. А.Е. Ферсман. Занимательная минералогия. Л.: Мол. гвардия, 1935. 250 с. // Изучай технику. 1935. № 7. С. 20. (рец.).
249. Милованов Г.Н. Учиться творить, как А.Е. Ферсман // Проблемы минер. сырья и редких элементов. Редкие элементы: сырьё и экономика. 1976. № 11. С. 41-42.
250. Мирек В.Ф. Рассказы о науке и её творцах. Хрестоматия для всех. А.Е. Ферсман (ред.), Л.В. Жигарев, А.Е. Ферсман, А.А. Яковлев (сост.). М.: Детгиз, 1946. 328 с. // Наука и жизнь. 1948. № 3. С. 43-45. (рец.).
251. Мирошниченко В.П. Аэрогеосъёмка. М., Л.: Госгеолиздат, 1946. (Книга посв. памяти А.Е. Ферсмана – основателя аэросъёмки в СССР).
252. Мозгова Н.И. Развитие представлений о минеральном виде – фундаментальном таксоне минералогической классификации – от Ферсмана до наших дней // Ферсмановские чтения. Тез. Межд. научн. конф., посв. 125-летию со дня рожд. акад. А.Е. Ферсмана. Москва, 10-12 нояб. 2008 г. С. 32-36.
253. Наумов Г.Б. А.Е. Ферсман. К 100-летию со дня рожд. // Геохимия. 1983. № 11. С. 1507-1511.
254. Находка радиоактивного минерала на Урале // Природа. 1913. (О находке А.Е. Ферсмана и В.И. Крыжановского).
255. Наш апатит // В мире книг. 1968. № 12. С. 12. (рец.).
256. Неизвестный Ферсман. К 120-летию со дня рожд. А.Е. Ферсмана. Страницы биографии. Переписка. Названо именем Ферсмана. М.: Минер. музей им. А.Е. Ферсмана, 2003. 248 с.
257. Некрасов Н.Н. Идеи А.Е. Ферсмана и современное размещение производительных сил // Проблемы минер. сырья. Памяти А.Е. Ферсмана. М.: Наука, 1975. С. 44-46.
258. Николаев А.В. Светлый образ // Проблемы минер. сырья. Памяти А.Е. Ферсмана. М.: Наука, 1975. С. 244-246.
259. Новые книги. А.Е. Ферсман. Рассказы о самоцветах // Природа. 1974. № 8. С. 124. (рец.).
260. О возвращении А.Е. Ферсмана и результатах работ в Хибинских и Ловозёрских тундрах // Химик на производстве. 1931. № 18. С. 24.
261. О конкурсе на премию им. А.Е. Ферсмана. Положение о премии им. А.Е. Ферсмана // Зап. ВМО. 1946. № 2. С. 158.
262. О конкурсе на премию им. А.Е. Ферсмана. Положение о премии им. А.Е. Ферсмана // Петрология и минералогия Кольского региона. Тр. V Всерос. (с межд. участием) Ферсмановской научн. сессии, посв. 90-летию со дня рожд. д.г.-м.н. Е.К. Козлова. Апатиты, 14-15 апр. 2008 г. Апатиты: Изд-во КНЦ РАН, 2008. С. 83-84.
263. О присвоении Минералогическому музею АН СССР имени акад. А.Е. Ферсмана // Вестн. АН СССР. 1955. № 8. С. 91.
264. Оборин А. Акад. А.Е. Ферсман. Воспоминания о камне (1889-1939). М.: Гослитиздат, 1940. 127 с. // Литературная учёба. 1941. № 3. С. 82-86.
265. Обручев В.А. Акад. А.Е. Ферсман. Занимательная минералогия. М.-Л.: Детиздат, 1937 // Детская литература. 1938. № 12. С. 12-15.
266. Овчинников Л.Н. А.Е. Ферсман – создатель прикладной геохимии // Редкие элементы. Сырьё и экономика. 1983. Вып. 17. С. 5-8.
267. Орлов С. Акад. А.Е. Ферсман. Химические проблемы промышленности. Л.: Научн. хим.-технол. отд. ВСНХ, 1924. 50 с. // Книгоноша. 1924. № 32. С. 7. (рец.).
268. Осмотр Тюя-Муюнского рудника А.Е. Ферсманом и Д.И. Щербаковым // Осведомительный бюллетень. 1927. № 9/10. С. 10-11.
269. Основные положения доклада А.Е. Ферсмана по вопросу изучения естественных производительных сил в Азии и вытекающие из них предложения СОПС. Пг.: Изд-во АН, 1917. С. 1-3.
270. Основные публикации А.Е. Ферсмана в «Природе» // Природа. 1983. № 10. С. 99.
271. Отклики на научно-популярные книги А.Е. Ферсмана и прочая переписка // Неизвестный Ферсман. К 120-летию со дня рожд. А.Е. Ферсмана. М.: ЭКОСТ, 2003. С. 220-226.
272. Ошанин Л.И. Тиетта // Александр Евгеньевич Ферсман (1883-1945). Жизнь и деятельность. М.: Наука, 1965. С. 276-284.
273. Павлишин В.И. А.Е. Ферсман и его учение о типоморфизме минералов // Ферсмановские чтения. Тез. Межд. научн. конф., посв. 125-летию со дня рожд. акад. А.Е. Ферсмана. Москва, 10-12 нояб. 2008 г. С. 40-43.
274. Павлишин В.И. А.Е. Ферсман и учение о типоморфизме минералов // Минер. журнал. 1983. Т. 5. № 5. С. 52-61.

275. Павлишин В.И. Развитие на Украине учения А.Е. Ферсмана о пегматитах (к 90-летию со дня рожд. А.Е. Ферсмана) // Геол. журнал АН УССР. 1973. Т. 33. № 5. С. 3-9.
276. Павлишин В.И., Полканов Ю.А. Заседание Укр. минерал. об-ва и его Крымского отделения, посв. 90-летию со дня рожд. А.Е. Ферсмана // Зап. ВМО. 1974. № 3. С. 399.
277. Павлова Т.Н. Ферсман в Минер. музее РАН // Новые данные о минералах. 2003. Вып. 38. С. 129-134.
278. Павловский Е.В. Творческий вклад // Александр Евгеньевич Ферсман (1883-1945). Жизнь и деятельность. М.: Наука, 1965. С. 290-292.
279. Памяти А.Е. Ферсмана (1883-1945) // Вестник АН СССР. 1960. № 2. С. 118-119.
280. Памяти А.Е. Ферсмана // Александр Евгеньевич Ферсман (1883-1945). Жизнь и деятельность. М.: Наука, 1965. С. 466-469.
281. Парамонов И.В. На асбесте и угле // Александр Евгеньевич Ферсман (1883-1945). Жизнь и деятельность. М.: Наука, 1965. С. 351-355.
282. Пахомова В. Геммология и её развитие в Сибири и на Д. Востоке. (А.Е. Ферсман о мире минералов, в том числе в Забайкалье) // Наука в России. 2013. № 1. С. 4-11.
283. Пация Е.Я., Разумова И.А. А.Е. Ферсман как герой мифа и его создатель // От... и до... Юбилейный альманах в честь Е.В. Душечкиной и А.Ф. Белоусова. СПб.: Изд-во «Бельведер», 2006. С. 48-61.
284. Пация Е.Я., Разумова И.В. Genius loci. А.Е. Ферсман – культурный герой // Северяне. Проблемы социокультурной адаптации жителей Кольского п-ова. Апатиты: Изд-во КНЦ РАН, 2006. С. 60-69, 151.
285. Пация Е.Я., Разумова И.В. Genius loci // Тиетта. 2012. № 3(21). С. 40-46.
286. Перельман А.И. Александр Евгеньевич Ферсман (1883-1945). М.: Наука, 1968. 295 с.; М.: Наука, 1983. 272 с.
287. Перельман А.И. Выдающийся советский геохимик. К 100-летию со дня рожд. А.Е. Ферсмана // Вестник АН СССР. 1983. № 8. С. 109-117.
288. Перельман А.И. Геохимия техногенеза // Проблемы минер. сырья. Памяти А.Е. Ферсмана. М.: Наука, 1975. С. 199-208.
289. Переписка А.Е. Ферсмана с В.И. Вернадским. Письма В.И. Вернадского А.Е. Ферсману // Александр Евгеньевич Ферсман (1883-1945). Жизнь и деятельность. М.: Наука, 1965. С. 411-453.
290. Переписка с иностранными учёными // Неизвестный Ферсман. К 120-летию со дня рожд. А.Е. Ферсмана. М.: ЭКОСТ, 2003. С. 174-180.
291. Переписка с коллегами // Неизвестный Ферсман. К 120-летию со дня рожд. А.Е. Ферсмана. М.: ЭКОСТ, 2003. С. 183-197.
292. Петров В.П. Идеи А.Е. Ферсмана о комплексном освоении Кольского Заполярья // Тр.VI Всерос. Ферсмановской научн. сессии. Апатиты, 18-19 мая 2009 г. Апатиты: Изд-во K & M, 2009. С. 2-7.
293. Петров В.П. Об истории состояния изучения неметаллического сырья // Развитие минералогии и геохимии их связь с учением о полезных ископаемых. М.: Наука, 1983. С. 215-216.
294. Петров В.П. Роль А.Е. Ферсмана в развитии учения о неметаллических полезных ископаемых // Проблемы минер. сырья. Памяти А.Е. Ферсмана. М.: Наука, 1975. С. 209-219.
295. Петров В.П., Макарова Е.И. Токарев А.Д. Акад. А.Е. Ферсман и создание горно-химической промышленности на Кольском п-ове: к 130-летию со дня рожд. А.Е. Ферсмана // Геология и стратегические полезные ископаемые Кольского региона. Тр. X Всерос. (с межд. участием) Ферсмановской научн. сессии, посв. 150-летию со дня рожд. акад. В.И. Вернадского. Апатиты, 7-10 апр. 2013 г. Апатиты: Изд-во K & M, 2013. С. 7-10.
296. Петров Ф.Н. Организатор и вдохновитель массового краеведения // Александр Евгеньевич Ферсман (1883-1945). Жизнь и деятельность. М.: Наука, 1965. С. 126-127.
297. Петрова В.И. Хибинская эпопея Ферсмана. Поэма. Кировск, 2009. 81 с.
298. Петровская Н.В. Мои беседы с Ферсманом // Проблемы минер. сырья. М.: Наука, 1975. С. 308-309.
299. Петровская Н.В., Чухров Ф.В. К 100-летию со дня рожд. А.Е. Ферсмана // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1983. № 10. С. 132-134.
300. Петровская Н.В., Чухров Ф.В. Развитие идей А.Е. Ферсмана о типоморфизме минералов и минеральных ассоциаций // Типоморфизм минералов и минеральных ассоциаций. М.: Наука, 1986. С. 5-13.
301. Петрушевский Б.А. Каким я помню Александра Евгеньевича Ферсмана // Земля и Вселенная. 1977. № 3. С. 54-58.
302. Печёнкин П.Е. Улица А.Е. Ферсмана в нашем городе // Ферсмановские чтения. Тез. Межд. научн. конф., посв. 125-летию со дня рожд. акад. А.Е. Ферсмана. Москва, 10-12 нояб. 2008 г. М., 2008. С. 90-91.
303. Пирогов Б.И. Развитие идей А.Е. Ферсмана в прикладной минералогии XXI столетия // Ферсмановские чтения. Тез. Межд. научн. конф., посв. 125-летию со дня рожд. акад. А.Е. Ферсмана. Москва, 10-12 нояб. 2008 г. М., 2008. С. 50-52.

304. Писаржевский О. В мире камня // Техника – молодёжи. 1954. № 10. С. 29. (О книге: А.Е. Ферсман. Очерки по истории камня. Т. 1. М.: Изд-во АН СССР, 1954).
305. Писаржевский О. Из истории камней // Огонёк. 1959. № 18(1663). С. 30 (Послесловие к статье: А.Е. Ферсман. Изучение руд Кольского п-ова).
306. Писаржевский О. Наука, созданная в нашей стране // Пионер. 1949. № 6. С. 38-39. (Рец.: А.Е. Ферсман. Занимательная геохимия. М.: Детгиз, 1948).
307. Писаржевский О. Рассказы о самоцветах // Техника – молодёжи. 1953. № 8. С. 38. (Рец.: А.Е. Ферсман. Рассказы о самоцветах. М.: Детгиз, 1952).
308. Писаржевский О. Ферсман (повесть). М.: Советский писатель, 1967. 395 с.
309. Писаржевский О. Цвета минералов // Вокруг света. 1953. № 8. С. 39-40. (О книге А.Е. Ферсмана «Цвета минералов»).
310. Письма А.Е. Ферсману времён Отечественной войны // Неизвестный Ферсман. К 120-летию со дня рожд. А.Е. Ферсмана. М.: ЭКОСТ, 2003. С. 216-219.
311. Письма В.И. Вернадского – А.Е.Ферсману // Неизвестный Ферсман. К 120-летию со дня рожд. А.Е. Ферсмана. М.: ЭКОСТ, 2003. С. 89-97.
312. Письма В.И. Вернадского к А.Е. Ферсману. 1907-1944 г. Н.В. Филиппова (сост.). М.: Наука, 1985. 77 с.
313. Письма времён Отечественной войны // Неизвестный Ферсман. К 120-летию со дня рожд. А.Е. Ферсмана. М.: ЭКОСТ, 2003. С. 216-219.
314. Письма Горького А.Е. Ферсману // Александр Евгеньевич Ферсман (1883-1945). Жизнь и деятельность. М.: Наука, 1965. С. 458-459.
315. Платонов А.Н. Учение А.Е. Ферсмана о цветах минералов // Минер. журнал. 1983. № 5. С. 39-51.
316. Плохов А. Прекрасный популяризатор. К 90-летию акад. А.Е. Ферсмана // Кн. обозрение. 1973. № 44. С. 6.
317. Поваренных А.С. А.Е. Ферсман. К 100-летию со дня рожд. // Минер. журнал. 1983. № 5. С. 314.
318. Поваренных А.С. Мудрый наставник // Проблемы минер. сырья. М.: Наука, 1975. С. 246-249.
319. Поваренных А.С. Твёрдость минералов. Киев: Изд-во АН УССР. 1960. 304 с. (На с. 3: «Светлой памяти дорогого учителя и первого наставника А.Е. Ферсмана посвящает этот труд автор).
320. Поваренных М.Ю., Жабин А.Г. Закон кристаллографической индукции А.Е. Ферсмана при текстурно-структурном анализе горных пород // Ферсмановские чтения. Тез. Межд. научн. конф., посв. 125-летию со дня рожд. акад. А.Е. Ферсмана. Москва, 10-12 нояб. 2008. М., 2008. С. 52-55.
321. Поваренных О.С., Карасик М.Л. Развитие идей А.Е. Ферсмана на Украине. К 90-летию со дня рожд. // Геол. журнал. 1973. № 6. С. 3-6.
322. Подгорбунская Т.И. Певец Хибинских гор // Тиетта. 2013. № 4(26). С. 70-74.
323. Полководец науки Александр Евгеньевич Ферсман (1883-1945) // Мир камня. 1995. № 5. С. 32-36. Англ.: Alexander E. Fersman (1883-1945), a leader in the science // World of stones. Moscow. 1995. N 5. P. 58-60.
324. Попов В.А. Закон кристаллографической индукции А.Е. Ферсмана – один из фундаментальных законов минералогии // Ферсмановские чтения. Тез. Межд. научн. конф., посв. 125-летию со дня рожд. акад. А.Е. Ферсмана. Москва, 10-12 нояб. 2008 г. М., 2008. С. 55-57.
325. Попов В.И. Александр Евгеньевич Ферсман – академик, новатор, воспитатель, гуманист // Зап. Узбек. отд. ВМО. 1975. Вып. 28. С. 5-7.
326. Попова Т.Н. Мурзинский минерал. музей им. акад. А.Е. Ферсмана // Ферсмановские чтения. Тез. Межд. научн. конф., посв. 125-летию со дня рожд. акад. А.Е. Ферсмана. 10-12 нояб. 2008 г. М., 2008. С. 60-62.
327. Портнов А. Ферсман – геолог с детства // Юный натуралист. 1979. № 8. С. 34-36.
328. Предисловие редактора // Неизвестный Ферсман. К 120-летию со дня рожд. А.Е. Ферсмана. М.: ЭКОСТ, 2003. С. 8-10.
329. Премия им. А.Е. Ферсмана. 1964 г. // Природа. 1965. № 1. С. 113-114.
330. Присуждение премии им. акад. А.Е. Ферсмана // Вестник АН СССР. 1965. № 2. С. 131-132.
331. Про «Тиетту» и А.Е. Ферсмана. Подборка стихотворений // Тиетта. 2014. № 4(30). С.103-106.
332. Проблемы минерального сырья и редких элементов // Редкие элементы. Сырьё и экономика. 1976. Вып. 11. 148 с. (Номер посв. памяти А.Е. Ферсмана).
333. Проблемы минерального сырья. Памяти А.Е. Ферсмана. М.: Наука, 1975. 343 с.
334. Пробст А.Е. А.Е. Ферсман как экономист и гуманист // Редкие элементы. Сырьё и экономика. 1976. Вып. 11. С. 43-50.
335. Пробст А.Е. Акад. А.Е. Ферсман – учёный и человек. К 90-летию со дня рожд. // Вестник АН СССР. 1973. № 11. С. 106-110.

336. Проф. Г.П. Барсанов и минералого-геохимическая школа В.И. Вернадского и А.Е. Ферсмана // Новые данные о минералах. 2007. № 42. С. 154-156.
337. Прохоренко Н.С., Шпаченко А.К. Письма акад. А.Е. Ферсмана проф. П.Н. Чирвинскому // Тр. VI Всерос. Ферсмановской научн. сессии. Апатиты, 18-19 мая 2009 г. Апатиты: Изд-во К & М, 2009. С. 68-73.
338. Пустовалов Л.В. Творчество жизни // Александр Евгеньевич Ферсман (1883-1945). Жизнь и деятельность. М.: Наука, 1965. С. 231.
339. Пэк А.В. А.Е. Ферсман в Тырныаузе // Проблемы минер. сырья. Памяти А.Е. Ферсмана. М.: Наука, 1975. С. 310-312.
340. Равикович А.И., Тихомиров В.В. История и методология науки в трудах А.Е. Ферсмана // Редкие элементы. Сырьё и экономика. 1976. Вып. 11. С. 51-61.
341. Развитие минералогии, геохимии и их связи с учением о полезных ископаемых. К 100-летию со дня рожд. акад. А.Е. Ферсмана. М.: Наука, 1983. 282 с.
342. Разгон Л. Художник науки // Разгон Л. Живой голос науки (лит. портреты). Гл. 4. М.: Детская лит-ра, 1970. С. 35-57. (Посв. А.Е. Ферсману, см. также: с. 75-76, 224, 245, 251, 254, 256, 269).
343. Разгон Л.Э. Зримое знание. М.: Книга, 1983. 253 с. (О книгах К.А. Тимирязева и А.Е. Ферсмана).
344. Райков Б.Е. Акад. А.Е. Ферсман. Драгоценные и цветные камни России. Т. I. Пг.: Изд-во КЕПС АН СССР, 1922. 420 с. // Естествознание в школе. 1926. № 1. С. 96. (рец.).
345. Райков В.Е. Блестящий экскурсовод // Александр Евгеньевич Ферсман (1883-1945). Жизнь и деятельность. М.: Наука, 1965. С. 398-402.
346. Раковщик И. Вдохновенные рассказы учёного // Сов. студенчество. 1941. № 3. С. 31-34. (Рец.: А.Е. Ферсман. Воспоминания о камне. М.: Гослитиздат, 1940. 138 с.).
347. Раменская М.Е. А.Е. Ферсман общеизвестный и малознакомый // Геология и стратегические полезные ископаемые Кольского региона. Тр. IX Всерос. (с межд. участием) Ферсмановской научн. сессии, посв. 60-летию Геол. ин-та КНЦ РАН. Апатиты, 2-3 апр. 2012 г. Апатиты: Изд-во К & М, 2012. С. 99-101.
348. Раменская М.Е. О дополнении к биобиблиографии А.Е. Ферсмана // Геология и полезные ископаемые Кольского п-ова. Тр. VII Всерос. Ферсмановской научн. сессии, посв. 80-летию КНЦ РАН (Апатиты, 2-5 мая 2010 г.) и Областной конф., посв. 75-летию Историко-краеведческого музея г. Кировска (Кировск, 22-23 апр. 2010 г.). Апатиты: Изд-во К & М, 2010. С. 200-211.
349. Раскин Н.М., Шафрановский И.И. История естествознания в творчестве А.Е. Ферсмана // Вопросы истории естествознания и техники. 1984. № 1. С. 49-54.
350. Рассказывает Александр Шмидт // Пионер. 1971. № 9. С. 41. (О книге: А.Е. Ферсман. Занимательная минералогия).
351. Рахтанов И. Мой Ферсман. К 90-летию со дня рожд. // Детская лит-ра. 1973. № 11. С. 36-37.
352. Рец. на: А.Е. Ферсман. Занимательная минералогия // Рекомендательный бюллетень библиогр. отдела Главполитпросвета. 1928. № 11.
353. Римская-Корсакова О.М., Иванов А.С. А.Е. Ферсман на конф. по геохимии основных магм в Ильменском минер. заповеднике в 1934 г. // Материалы к топоминералогии Урала. 1986. С. 136-138.
354. Римская-Корсакова О.М., Лебедев В.И. Памяти акад. А.Е. Ферсмана // Вестник Ленинград. ун-та. Сер. Геол. и геогр. 1974. № 3. С. 144-146.
355. Родионов Г.Г. Развитие представлений А.Е. Ферсмана о типоморфизме минералов пегматитов // Типоморфизм минералов и минеральных ассоциаций. М.: Недра, 1986. С. 14-21.
356. Розен Б. А.И. Перельман. Александр Евгеньевич Ферсман. М.: Наука, 1968. 296 с. // Новый мир. 1969. № 5. С. 285. (рец.).
357. Розен Б. Неутомимый разведчик недр // Смена. 1956. № 11. С. 20. (О книге: О. Писаржевский. Александр Евгеньевич Ферсман. М.: Мол. гвардия, 1955).
358. Савицкая М.А. Певец камня // Александр Евгеньевич Ферсман (1883-1945). Жизнь и деятельность. М.: Наука, 1965. С. 383-384.
359. Сажин Н.П. К 85-летию со дня рожд. акад. А.Е. Ферсмана. IX научн. чтение им. акад. А.Е. Ферсмана // Редкие элементы. Сырьё и экономика. 1969. Вып. 3. С. 155-159.
360. Салтан М.А. А.Е. Ферсман и Хибиногорский горно-хим. техникум // Тиетта. 2014. № 4(26). С. 68-69.
361. Сапронова З.Д. О научной сессии Укр. минер. об-ва, посв. 100-летию со дня рожд. А.Е. Ферсмана // Зап. ВМО. 1984. № 4. С. 515. (Сессия сост. 18 окт. 1983 г. в Симферополе).
362. Сауков А., Блохин М., Щербина В. Ферсман А.Е. Геохимия. Т. III. Л.: ОНТИ Химтрест, 1937. 503 с. // Тех. книга. 1938. № 3. С. 19-21.
363. Сауков А.А. А.Е. Ферсман и проблемы полезный ископаемых // Геол. руд. месторожд. 1963. Т. 5. № 6. С. 119-120.

364. Сауков А.А. А.Е. Ферсман. Избр. тр. Т. I. М.: Изд-во АН СССР, 1952 // Сов. книга. 1953. № 1. С. 29-31.
365. Сауков А.А. Вспоминая пережитое // Александр Евгеньевич Ферсман (1883-1945). Жизнь и деятельность. М.: Наука, 1965. С. 133-153.
366. Сауков А.А. Геоэнергетическая теория А.Е. Ферсмана // Сауков А.А. Геохимические очерки. М.: Наука, 1976. С. 65-73.
367. Сауков А.А. Незабываемые годы… А.Е. Ферсман // Природа. 1966. № 1. С. 81-91.
368. Сауков А.А. Основатель геохимии // Александр Евгеньевич Ферсман (1883-1945). Жизнь и деятельность. М.: Наука, 1965. С. 30-42.
369. Семёнов В.Е. Вторая таинственная надпись // Тиетта. 2012. № 3(21). С. 69-61. (О надписи на книге из б-ки А.Е. Ферсмана).
370. Семёнов В.Е. Ещё раз о загадочной надписи // Тиетта. 2010. № 3(13). С. 69-71. (О надписи на книге из б-ки А.Е. Ферсмана).
371. Семёнов В.Е. Загадочная надпись // Тиетта. 2010. № 1(11). С. 61-62.
372. Семёнов В.Е. Неизвестные Ферсманы. СПб: Левша, 2013. 123 с.
373. Семёнов В.Е. Некоторые детали родословной акад. А.Е. Ферсмана // Тиетта. 2012. № 2(20). С. 63-64.
374. Семёнов В.Е. Новое в генеалогии акад. А.Е. Ферсмана // Тиетта. 2013. № 4(26). С. 74-75.
375. Семёнов В.Е. Об одной русской ветви Ферсманов // Тиетта. 2009. № 3(9). С. 62-66.
376. Семёнов В.Е. Строим мост между А.Е. Ферсманом и Агриколой // Тиетта. 2012. № 2(20). С. 61-63.
377. Семёнов Е.И. А.Е. Ферсман и щелочные породы, руды, минералы // Ферсмановские чтения. Тез. Межд. научн. конф., посв. 125-летию со дня рожд. акад. А.Е. Ферсмана. Москва, 10-12 нояб. 2008 г. М., 2008. С. 63.
378. Семёнов Е.И. Бог минералогии // Редкие элементы. Сырьё и экономика. 1983. Вып. 17. С. 62-63. (К 100-летию со дня рожд. А.Е. Ферсмана).
379. Семёнов Е.И. К 90-летию А.Е. Ферсмана // Природа. 1976. № 12. С. 140-141.
380. Семёнова А. Искать нужно // Знание – сила. 1970. № 1. С. 61. (О книге: А.И. Перельман. Александр Евгеньевич Ферсман).
381. Семихатова Н.Б. Ферсмановские чтения. К 90-летию со дня рожд. А.Е. Ферсмана // Природа. 1974. № 4. С. 117-118.
382. Сердюченко Д.П. На отдыхе // Александр Евгеньевич Ферсман (1883-1945). Жизнь и деятельность. М.: Наука, 1965. С. 391-396.
383. Сердюченко Д.П. Редкий снимок // Природа. 1966. № 11. С. 118.
384. Сидоренко А.В. Исследования А.Е. Ферсмана в Туркмении и их значение // Проблемы минер. сырья. Памяти А.Е. Ферсмана. М.: Наука, 1975. С. 249-261.
385. Синицына Н.А. Создание геолого-краеведческой «Тропы А.Е. Ферсмана» в Хибинах – история, состояние и задачи // Ферсмановские чтения. Тез. Межд. научн. конф., посв. 125-летию со дня рожд. акад. А.Е. Ферсмана. Москва, 10-12 нояб. 2008 г. М., 2008. С. 94-95.
386. Смирнов В.И. Об А.Е. Ферсмане // Проблемы минер. сырья. Памяти А.Е. Ферсмана. М.: Наука, 1975. С. 39-43.
387. Смирнов С.С. Темпераментный исследователь // Александр Евгеньевич Ферсман (1883-1945). Жизнь и деятельность. М.: Наука, 1965. С. 131-133.
388. Советуем прочесть: А.Е. Ферсман. Воспоминания о камне. Гослитиздат, 1940. 138 с. // Юный натуралист. 1941. № 3. С. 31-32.
389. Советуем прочесть: Акад. А.Е. Ферсман. Занимательная минералогия. М.: Детиздат ЦК ВЛКСМ. 239 с. // Знание – сила. 1938. № 6. С. 32.
390. Соловьёв М. Путешествия геолога // Знание – сила. 1950. № 1. С. 37. (Фото книги: А.Е. Ферсман. Мои путешествия. М.: Мол. гвардия, 1949).
391. Соловьёв Ю.Я., Тихомиров В.В. К 100-летию со дня рожд. А.Е. Ферсмана // Сов. геология. 1983. № 12. С. 116-118.
392. Соляник В.А., Пахомова В.А., Буравлева С.Ю. Актуальность и развитие идей А.Е. Ферсмана в современной геммологии // Ферсмановские чтения. Тез. Межд. научн. конф., посв. 125-летию со дня рожд. акад. А.Е. Ферсмана. Москва, 10-12 нояб. 2008 г. М., 2008. С. 66-69.
393. Сообщение о выставке, посв. А.Е. Ферсману // Жизнь Земли. Тр. Музея землеведения МГУ. М.: Изд-во МГУ, 1961.
394. Соседко А. На автомобиле вглубь Кызыл-Кумов (А.Е. Ферсман на месторождениях редких и малых металлов) // Вестник АН СССР. 1932. № 8. С. 87-88.
395. Социология науки в свете идей В.И. Вернадского и А.Е. Ферсмана // Проблемы истории геол. наук. М.: Наука, 1968. С. 125-133.

396. Степанов И. Благожелательность // Проблемы минер. сырья. Памяти А.Е. Ферсмана. М.: Наука, 1975. С. 312-317.
397. Сторицын П. Люди камня (А.Е. Ферсман. Воспоминания о камне. М.: Гослитиздат, 1940. 138 с.) // Ленинград. 1941. № 7. С. 47. (рец.).
398. Стрельников Н.З. А.Е. Ферсман (1883-1945). К 25-летию со дня смерти // Геогр. науки. Вып. 3. Алма-Ата, 1972. С. 115-117.
399. Сургай В.Т. Пламенный светоч знаний // Александр Евгеньевич Ферсман (1883-1945). Жизнь и деятельность. М.: Наука, 1965. С. 196-201.
400. Тагеева Н.В. А.Е. Ферсман в двадцатые-тридцатые годы в Ленинграде // Проблемы минер. сырья. Памяти А.Е. Ферсмана. М.: Наука, 1975. С. 317-321.
401. Творец новой науки // Вокруг света. 1947. № 7. С. 32-33.(Об А.Е. Ферсмане как одном из создателей геохимии).
402. Тихомиров И.К. Незабываемые годы // Александр Евгеньевич Ферсман (1883-1945). Жизнь и деятельность. М.: Наука, 1965. С. 299-312.
403. Тихомиров И.К. О наивысшей точке Хибинского горного массива // Изв. Всес. геогр. о-ва. Т. 75. Вып. 5. С. 37-42. (Приведено описание маршрута А.Е. Ферсмана, предложено назвать вершину его именем).
404. Токарев А.Д., Каменев Е.А. Первая поездка А.Е. Ферсмана на Кольский п-ов в 1920 г. Тр. VII Всерос. Ферсмановской научн. сессии, посв. 80-летию КНЦ РАН (Апатиты, 2-5 мая 2010 г.) и Областной конф., посв. 75-летию Историко-краеведческого музея г. Кировска (Кировск, 22-23 апр. 2010 г.). Апатиты: Изд-во K & M, 2010. С. 220-222.
405. Александр Евгеньевич Ферсман (1883-1945) – блестящий популяризатор науки // Энциклопедия для детей. Т. 4. Геология. С.Т. Исмаилова (сост.). М., 1995. С. 614-618.
406. Тугаринов А.И. Интересная и полезная книга // Вестник АН СССР. 1975. № 8. С. 134-135. (Рец. на книгу, посв. памяти А.Е. Ферсмана: Проблемы минерального сырья. М.: Наука, 1975. 344 с.).
407. Тугаринов А.И. Юбилейные заседания, посв. столетию со дня рожд. акад. А.Е. Ферсмана // Вопросы ИИЕТ. 1984. № 1. С. 148-150.
408. Туркменская ССР. Озокеритовые разработки на о. Челекене. Месторождения гипса около Красноводска. Автопробег Ашхабад – Хива – Чарджуй // Осведомительный бюллетень АН СССР. Комиссия экспедиционных исследований. 1929. № 15(76). С. 115-117. (О поездке учёных во главе с А.Е. Ферсманом).
409. Указ Президиума Верховного совета СССР о награждении орденом Трудового Красного Знамени акад. А.Е. Ферсмана // Природа. 1943. № 6. С. 87.
410. Уклонский А.С. Живой и нерукотворный памятник учёному // Александр Евгеньевич Ферсман (1883-1945). Жизнь и деятельность. М.: Наука, 1965. С. 312-317.
411. Уралов П. В стенах Академии наук СССР (встреча акад. А.Е. Ферсмана со школьниками, организованная Домом внешкольной работы МООНО) // Методический бюллетень МООНО. 1938. № 3. С. 50-52.
412. Урусов В.С. А.Е. Ферсман и энергетическая кристаллохимия минералов // Минер. журнал. 1983. № 5. С. 15-20.
413. Урусов В.С. Современные пути развития геоэнергетической теории А.Е. Ферсмана // Развитие минералогии и геохимии, их связь с учением о полезных ископаемых. М., 1983. С. 20-34.
414. Успенская Н.В. Пятнадцать писем о «Природе» // Природа. 2007. № 1. С. 5-13. (Письма Н.К. Кольцова А.Е. Ферсману).
415. Успенская Н.В. Ферсман и «Природа» // Природа. 2008. № 10. С. 93.
416. Федорович Б.А. Горячий сердцем искатель камня // Глобус. Геогр. ежегодник для детей. Л.: Детская литература, 1971. С. 425-430.
417. Фёдорович Б.А. Талант предвидения и претворения в творчестве акад. А.Е. Ферсмана // Редкие элементы. Сырьё и экономика. 1976. Вып. 11. С. 62-67.
418. Ферсман Александр Евгеньевич (фонд 544) // Тр. Архива АН СССР. 1959. Вып. 16. Обзор архивных материалов. Л.: Наука, 1959. С. 68.
419. Ферсман Александр Евгеньевич // Глобус. Геогр. ежегодник для детей. М., Л.: Детиздат ЦК ВЛКСМ, 1938. С. 235.
420. Ферсман Александр Евгеньевич // Лауреаты Сталинской премии в области науки. Л.: Изд-во ЛГУ, 1949. С. 77.
421. Ферсман Александр Евгеньевич. Энциклопедический словарь Русского библиогр. ин-та. Т.4. М.: Гранат, 1925. Стлб. 253.
422. Ферсмановские чтения 2-е // Вестник АН СССР. 1961. № 2. С. 124.
423. Ферсмановские чтения 3-е // Вестник АН СССР. 1966. № 3. С. 105.

424. Ферсмановские чтения 5-е // Вестник АН СССР. 1965. № 2. С. 135-136.
425. Ферсмановские чтения 7-е // Вестник АН СССР. 1969. № 2. С. 115.
426. Ферсмановские чтения 8-е // Вестник АН СССР. 1968. № 2. С. 108-109.
427. Ферсмановские чтения 9-е // Вестник АН СССР. 1969. № 3. С. 138.
428. Ферсмановские чтения 10-е // Вестник АН СССР. 1970. С. 119-121.
429. Ферсмановские чтения 11-е // Вестник АН СССР. 1971. С. 100-101.
430. Ферсмановские чтения 12-е // Вестник АН СССР. 1972. № 4. С. 100-101.
431. Ферсмановские чтения 13-е // Вестник АН СССР. 1973. № 4. С. 111-112.
432. Ферсмановские чтения 13-е // Природа. 1973. № 4. С. 117.
433. Ферсмановские чтения 15-е // Вестник АН СССР. 1974. № 7. С. 112.
434. Ферсмановские чтения 16-е // Вестник АН СССР. 1976. № 5. С. 116-118.
435. Ферсмановские чтения 17-е // Вестник АН СССР. 1977. № 5. С. 107-109.
436. Ферсмановские чтения. Тез. Межд. научн. конф., посв. 125-летию со дня рожд. акад. А.Е. Ферсмана. Москва, 10-12 нояб. 2008 г. М., 2008. 96 с.
437. Фивег М.П. А.Е. Ферсман в начале освоения Хибин. 1928 и 1929 гг. // Проблемы минер. сырья и редких элементов. Редкие элементы. Сырье и экономика. 1976. Вып. 11. С. 68-71.
438. Философские основы и некоторые черты научного творчества акад. А.Е. Ферсмана // Наука и научное творчество. Ростов: Изд-во Ростовского ун-та. С. 100-110.
439. Финн Э. Как создавалась «Занимательная геохимия». К 10-летию со дня смерти акад. А.Е. Ферсмана // Знание – сила. 1955. № 6. С. 29-30.
440. Финн Э. Певец камня // В мире книг. 1973. № 6. С. 70-72.
441. Финн Э. Человек, который заставил говорить камни // Знание – сила. 1958. № 11. С. 20.
442. Финн Э.А. Глашатай уральского завтра // Александр Евгеньевич Ферсман (1883-1945). Жизнь и деятельность. М.: Наука, 1965. С. 355-361.
443. Флоровская В.Н. Кольские встречи // Тиетта. 2009. № 3(9). С. 62-68. (О встречах с А.Е. Ферсманом и П.Н. Чирвинским).
444. Фрицман Э. Областная химическая конференция // Ж-л прикладной химии. 1932. Т. 2. С. 288-291. (Доклад А.Е. Ферсмана, где утверждается, что Ленинградская обл. имеет всё необходимое для хим. промышленности ископаемое сырьё).
445. Фролова Г. Учёный, популяризатор науки // Наука и религия. 1973. № 12. С. 86-87.
446. Хайрутдинов Д.Х. Встреча на «Верблюжке» // Александр Евгеньевич Ферсман (1883-1945). Жизнь и деятельность. М.: Наука, 1965. С. 366-367.
447. Халезова Е.Б. Люди там жили: «Тиетта» глазами её обитателей // Тр. VI Всерос. Ферсмановской научн. сессии. Апатиты, 18-19 мая 2009 г. Апатиты: Изд-во K & M, 2009. С. 78-87. (Воспоминания о детстве в «Тиетте» и А.Е. Ферсмане).
448. Цвета природы (в архиве А.Е. Ферсмана) // Природа. 1969. № 1. С. 95-101.
449. Цинзерлинг Е.В. Ферсман, каким я его знала // Природа. 1967. № 8. С. 99-103.
450. Цюрупа А.И. Практическая классификация ювелирных и поделочных материалов // Драгоценные и цветные камни как полезное ископаемое. М.: Наука, 1973. (Критикуется классификация А.Е. Ферсмана, опирающаяся на традицию ручной обработки сырья и предлагается новая, основанная на требованиях массового производства).
451. Чермок М. Эхо первых шагов // Техника – молодёжи. 1967. № 11. С. 21-28. (О Кольской эпопее А.Е. Ферсмана).
452. Четвериков С. Акад. А.Е. Ферсман. Новые центры новой науки // Хочу всё знать. 1925. № 3. С. 498. (рец.).
453. Что читать. «Занимательная минералогия» акад. А.Е. Ферсмана // Знание – сила. 1928. № 8. С. 239.
454. Чухров Ф.В. Акад. А.Е. Ферсман – руководитель Комиссии по геол.-геогр. обслуживанию Красной Армии // Развитие минералогии и геохимии, их связь с учением о полезных ископаемых. М., 1983. С. 280-281.
455. Чухров Ф.В. Он был великим минералогом // Александр Евгеньевич Ферсман (1883-1945). Жизнь и деятельность. М.: Наука, 1965. С. 43-51.
456. Чухров Ф.В., Петровская Н.В. Развитие идей А.Е. Ферсмана в современной минералогии и геохимии // Развитие минералогии и геохимии, их связь с учением о полезных ископаемых. М., 1983. С. 5-19.
457. Шакинко И. Смарагд гор рифейских // Урал. 1974. № 9. С. 121-126. (Новые данные об изумруде Каковина, описанном А.Е. Ферсманом в книге «Воспоминания о камне»).
458. Шафрановский И.И. А.Е. Ферсман – предшественник современной минералогической кристаллографии // Минер. журнал. 1983. № 5. С. 52-61.

459. Шафрановский И.И. Два отзыва Александра Евгеньевича Ферсмана // Проблемы минер. сырья. Памяти А.Е. Ферсмана. М.: Наука, 1975. С. 321-324.
460. Шафрановский И.И. Его лекции незабываемы // Александр Евгеньевич Ферсман (1883-1945). Жизнь и деятельность. М.: Наука, 1965. С. 210-214.
461. Шафрановский И.И. Замечательный вклад в кристаллографию // Александр Евгеньевич Ферсман (1883-1945). Жизнь и деятельность. М.: Наука, 1965. С. 52-66.
462. Шафрановский И.И. Как нас учил академик Ферсман // Юный техник. 1964. № 10. С. 46-47. См. также // Тиетта. 2014. № 4(30). С. 1-2.
463. Шафрановский И.И. Кристалломорфология минералов в ранних работах А.Е. Ферсмана. К 80-летию со дня рожд. // Зап. ВМО. 1964. № 3. С. 335-338.
464. Шафрановский И.И., Раскин Н.М. А.Е. Ферсман – историк естествознания // Редкие элементы. Сырьё и экономика. 1976. Вып. 11. С. 72-79.
465. Шемякин Ф.М. Менделеевские чтения акад. А.Е. Ферсмана. Распределение химических элементов и периодическая система Менделеева // Природа. 1937. № 7. С. 114-115.
466. Шефталь Н.Н. Мечты и действительность (синтез кристаллов) // Развитие минералогии, геохимии и учения о полезных ископаемых. К 100-летию со дня рожд. акад. А.Е. Ферсмана. М.: Наука, 1983. С. 34-40. (А.Е. Ферсман по поводу искусственного выращивания кристаллов).
467. Шефталь Н.Н. Плодотворные заветы // Александр Евгеньевич Ферсман (1883-1945). Жизнь и деятельность. М.: Наука, 1965. С. 191-195.
468. Шкурко А.С. Акад. Ферсману от английских коллег // Наука и жизнь. 1974. № 12. С. 20.
469. Шмакенков И.В. Роль акад. А.Е. Ферсмана в организации и развитии ВИМСа // Проблемы минер. сырья. Памяти А.Е. Ферсмана. М.: Наука, 1975. С. 325-332.
470. Шпаченко А.К. А.Е. Ферсман в фалеристике и филателии // Тиетта. 2014. № 4(26). С. 93-96.
471. Шпаченко А.К. Они были первыми… О составе 1-й Хибинской экспедиции А.Е. Ферсмана // Тиетта. 2008. № 2. С. 11-16.
472. Шпаченко А.К. Они были первыми… О составе первых Хибинских экспедиций А.Е. Ферсмана // Петрология и минералогия Кольского региона. Тр. V Всерос. (с межд. участием) Ферсмановской научн. сессии, посв. 90-летию со дня рожд. д.г.-м.н. Е.К. Козлова. Апатиты, 14-16 апр. 2008 г. Апатиты: Изд-во K & M, 2008. С. 76-81.
473. Шпаченко А.К., Макарова Е.И . О сотрудницах А.Е. Ферсмана в его первых экспедициях на Кольский п-ов // Ферсмановские чтения. Тез. Межд. научн. конф, посв. 125-летию со дня рожд. акад. А.Е. Ферсмана. Москва, 10-12 нояб. 2008 г. М., 2008. С. 77-79.
474. Шпаченко А.К.. Елена Павловна Кесслер – одна из помощниц А.Е. Ферсмана в Хибинских экспедициях // Тиетта. 2008. № 2. С. 19-20.
475. Шпицер (Перовский). Создатель «Занимательной минералогии» // Александр Евгеньевич Ферсман (1883-1945). Жизнь и деятельность. М.: Наука, 1965. С. 388-391.
476. Шталь Е.Н. Литературный атлас Хибин. Ферсман Александр Евгеньевич // Тиетта. 2014. № 4(26). С. 57-65.
477. Шталь Е.Н. Путеводители по Кольскому п-ову // Тиетта. 2014. № 4(30). С. 58-60.
478. Шубников А.В. Образ А.Е. Ферсмана по личным впечатлениям // Шубников А.В. Избр. тр. по кристаллографии. С. 519-522. (См. также: с. 16, 18, 31, 32, 35, 206, 447, 496, 541, 546).
479. Шубников А.В. Штрихи большой жизни // Александр Евгеньевич Ферсман (1883-1945). Жизнь и деятельность. М.: Наука, 1965. С. 115-123.
480. Шубникова О.М. Громадное наследие А.Е. Ферсмана // Редкие элементы. Сырьё и экономика. 1976. Вып. 11. С. 80-81.
481. Щербаков Д.И. Александр Евгеньевич Ферсман. Краткий биографический очерк // Александр Евгеньевич Ферсман (1883-1945). Жизнь и деятельность. М.: Наука, 1965. С. 9-29.
482. Щербаков Д.И. Горнорудная жемчужина // Природа. 1966. № 11. С. 32-41. (О роли А.Е. Ферсмана в изучении полезных ископаемых Ср. Азии).
483. Щербаков Д.И. Неутомимый путешественник и географ // Александр Евгеньевич Ферсман (1883-1945). Жизнь и деятельность. М.: Наука, 1965. С. 84-93.
484. Щербаков Д.И. Предисловие к первому изданию // Ферсман А.Е. Очерки по минералогии и геохимии. М. Наука, 1977. С. 3-4.
485. Щербаков Д.И. Советская минералогия на службе народного хозяйства. К 10-летию со дня смерти А.Е. Ферсмана // Природа. 1955. № 5. С. 27-37.
486. Щербаков Д.И. Технологическое направление работ А.Е. Ферсмана // Вестник АН СССР. 1953. № 7. С. 103-104. (Реферат доклада на заседании, посв. памяти А.Е. Ферсмана).

487. Щербаков Д.И. Экспедиция на серные бугры в пустыне Кара-Кумы // Природа. 1926. № 7/8. Стлб. 73-79. (Рассказ о совместной поездке с А.Е. Ферсманом).
488. Щербакова В.Д. Поездка в Забайкалье // Александр Евгеньевич Ферсман (1883-1945). Жизнь и деятельность. М.: Наука ,1965. С. 347-351.
489. Щербина В. Воспоминания о Ферсмане // Наука и жизнь. 1966. № 8. С. 14-20.
490. Щербина В. Интересы А.Е. Ферсмана в области космохимии и планетарной геологии // Земля и Вселенная. 1977. № 3. С. 45-48.
491. Щербина В. К 80-летию со дня рожд. акад. А.Е. Ферсмана // Геохимия. 1963. № 12. С. 1157-1158.
492. Щербина В.В. Воспоминания об А.Е. Ферсмане // Наука и жизнь. 1966. № 8. С. 14-20.
493. Щербина В.В. К 90-летию со дня рожд. акад. А.Е. Ферсмана // Геохимия. 1974. № 11. С. 1744-1745.
494. Щербина В.В. Предисловие к книге А.Е. Ферсмана «Занимательная минералогия» на латышском яз. 1959. С. 5-11.
495. Щербина В.В. Учёный-романтик и практик-организатор // Проблемы минер. сырья. Памяти А.Е. Ферсмана. М.: Наука, 1975. С. 332-335.
496. Щербина В.В. Ферсман в жизни // Александр Евгеньевич Ферсман (1883-1945). Жизнь и деятельность. М.: Наука, 1965. С. 157-174.
497. Щипцов В.В. А.Е. Ферсман и Карелия // Тр. VII Всерос. Ферсмановской научн. сессии, посв. 80-летию КНЦ РАН (Апатиты, 2-5 мая 2010 г.) и Областной конф., посв. 75-летию Историко-краеведческого музея г. Кировска (Кировск, 22-23 апр. 2010 г.). Апатиты: Изд-во К & М, 2010. С. 247-250.
498. Щукарев С.А. Поэт, труженик, борец и мыслитель // Проблемы минер. сырья. Памяти А.Е. Ферсмана. М.: Наука, 1975. С. 335-338.
499. Эбанеидзе Н.Е. О художественной форме научно-популярного сообщения. Из наследия А.Е. Ферсмана // Вопросы теории и истории журналистики. Т. III. Тбилиси: Изд-во Тбилисского ун-та, 1974.
500. Эйхфельд И.Г. Встречи, впечатления // Александр Евгеньевич Ферсман (1883-1945). Жизнь и деятельность. М.: Наука, 1965. С. 153-157.
501. Экспедиции, путешествия, командировки и пр. // Ежегодник по геологии и минералогии России. Т. XIII. Вып. 3. С. 252-253. (Об экспедиции А.Е. Ферсмана на Урал).
502. Эпштейн С. Энтузиаст живого слова // Наука и жизнь. 1980. № 7. С. 39.
503. Эрлер Клаус. Ферсман в Берлине // Научные связи Германии и России по изучению Ильменских гор. Миасс, 2002. С. 84-86.
504. Юницкая Р. День за днём // Наука и жизнь. 1976. № 4. С. 14. (Воспоминания А.Е Ферсмана о Ленине).
505. Юргенсон Г.А. А.Е. Ферсман и проблема тенхногенеза // Ферсмановские чтения. Тез. Межд. научн. конф., посв. 125-летию со дня рожд. акад. А.Е. Ферсмана. Москва, 10-12 нояб. 2008 г. М., 2008. С. 80-82.
506. Юргенсон Г.А. Ферсман Александр Евгеньевич (1883-1945) // Энциклопедия Забайкалья. Читинская обл. Т. IV: С – Я. Р.Ф. Гениатулин (ред.). Новосибирск, 2006. С. 222.
507. Юргенсон Г.А. Ферсман Александр Евгеньевич // Малая энциклопедия Забайкалья. Наука и образование. Ч. 2: Н – Я. Р.Ф. Гениатулин (ред.). Новосибирск, 2011. С. 339.
508. Юрк Ю.Ю. Встречи с А.Е. Ферсманом // Проблемы минер. сырья. Памяти А.Е. Ферсмана. М.: Наука, 1975. С. 338-340.
509. Юсупова К.Я. Публицистическое творчество А.Е. Ферсмана // Зап. Узбек. отд. ВМО. 1983. № 36. С. 9-11.
510. Юсупова С.М. Весь в движении // Александр Евгеньевич Ферсман (1883-1945). Жизнь и деятельность. М.: Наука, 1965. С. 340-344.
511. Юшкин Н.П. Топоминералогические исследования А.Е. Ферсмана и создание основ научной топоминералогии // Минер. журнал. 1983. № 5. С. 27-34.
512. Юшкин Н.П. Экспедиция А.Е. Ферсмана в Коми АССР – важнейшая веха в развитии минерал. исследований на Европейском Севере // Тр. Ин-та геологии Коми фил. АН СССР. 1984. Вып. 45. С. 3-9.
513. Яковлев В.П. Социология науки в свете идей В.И. Вернадского и А.Е. Ферсмана о геохимической роли человека // Проблемы истории геол. наук. М.: Наука, 1968. С. 125-133.
514. Яншин А.Л. Александр Евгеньевич Ферсман. К 100-летию со дня рожд. // Природа. 1983. № 10. С. 76-77.
515. Яншин А.Л. На службе обороны // Природа. 1983. № 10. С. 98-99.
516. Яншин А.Л. Послесловие ко 2-му изданию // Ферсман А.Е. Очерки по минералогии и геохимии. М.: Наука, 1977. С. 189-191.
517. Aleksandr Evgen'evič Fersman (1883-1945) Zum 100 Geburtstag des Klaasikers der Geochemie // Fundruble. 1983. Bd 19. N 4. S. 98-101.

518. Aleksandr Evgen'evič Fersman in Berlin // Z. Geol. Wiss. 1985. Bd13. N 6. S. 751-757.
519. Aleksandr Evgen'evič Fersman. Obituary // Discovery, Norvich. 1945. V. 6. N 6.
520. Fersman A.E. // Lessciconecs naturale. In URSS deputs 25 ans. Paris. France – URSS. 1944. 41 p.
521. Fersman A.E. El Tresor de diamants de la URSS // Ciĕnica Revista Catalana de ciĕntia y tecnologia. Any 11 num. 19 Octobre Espagne. Valence, Barcelona.
522. Hammer G. Aleksandr Evgen'evič Fersman als Mineraloge // Z. Geol. Wiss. 1985. Bd13. N 6. S. 741-750.
523. Lebedev W.I. Die geoenergetische Teorie A.E. Fersmans und ihre Entwickiung in einem Viereliahrhundert // Freiberger Forschungsch. 1960. N 79. S. 172-189.
524. Prof. A.E. Fersman Wollaston medalist // Miner. J. 1944. V. 222. N 5662. P. 124.
525. Štšerbakov D.I. A.E. Fersman tema matkad // Tallin: Estgosizdat, 1953. 203 p.

Издания, содержащие сведения об А.Е. Ферсмане

1. Академия наук СССР за 20 лет // Вестник АН СССР. 1937. № 10/11. С. 7-24. (Об А.Е. Ферсмане: с. 15-18).
2. Анов Н.И. Полуостров сокровищ. Алма-Ата: Жазушы, 1965. 206 с.
3. Байкова В.М. Химия после уроков. В помощь школе. Петрозаводск: Карелия, 1974. 175 с. (Об А.Е. Ферсмане: с. 10, 14, 16, 25, 35, 42, 56, 61, 67, 76, 110, 113, 116, 117, 122, 123, 125, 128, 129, 162).
4. Байкова В.М. Экскурсии по химии на природу // Петрозаводск: Карелия, 1979 г. (Об А.Е. Ферсмане: с. 18, 58, 66-68, 76, 82).
5. Баландин Р.К. Вернадский: жизнь, мысль, бессмертие. М.: Знание, 1979. 205 с. (Об А.Е. Ферсмане: с. 5, 27, 28, 59, 62, 81, 87, 109, 111, 170, 175).
6. Барсанов Г.П. Два юбилея минералогической науки // Вестник АН СССР. 1967. № 9. С. 109-111. (О 150-летии Минерал. об-ва и 250-летии Минерал. музея АН СССР. Об А.Е. Ферсмане: с. 110).
7. Бублейников Ф. Хибинский апатит // Бублейников Ф. История открытий ископаемых богатств нашей страны. М.: Географгиз., 1948. С. 229-239. (О роли А.Е. Ферсмана в истории открытия и освоения месторождения апатита).
8. Буссен И.В. К истории освоения Ловозёрского щелочного массива // Тр. VI Всерос. (с межд. участием) Ферсмановской научн. сессии. Апатиты, 18-19 мая 2009 г. Апатиты: Изд-во К & М, 2009. С. 22-30.
9. Войтеховскитй Ю.Л., Дубягин В.П. Начало освоения Мончегорского рудного р-на // Тиетта. 2013. № 1(23). С. 36-44.
10. Войтеховский Ю.Л., Красоткин И.С. Дома, не ставшие музеями // Тиетта. 2013. № 4(26). С. 85-87.
11. Развитие минералогии и геохимии их связь с учением о полезных ископаемых. М.: Наука, 1983. 282 с.
12. Богоявленский Г.П. Детская географическая литература. Обзор изданий 1949-1950 гг. // География в школе. 1951. № 1. С. 76-79. (О книге: А.Е. Ферсман. Занимательная геохимия. Химия Земли. М.-Л.: Детгиз, 1950. 312 с.)
13. Бонштедт З.Н., Борнеман-Старынкевич И.Д., Влодавец В.И., Воробьёва О.А., Герасимовский В.И., Гуткова Н.Н., Каган Е.И., Костылёва Е.Е., Куплетский Б.М., Лабунцов А.Н., Чирвинский П.Н. Месторождения Хибинских и Ловозёрских тундр. М.-Л.: Изд-во АН СССР, 1937. 563 с.
14. Боруцкий Б.Е., Агеева О.А. Ключи к сокровенным тайнам Хибин // Ферсмановские чтения. Тез. Межд. научн. конф., посв. 125-летию со дня рожд. акад. А.Е. Ферсмана. Москва, 10-12 нояб. 2008 г. М., 2008. С. 7-12.
15. Бурый К.И. Переписка со школьниками как средство организации наглядности преподавания (из опыта работы) // В помощь учителю. Сб. метод. статей. Вып. 3. Ин-т усовершенствования учителей Кабардино-Балкарской АССР. Нальчик, 1946. С. 114-120.
16. Буссен И.В. К истории освоения Ловозёрского щелочного массива // Тр. VI Всерос. (с межд. участием) Ферсмановской научн. сессии. Апатиты, 18-19 мая 2009 г. Апатиты: Изд-во К & М, 2009. С. 22-23.
17. Важнейшие даты и события из истории хим. промышленности 1920-х гг. // Хим. промышленность. 1967. № 4. С. 243. (О работе Комиссии по освоению Хибин).
18. Вернадский В.И. Водное равновесие земной коры и химические элементы // Природа. 1933. № 8/9. С. 22-27. (Об А.Е. Ферсмане: с. 24-27).
19. Вернадский В.И. Дневники 1917-1921 гг. Окт. 1917 – янв. 1920. Киев: Наук. думка, 1994. 272 с.
20. Вернадский В.И. Дневники 1917-1921 гг. Янв. 1920 – март 1921. Киев: Наук. думка, 1997. 328 с.
21. Вернадский В.И. Дневники 1921-1925 гг. М.: Наука, 1998. 214 с.
22. Вернадский В.И. Дневники 1926-1934. М.: Наука, 2001. 456 с.
23. Вернадский В.И. Дневники 1935-1941. Кн. 1. 1935-1938. М.: Наука, 2006. 444 с.
24. Вернадский В.И. Дневники 1935-1941. Кн. 2. 1939-1941. М.: Наука, 2006. 296 с.

25. Вернадский В.И. Дневники 1941-1943. М.: Наука, 2010. 540 с.
26. Войтеховский Ю.Л. Обзор событий // Тиетта 2014. № 2(28). С. 50-57. С. 24. (О XX молодёжной научн. школе в Ин-те минералогии УрО РАН, Ильменский гос. заповедник. Фото мемориальной доски, посв. А.Е. Ферсману и Н.М. Федоровскому).
27. Войтеховский Ю.Л. Обзор событий // Тиетта. 2014. № 1(27). С. 20-50. (С. 26: о заседании КО РМО с докладом А.К. Шпаченко «А.Е. Ферсман в фалеристике и филателии»; с. 34: о презентации в б-ке им. Л.А. Гладиной г. Апатиты журнала «Тиетта» № 26, посв. А.Е. Ферсману).
28. Войтеховский Ю.Л. Обзор событий // Тиетта. 2014. № 4(30). С. 7-23. (С. 7: сообщение «Обсуждены новые проекты памятника акад. А.Е. Ферсману, подготовленные А.А. Неверовой»; с. 14: в г. Кировск прибыли В.Г. Ферсман с супругой и скульптор А.А. Неверова сновым проектом памятника А.Е. Ферсману).
29. Войтеховскитй Ю.Л., Дубягин. Начало освоения Мончегорского рудного р-на // Тиетта. 2013. № 1(23). С. 36-44.
30. Вольфсон Ф.И. Интересная и полезная книга // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1976. № 8. С. 134-135. (Рец. на: Проблемы минерального сырья. Памяти А.Е. Ферсмана. М.: Наука, 1975. 343 с.).
31. Вольфсон А.Ф. К вопросу о зональности эндогенного оруденения как динамическом и статистическом законе природы // Проблемы минер. сырья и редких элементов. Редкие элементы: сырьё и экономика. 1976. Вып. 11. С. 100-110. (Об А.Е. Ферсмане: с. 100 и 110).
32. Геологические исследования в Хибинах // Кировск в документах и фактах. 1920-1945. Кировск, 2006. С. 13-24. (Отрывки из работ А.Е. Ферсмана на с. 14, 19, 21-22; упоминания о нём на с. 15-16, 22-23, 83, 85).
33. Грин М.Ф. Посмотрите на карту СССР. Неиссякаемые богатства земных недр // Природа. 1964. № 7. С. 2-13. (Об А.Е. Ферсмане: с. 8).
34. Гроденский Б. По Ильменскому заповеднику. М.-Л.: Детгиз, 1951. (Об А.Е. Ферсмане: с. 56, 66-67, 69, 72-73, 76-77, 92-93, 96, 98, 129).
35. Гроденский Г.П. Единственный в мире. М.-Л.: ОНТИ, 1934. 78 с. (Про Ильменский минерал. заповедник. Об А.Е. Ферсмане: с. 31, 42, 55, 59-61, 75-76).
36. Громов Л.В., Данильянц С.А. Названные именем геолога. М.: Недра, 1982. 112 с.
37. Гумилевский Л. Вернадский. М.: Мол. Гвардия, 1961. (Об А.Е. Ферсмане: с. 82-84, 97, 129, 166, 169, 183-184, 197, 244, 258, 263, 272).
38. Давиденко И.В. Люди изучают Землю. Мурманск: Кн. изд-во, 1977. 224 с. (Об А.Е. Ферсмане: с. 5, 32, 37 71, 73, 76,78, 83-84, 103, 148, 162, 184, 200, 209).
39. Драгоценные и цветные камни как полезное ископаемое. М.: Наука, 1973. (Об А.Е. Ферсмане: с. 5-8, 17-19, 28, 36-37, 55, 62, 64-65, 67, 69, 72, 74, 79, 95, 110, 141, 143, 145, 151-152, 165-166, 186, 200-201, 210, 212-213, 219).
40. Дудкин О.Б. Биография щедрого камня: хибинские апатиты. Мурманск: Кн. изд-во, 1965. 43 с. (Об А.Е. Ферсмане: с. 5, 13-18, 22).
41. Дудкин О.Б. Выбор пути и его итоги // I Полярная конф. по вопросам комплексного использования Хибинской апатито-нефелиновой породы. г. Хибиногорск, 9-12 апр. 1932 г. Апатиты: Изд-во КНЦ РАН, 2009. (О решающей роли А.Е. Ферсмана в организации конференции).
42. Дудкин О.Б. Ирина Дмитриевна Борнеман-Старынкевич (1890-1988) // Тиетта. 2008. № 2. С. 21-22. (О сотруднице А.Е. Ферсмана).
43. Дудкин О.Б. Ирина Дмитриевна Борнеман-Старынкевич // Петрология и минералогия Кольского региона. Тр. V Всерос. (с межд. участием) Ферсмановской научн. сессии, посв. 90-летию со дня рожд. д.г.-м.н. Е.К. Козлова, Апатиты, 14-16 апр. 2008 г. Апатиты: Изд-во К & М, 2008. С. 37. (Об А.Е. Ферсмане, две групповых фотографии с ним).
44. Дюжилов С.А. «Золотые звёздочки» в истории Хибин: об истории апатитового дела // Тр. VI Всерос. (с межд. участием) Ферсмановской научн. сессии. Апатиты, 18-19 мая 2009 г. Апатиты: Изд-во К & М, 2009. С. 52-56.
45. Зап. Узбек. отд. ВМО. Вып. 28. Ташкент: Изд-во ФАН УзбССР, 1975. (На с. 3: «Посвящается светлой памяти акад. А.Е. Ферсмана. Ссылки на его труды: с. 2-7, 11-18, 21-24, 28, 29, 42, 44, 55, 57, 68-69, 72, 75, 90, 98, 118, 122, 127, 175, 190, 202, 231, 234, 237, 242-244).
46. Иванов В.В., Трохачёв П.А. К истории исследований по созданию минерально-сырьевой базы редких элементов // Редкие элементы: сырьё и экономика. 1968. № 1. С. 6-10. (Об А.Е. Ферсмане: с. 6, 9-10).
47. Ильменский заповедник. Челябинск: Ю.-Уральское кн. изд-во, 1975. 175 с. (Об А.Е. Ферсмане: с. 5-9, 11, 38, 56, 57).

48. История Туркменской ССР. Т. II. 1917-1954. Ин-т истории, археологии и этнографии. Ашхабад, 1954. 737 с. (Об А.Е. Ферсмане: с. 300-302).
49. Каменев Е.А. История открытия Хибинских месторождений // Тр. VI Всерос. (с межд. участием) Ферсмановской научн. сессии. Апатиты, 18-19 мая 2009 г. Апатиты: Изд-во К & М, 2009. С. 58-62.
50. Каменев Е.А. История создания «Тиетты» по архивным материалам // Тиетта. 2010. № 2(12). С. 54-60.
51. Капустинский А.Ф. Очерки по истории неорганической и физической химии в России. М.: Изд-во АН СССР, 1949. 167 с. (Об А.Е. Ферсмане: с. 70-71, 98, 143, 146, 149).
52. Каракалпакия. Тр. I конф. по изучению производительных сил Каракалпакской АССР. Т. I. 1934. 248 с. (Об А.Е. Ферсмане: с. 1, 48, 57, 123, 126, 237, 246-247).
53. Карандеева В.В. Минерал. кружок при Минерал. кабинете Московского ун-та // Ежегодник по геологии и минералогии России. Т. XVI. Вып. 1. 1915. С. 26-30. (Об А.Е. Ферсмане: с. 27-29, на с. 29 – список его докладов).
54. Кирясов В. На земле Ферсмана // Север. 1984. № 1. С. 88-89.
55. Киселёв М.А. История родного края (Мурмансая обл.). Ч. II. 1917-1975. Уч. пособие для 8-10 кл. средней школы. Мурманск, 1976. 188 с. (Об А.Е. Ферсмане: с. 51, 55, 57, 67-71).
56. Кольская база АН СССР. 1930-1934 // Кольский научный центр. Летопись. 1930-2010. Апатиты: Изд-во КНЦ РАН, 2011. С. 40-75.
57. Кольцов А.В. Первые филиалы и базы Академии наук СССР // Природа. 1972. № 10. С. 2-8. (Об А.Е. Ферсмане: с. 3, 5, 7).
58. Кольцов А.В. В.И. Ленин и Академия наук // Природа. 1974. № 4. С. 3-13. (Об А.Е. Ферсмане: с. 6-8, 11-12).
59. Кошечкин Б.И. Хибинское племя // Тундра, хранящая след. Очерки об исследователях Кольского п-ова. Мурманск: Кн. изд-во, 1979. С. 114-138.
60. Кондратович И. Как был найден хибинский апатит // Север. 1973. № 8. С. 108-109.
61. Красоткин И.С., Шпаченко А.К., Войтеховский Ю.Л. Краткая история хибинского титанита // Тр. VI Всерос. (с межд. участием) Ферсмановской научн. сессии. Апатиты, 18-19 мая 2009 г. Апатиты: Изд-во К & М, 2009. С. 63-65.
62. Крыжановский В.И. Новые исследования на Кольском п-ове // Красная нива. 1923. № 13. С. 25-26.
63. Крым. Путеводитель для участников XXIII Межд. геогр. конгресса. М., 1976. (Об А.Е. Ферсмане: с. 7, 12, 41, 46, 75, 80-81).
64. Куплетский Б.М. Кольская экспедиция // Экспедиции Всес. академии наук 1931 г. Л.: Изд-во АН СССР, 1932. С. 27-334. (Об А.Е. Ферсмане: с. 329-334).
65. Левитин К., Меламед А. Тиетта //Вокруг света. 1963. № 3. С. 1-5.
66. Лоскутов М.П. 13-й караван. Записки о пустыне Кара-Кум. М.: Мол. гвардия, 1933. 191 с. (Об А.Е. Ферсмане: с. 5, 7, 21, 64-68, 95, 118, 138). Изд. 2. М.: Детгиз, 1957. 220 с. (С предисловием К. Паустовского. Об А.Е. Ферсмане: с. 12-13, 24, 42-46, 77, 80, 98, 112-113). Изд. 3. М.: Изд-во детская лит-ра, 1971. (Об А.Е. Ферсмане: с. 9-10, 20, 30, 38, 62, 77).
67. Макарова Е.И. История Кольского севера по архивным документам // Тиетта. 2009. № 4(10). С. 62-63. (О книге: А.М. Оранжиреева. «Работа Академии наук СССР и соц. строительство на Кольском п-ове»).
68. Макарова Е.И. История Кольского научного центра в документах // Минералогия во всём пространстве сего слова. Тр. II Ферсмановской научн. сессии КО ВМО, посв. 100-летию со дня рожд. В. Рамзая. Апатиты, 18-19 апр. 2005 г. Апатиты: Изд-во К & М, 2005. С. 18-20.
69. Макарова Е.И. История Кольской базы АН СССР 1930-х гг. по архивным документам // Тиетта. 2009. № 1(7). С. 15-17. (Об А.Е. Ферсмане: с. 15).
70. Макарова Е.И. Антонина Михайловна Оранжиреева (1897-1960) // Тиетта. 2008. № 2(2). С. 16-17. (О сотруднице А.Е. Ферсмана).
71. Макарова Е.И. От Тиетты – к Кольской базе АН СССР // Тр. III Ферсмановской научн. сессии, посв. 50-летию КО РМО. Апатиты, 27-28 апр. 2006 г. Апатиты: Изд-во К & М, 2006. С. 27-30.
72. Макарова Е.И., Шпаченко А.К. Феи деревянного дворца // Петрология и минералогия Кольского региона. Тр. V Всерос. (с межд. участием) Ферсмановской научн. сессии, посв. 90-летию со дня рожде. д.г.-м.н. Е.К. Козлова. Апатиты, 14-16 апр. 2008 г. Апатиты: Изд-во К & М, 2008. С. 54-59. (О сотрудницах А.Е. Ферсмана).
73. Математика и естествознание в СССР. Очерки развития математических и естественных наук за 20 лет. М.-Л.: Изд-во АН СССР, 1938. 1006 с. (Об А.Е. Ферсмане: с. 795-796, 837, 842-847, 861, 863-864, 866).
74. Мочалов И.И. В.И. Вернадский – человек и мыслитель. М.: Наука, 1970. 175 с. (Об А.Е. Ферсмане: с. 5, 22-23, 36-39, 41, 51, 53, 79, 101-102, 173-174).

75. Овчинников Л.Н. Современное состояние прикладной геохимии // Развитие минералогии, геохимии и учения о полезных ископаемых. К 100-летию со дня рожд. акад. А.Е. Ферсмана. М.: Наука, 1983. С. 131-151.
76. Олиянчук В., Расторчук М. Чудо-пустыня // «Неделя», прил. к газете «Известия» от 14 июля 1968 г. С. 8.
77. Олиянчук В., Расторчук М. Тесно без Кара-Кумов // «Неделя», прил. к газете «Известия» от 28 июля 1968 г. С. 8-9.
78. Оранжиреева А.М. Работа Академии наук и соц. строительство на Кольском п-ове. Апатиты: Изд-во КНЦ РАН, 2008. 119 с.
79. Орлов Ю.Л. Останется имя. Мурманск: Кн. изд-во, 1974. 120 с. (Об А.Е. Ферсмане: с. 9, 35-41, 60, 63, 66, 111).
80. Открытие и первые исследования апатитовых месторождений в Хибинах. 1920-е – 1930-е. // Пеков И.В., Подлесный А.С. Минералы Кукисвумчоррского месторождения: щелочные пегматиты и гидротермалиты. Минералогический Альманах. 2004. Вып. 7. С. 27-30.
81. Отчёт о деятельности АН СССР в 1931 г. М.: Изд-во АН СССР, 1932. (Об А.Е. Ферсмане: с. 29-31 (личный отчёт), 214-228 (Геохим. и Минерал. ин-ты), 257-258 (Хибинская горная ст.)).
82. Отчёт о деятельности АН СССР в 1932 г. М.: Изд-во АН СССР, 1933. 315 + XIX с. (Об А.Е. Ферсмане: с. 37-39 (личный отчёт), 108-116 (Ломоносовский ин-т), 133-134 (Хибинская горная ст.), 352-359 (Кольская комплексная эксп.)).
83. Очерки по истории геол. знаний. Вып. 11. Жизнь и творчество В.И. Вернадского по воспоминаниям современников. К 100-летию со дня рожд. М.: ГИН АН СССР, 1963. 153 с. (Об А.Е. Ферсмане: с. 20, 28, 31, 42, 44, 48-50, 53-57, 73-75, 82, 86, 92).
84. Парамонов Н.В. Человек редкой судьбы // М.: Изд-во полит. лит-ры, 1973. (Кн. о Н.М. Федоровском. Об А.Е. Ферсмане: с. 3, 20, 60-61, 74-77, 79-80, 84-89, 99, 119, 127, 2 вкл.).
85. Парамонов И.В., Коробочкин Н.Г. Николай Михайлович Федоровский (1886-1956). М.: Наука, 1979. 166 с. (Об А.Е. Ферсмане: с. 8, 14, 20-22, 59, 64-65 (фото), 82, 87, 97, 117, 119-120, 123-138).
86. Пасецкий В.М. Разгадывая белые тайны. Глобус. Геогр. ежегодник. М., 1967. С. 12-23. (Об А.Е. Ферсмане: с. 12-14, фото: А.Е. Ферсман у глыбы апатита).
87. Перельман А.И. Александр Александрович Сауков (1902-1964). М.: Наука, 1980. 96 с. (Об А.Е. Ферсмане: с. 26-27, 30-34, 37-41, 43, 45, 49, 55, 61, 65-66, 73, 80-81).
88. Перельман А.И. Пути развития геохимических исследований // Развитие минералогии и геохимии, их связь с учением о полезных ископаемых. М., 1983. С. 104-120.
89. Перельман А.И. Хибинская эпопея // Наука и жизнь. 1967. № 8. С. 18-32.
90. Перельман А.И. Химический состав Земли. М.: Знание, 1975. 64 с. (Об А.Е. Ферсмане: с. 3, 6-7, 14, 16-19, 25, 32-33, 49, 65).
91. Перельман А.И., Рехарский В.И. Геологическое обеспечение фронтов Великой Отечественной войны // Очерки по истории геол. знаний. Вып. 28. 1990. С. 112-118. (Об А.Е. Ферсмане: с. 112-114, 116).
92. Петров В.П. Драгоценные и поделочные камни как полезное ископаемое // Драгоценные и цветные камни как полезное ископаемое. М.: Наука, 1973. С. 16-35. (Обсуждается классификация А.Е. Ферсмана, упоминания о нём: с. 5-8, 36-37, 55, 62, 64-65, 67, 69, 72, 74, 79, 95, 110, 141, 143, 145, 151-152, 165-166, 186, 200-201, 210, 212-213, 219).
93. Петров В.П., Макарова Е.И., Токарев А.Д. Исследования Академии наук на Кольском Севере. Отношения с властью // Геология и полезные ископаемые Кольского региона. Тр. IX Всерос. (с межд. участием) Ферсмановской научн. сессии, посв. 60-летию Геологического ин-та КНЦ РАН. Апатиты, 2-3 апр. 2012 г. Апатиты: Изд-во K & M, 2012. С. 33-44.
94. Петров В.П. Об истории изучения неметаллического сырья // Развитие минералогии и геохимии, их связь с учением о полезных ископаемых. М., 1983. С. 215-216.
95. Петров В.П. Учение о неметаллических полезных ископаемых в АНСССР // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1974. № 5. С. 95-99. (О роли А.Е. Ферсмана в открытии апатитовых месторождений).
96. Погодин С.А., Либман Э.П. Как добывали советский радий. М.: Атомиздат. 1971. (Об А.Е. Ферсмане: с. 2, 8-9, 11, 56-60, 71-73, 76-80, 83, 110, 117, 120, 126, 134, 157-161, 163, 166-167, 179, 186, 190, 200-201, 206-207, 212-213).
97. Подгорбунская Т.И. Архивные документы о геологоразведочных работах в Ловозёрских тундрах в 1930-х // Тр. X Всерос. (с межд. участием) Ферсмановской научн. сессии, посв. 150-летию со дня рожд. акад. В.И. Вернадского. Апатиты, 7-10 апр. 2013 г. Апатиты: Изд-во K & M, 2013. С. 33-38.
98. Помпеев Ю. Движение // Звезда. 1976. № 1. С. 145-150.
99. Проф. Г.П. Барсанов и минералого-геохимическая школа В.И. Вернадского и А.Е. Ферсмана // Новые данные о минералах. 2007. № 42. С. 154-156.

100. Радкевич Е.А. Особенности структурного положения и металлогении Монголо-Охотского пояса // Проблемы минер. сырья. М.: Наука, 1975. С. 110-115 . (Об А.Е. Ферсмане: с. 110, 112, 115).
101. Разные известия // Ежегодник по геологии и минералогии России. Т. XIII. Вып. 7. 209 с. (Об А.Е. Ферсмане в разделах «В Минерал. лаборатории Московского ун-та»; «Специальные научные исследования на Высших женских курсах»).
102. Сауков А.А. О причине ограниченного числа минералов // Сауков А.А. Геохимические очерки. М.: Наука, 1976. С. 55-73. (О геоэнергетической теории А.Е. Ферсмана).
103. Славин С.В. Освоение Севера. Л.: Наука, 1975. 198 с. (Об А.Е. Ферсмане: с. 61, 122-124, 196).
104. Соколова Е.Н. Минералогический музей Академии наук в период войны 1941-45 гг. // Докл. III Межд. симп. «Минеральное разнообразие: исследование и сохранение». Болгария, София, Нац. музей «Земля и люди», 7-10 окт. 2005 г. София: Земята и хората, 2007. С. 129-138. (Об А.Е. Ферсмане: с. 129-131).
105. Соседко А.Ф. Хибинская горная станция на Кольском п-ове // Вестник АН СССР. 1932. № 2. С. 32.
106. Урусов В.С. Основные этапы развития и взаимодействия идей геохимии и кристаллохимии // Вопросы истории естествознания и техники. 1984. № 1. С. 63-70. (О роли А.Е Ферсмана в развитии этого взаимодействия).
107. Урусов В.С. Почему их только две тысячи? // Природа. 1983. № 10. С. 82-88. (К 100-летию со дня рожд. А.Е. Ферсмана, о нём как популяризаторе минералогии).
108. Хибинские клады. Воспоминания ветеранов об освоении Севера. Л.: Лениздат, 1972. 320 с. (Об А.Е. Ферсмане: с. 5-7, 10, 18, 38-43, 48-49, 59-61, 65, 92, 105, 108, 111, 165-166, 227-228, 246, 287, 301, 305, 307).
109. Хитаров Н.И. 250 лет АН СССР и геохимии // Геохимия. 1974. № 5. С. 659-661. (Об А.Е. Ферсмане: с. 660-661).
110. Челищев Н.Ф. Новые направления в технологии обработки редкоэлементного сырья // Развитие минералогии и геохимии, их связь с учением о полезных ископаемых. М., 1983. С. 260-273. (Современное состояние идей А.Е. Ферсмана).
111. Шарыгин М.Д., Зырянов А.И. Геохимические основы территориальной организации производительных сил. К 100-летию со дня рожд. акад. А.Е. Ферсмана // География и природные ресурсы. 1983. № 4. С. 147-152.
112. Шафрановский И.И. Алмазы. Л.: Наука, 1964. 176 с. (Об А.Е. Ферсмане: с. 22-23, 26-27, 30-31, 35, 57-58, 60, 105-107, 158, 164-166).
113. Шафрановский И.И. История кристаллографии в России. Л.: Изд-во АН СССР, 1962. (Об А.Е. Ферсмане: гл. XXI, с. 393-409).
114. Шаховская А.Д. Кабинет-музей В.И. Вернадского. М.: Изд-во АН СССР, 1959. (Об А.Е. Ферсмане: с. 4, 28, 30, 35, 40).
115. Шпаченко А.К. Нордическая фаза П.Н. Чирвинского // Минералогия во всём пространстве сего слова. Тр. II Ферсмановской научн. сессии КО ВМО, посв. 100-летию со дня рожд. В. Рамзая. Апатиты, 18-19 апр. 2005 г. Апатиты: Изд-во К & М, 2005. С. 18-20. (Об А.Е. Ферсмане: с. 29).
116. Шпаченко А.К. Мария Ивановна Волкова. От химика-аналитика до зав. хим. лабораторией КФ АН СССР // Тиетта. 2008. № 2. С. 17-18. (О сотруднице А.Е. Ферсмана).
117. Шталь Е.Н. Русский Север в творчестве А.Р. Беляева // Тиетта. 2014. № 3(29). С. 99-104. (Об А.Е. Ферсмане: с. 101).
118. Щербаков Д.И. Институт геохимии, минералогии и кристаллографии им. М.В. Ломоносова // Вестник АН СССР. 1937. № 10/11. С. 145-161. (Об А.Е. Ферсмане: с. 146, 149-150.)
119. Щербаков Д.И. К истории Комиссии по изучению производительных сил России // Очерки по истории геол. знаний. Вып. 11. Жизнь и творчество В.И. Вернадскогоо по воспоминаниям современников. М.: ГИН АН СССР, 1963. С. 34-45. (Об А.Е Ферсмане: с. 42-43).
120. Щербаков Д.И. О популяризации науки // В мире книг. 1965. № 10. С. 10-11.
121. Щербаков Д.И. Роль выдающихся русских учёных в изучении и освоении природных ресурсов Киргизии // Изв. АН КиргССР. Сер. Естественных и технических наук. 1964. Вып. 3. С. 12-20. (Об А.Е. Ферсмане: с. 12-14, 18, 20).
122. Щербаков Д.И. Средняя Азия – горнорудная жемчужина // Природа. 1966. № 1. С. 32-41. (Об А.Е. Ферсмане: с. 32-35).
123. Щербаков Д.И. Экспедиция на серные бугры в пустыне Кара-Кумы // Природа. 1926. № 7/8. Стлб. 73-79.
124. Щербина В.В. На симпозиуме по истории учения о полезных ископаемых. ГДР, Фрайберг, 14-20 сент. 1970 г. // Геол. рудных месторождений. 1971. Т. 13, № 1. С. 123-124. (Обсуждались идеи А.Е. Ферсмана).

125. Эйхфельд И.Г. За камнем плодородия // Хибинские клады. Воспоминания ветеранов освоения Севера. Л.: Лениздат, 1972. С. 13-41.
126. Эйхфельд И. В Хибины за апатитом: из дневника участника экспедиции // Тиетта. 2014. № 3(29). С. 50-57.
127. Юргенсон Г.А. II Всерос. симп. «Геохимия ландшафтов горнорудных территорий» и VIII Всерос. чтения памяти акад. А.Е. Ферсмана «Современное минералообразование». Чита, 24-27 нояб. 2008 г. // Зап. РМО. 2009. № 4. С. 115-117.
128. Яцунский В. Книги по химии // Книга о науке и технике – детям. М.: Детгиз, 1954. С. 60-61. (Обзор научно-популярных книг, в том числе «Занимательной геохимии» А.Е. Ферсмана).

ВКЛАД В.А. ВАРСАНОФЬЕВОЙ В СОЗДАНИЕ СИСТЕМЫ ОСОБО ОХРАНЯЕМЫХ ТЕРРИТОРИЙ НА ЕВРОПЕЙСКОМ СЕВЕРЕ РОССИИ: К 125-ЛЕТИЮ СО ДНЯ РОЖДЕНИЯ

Астахова И.С., Юхтанов П.П.

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

История изучения европейского севера России богата именами замечательных геологов, внесших выдающийся вклад в познание недр, поиски месторождений полезных ископаемых, сформировавших современное представление о геологическом строении и минеральных богатствах Тимано-Уральского региона. Одним из основоположников систематического изучения геологии севера Урала была Вера Александровна Варсанофьева – первая в стране доктор геолого-минералогических наук, член-корреспондент Академии педагогических наук РСФСР.

Большое место в её научной работе занимали методика преподавания геологии, охрана неживой природы и популяризация геологических знаний. В России охраной природных объектов целенаправленно начали заниматься сначала XX в. Пионерами природоохранного движения были биологи, но большую работу по выявлению, юридическому оформлению и организации охраны природных объектов проводили и геологи – члены Всероссийского общества охраны природы (ВООП). С 1924 г. членом ВООП была и В.А. Варсанофьева. Особо активно она работала в Московском обществе испытателей природы. В 1916 г. она вступила в Общество любителей естествознания, антропологии и этнографии, в 1927 г. стала членом Географического общества СССР.



В.А. Варсанофьева. Фото из архива Н.В. Калашникова.

Близкое знакомство с особенностями геологического строения, ландшафтов, природой Урала и Тимана позволило ей активно участвовать в их охране. Изучение геологии этой обширной территории она начала в 1917 г. в экспедициях под руководством А.А. Чернова. В 1922 г. – на Тимане по р. Цильма, в 1923-1925 гг. – в районе верхней Печоры. Результаты многолетних исследований опубликованы в работе «Геоморфологический очерк бассейна Ылыча». «Но сколько-нибудь детально это изучение может быть произведено только в результате многолетних, систематических исследований, так как бассейн Ылыча является областью, почти не затронутой до сих пор геологическими и географическими изысканиями» [1]. Еще не раз она исследует обнажения в бассейне верхней Печоры. В 1934 г. она обобщает материал в работе «Геологические исследования СЗ части 124 листа общей геологической карты СССР» с описанием стратиграфии, тектоники и орографии территории, а также с указанием основных видов полезных ископаемых.



Слева: останцы выветривания на г. Мань-Пупу-нёр. Справа: на г. Торре-Порре-из.

В 1929 г. Шиллингером предложен проект парка-заповедника по сохранению соболя на территории междуречья В. Печоры и Илыча. Проект получил поддержку крупных российских ученых, среди которых была и В.А. Варсанофьева. В 1930 г. издано Постановление СНК РСФСР, в котором Наркомату просвещения поручалось в порядке осуществления 5-летнего плана организовать и оформить шесть новых заповедников, в том числе «Печорский заповедник». В последующих официальных документах и публикациях до 1951 г. он именуется как Печорско-Ылычский, позднее принято современное название – Печоро-Илычский. Первоначально площадь заповедника составляла 1135 тыс. га. Он занимал все междуречье Печоры и ее правого притока Илыча. Эти две реки были границами заповедника с запада и юга. С севера граница была установлена по левому притоку Илыча – р. Кожимъю, а на востоке она совпадала с административной границей между АО Коми и Уральской обл. (ныне Коми АССР и Тюменская обл.). В 1940 г. вышел 1-ый выпуск «Трудов Печорско-Ылычского государственного заповедника», в котором опубликована монография В.А. Варсанофьевой «Геологическое строение Печоро-Ылычского государственного заповедника». В ней дано первое систематическое геологическое описание заповедника и первая геологическая карта м-ба 1:200 000 [3]. Это одно из первых в мировой геологической и природоохранной научной литературе систематическое геологическое описание особо охраняемой природной территории.

В 1939 г. в ВООП произошло разделение заповедного дела на два направления: охрану живой и неживой природы с учреждением секции земной коры. Председателем секции избран акад. А.Е. Ферсман, его заместителем – В.А. Варсанофьева. После кончины А.Е. Ферсмана в 1945 г. она возглавила секцию. Именно она и её многочисленные ученики стали вдохновителями работ по систематическому выявлению геологических достопримечательностей в течение многих лет. В 1951 г. вышла знаменитая брошюра [7]. Она стала первым методическим руководством по охране объектов неживой природы. В ней предложена первая в СССР классификация геологических памятников природы.

В 1951 г. принят закон «О заповедниках», в соответствии с которым ликвидированы 88 из 128 заповедников Советского Союза. Печоро-Илычский, как и большинство других, был включен в список подлежащих ликвидации. Его удалось сохранить только благодаря хлопотам и настойчивости ученых, в частности, В.А. Варсанофьевой. Но охраняемая площадь была сокращена более чем в десять раз – до 93 тыс. га [Постановление СМ СССР № 3192 от 29 августа 1951 г.]. Из заповедной территории исключили весь горный район и почти всю равнинную часть. Еще в 1951 г. В.А. Варсанофьева предложила объявить останцы «Болваны» (г. Мань-Пупу-нёр) и «Руины» (г. Торре-Порре-из) геологическими памятниками природы. Позднее руководству заповедника при активной помощи научной общественности во главе с В.А. Варсанофьевой удалось добиться частичного восстановления территории. На это ушло 8 лет. Распоряжением Совета Министров РСФСР от 14 января 1959 г. территория заповедника частично восстановлена до современных границ. В 1959 г. она с учеником Б.И. Гуслицером, который занимался изучением палеонтологических остатков в пещерах Сев. Урала, предложили включить Канинскую, Ледяную и Медвежью пещеры в список особо охраняемых объектов [6]. Только 5 марта 1973 г. вышло Постановление Совета министров Коми АССР № 91, в котором эти уникальные объекты объявлены памятниками природы. Помимо объектов, находящихся в Печоро-Илычском заповеднике, она предложила для сохранения более двух десятков стратиграфических обнажений, уникальных палеонтологических местонахождений, выходов горных пород на Сев. Тимане и Урале по рр.Кожим, Щугор, Подчерем, Илыч, М. Печоре, Унье.

Любовь и восхищение природой Уральских гор В.А. Варсанофьева отразила в научно-популярных изданиях «Происхождение Урала и его горных богатств» (1934), «Жизнь гор» (1931, 1948, 1952), «Развитие жизни на Земле» (1948) и др. В 1946 г. по предложению Главного управления по заповедникам В.А. Варсанофьева провела 6 месяцев в Печоро-Илычском государственном заповеднике и написала обширную книгу «Времена года в Печоро-Илычском заповеднике», посвященную его рельефу, геологическому строению, климату, животному и растительному миру. Она считала ее главной книгой своей жизни. К сожалению, она до сих пор не издана. С особым подходом и в своеобразном литературном жанре она описала уральские хребты: «Вершина Торре-Порре-Из похожа на сказочный город с пустынными улицами, заросшими горными цветами и с живописными развалинами серых каменных зданий, подернутых пестрыми узорами лишайников. Улицы вытянуты с севера на юг, а окаймляющие их каменные стены разбиты широтными трещинами на отдельные дома и башни» [6]. Удивление перед разнообразием форм и явлений в природе, большая любовь к ней выразились в самоотверженном служении науке, экологическом воспитании молодежи, во всей общественной и педагогической деятельности В.А. Варсанофьевой.

Список литературы

1. Варсанофьева В. А. Очерки Тимана // Землеведение. 1922. Кн. I-II. С. 1-74.
2. Варсанофьева В. А. Геоморфологические наблюдения на Сев. Урале // Изв. Геогр. об-ва. 1932. Т. 64. Вып. 2-3. С. 105-171.
3. Варсанофьева В. А. Геологическое строение территории Печоро-Илычского заповедника // Тр. Печоро-Илычского заповед. М., 1940. Вып. 1. С. 5-214.
4. Варсанофьева В. А. Геоморфологический очерк Западного склона Ср. Урала. Геология СССР. Т. 12. 1944. С. 623-647.
5. Варсанофьева В. А. Жизнь гор. М.: Изд-во МОИП, 1948. 156 с.
6. Варсанофьева В. А. Памятники неживой природы // Памятники культуры Коми АССР. Сыктывкар, 1959. С. 92-109.
7. Варсанофьева В.А., Геккер Р.Ф. Охрана памятников неживой природы. М., 1951. 40 с.

ОБ ИСТОРИИ ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНОЙ МИНЕРАЛОГИИ ЧЕРЕЗ ЭКСПОЗИЦИИ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО МУЗЕЯ ИМ. А.А. ЧЕРНОВА

Жданова Л.Р.

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

Минералогические коллекции Геологического музея им. А.А.Чернова отражают основные направления исследований сотрудников института. В коллекции, собранной на СВ европейской части России, хранятся минералы, полученные экспериментальным путем – более 100 единиц хранения. Первые образцы искусственных минералов, синтезированные в лаборатории экспериментальной минералогии Института геологии Коми НЦ УрО РАН, появились в музее в начале 1980-х. Сегодня кристаллогенетические исследования института широко известны, а начинались с небольшой лаборатории генетической и экспериментальной минералогии, официально организованной 18 мая 1971 г.

Впрочем, лаборатория возникла не на пустом месте. В послевоенные годы сектор геологии Коми филиала АН СССР был немногочисленным, но к началу 1958 г. вырос до 39 человек. В нём работало немало минералогов. В 1958 г. в организованном Институте геологии создана лаборатория минералогии, а в 1968 г. – лаборатория физических методов исследования минералов. В те годы минералогические исследования носили прикладной характер, обслуживали геологические, в первую очередь петрографическое и литологическое направления [8]. Так считал Н.П. Юшкин – будущий академик, известный минералог, директор института.

В организации лаборатории генетической и экспериментальной минералогии (Лаб ГИЭМ) основную роль сыграл Н.П. Юшкин. В 1961 г. он начал научную деятельность в институте в должности старшего лаборанта. В 1965 г. заочно получил диплом о высшем образовании. В 1968 г. (!) защитил докторскую диссертацию. В 1969 г. начал создавать свой научный коллектив. У него появились свои аспиранты. Н.П. Юшкин смог организовать новую минералогическую лабораторию уже при существующих двух лабораториях. К 1981 г. Лаб ГИЭМ переросла в отдел минералогии с двумя лабораториями. Лабораторию

экспериментальной минералогии возглавил А.М. Асхабов, лабораторию региональной минералогии – сам Н.П. Юшкин.

Главным идейным направлением нового минералогического коллектива (Лаб ГИЭМ) стала проблема расшифровки генетической информации в минералах, в том числе с привлечением методов экспериментального моделирования минерало- и кристаллогенезиса. Начальный этап деятельности лаборатории ознаменован систематическими экспериментальными исследованиями по росту кристаллов в различных условиях. В ходе изучения закономерностей формирования флюоритовой минерализации был поставлен ряд экспериментов, касающихся условий растворимости, кристаллизации, регенерации флюорита в гидротермальных условиях и т.д. С этой целью 1 ноября 1971 г. запущен экспериментальный комплекс для исследований гидротермального минералообразования. Пульт управления был смонтирован из подручных материалов. Массовый синтез кристаллов осуществлялся в автоклавах большого объема (150-1000 $см^3$). В качестве шихты использовался природный оптический флюорит. 3 ноября получены первые искусственные кристаллы флюорита [3].

Потребности науки и техники в разнообразных кристаллах вызвали необходимость расширения поисковых исследований с целью разработки новых и совершенствования существующих методов выращивания кристаллов. В 1970-х в Лаб ГиЭМ проводятся исследования по теории и практике роста кристаллов из раствора. Установлены основные закономерности микроблочного роста из гетерогенных сред, регенерации стационарной формы на кристаллических затравках, взаимодействие растущих кристаллов с потоком газовых пузырей. Рекомендации направлены на ускорение роста и получение более совершенного и разнообразного кристаллического материала, чем ранее [5]. Для экспериментов использованы кристаллизаторы, в том числе изготовленные из оргстекла с приспособлениями для генерирования потоков газовых пузырьков и твердых частиц. В музей переданы кристаллы Al-K квасцов октаэдрического облика, выращенные при разных пересыщениях.

Группа сотрудников (Петровский В.А., Ракин В.И. и др.) продолжает исследования по теории и практике роста кристаллов. Ими внедрены голографические методы, позволившие моделировать и визуализовать процессы роста кристаллов в различных условиях. Используется комплекс аппаратуры, включающий: микрокиноустановку, голографическую установку УИГ-12(И), автоклавы высоких давлений с оптическими окнами [6]. Часть аппаратуры изготовлена в институте. Установленные явления и закономерности позволили построить модели процессов минералообразования. В музей переданы кристаллы кальцита, выращенные в водных растворах галогенидов аммония методом температурного перепада в автоклаве.

В 1980-х группа ученых занималась комплексными минералогическими исследованиями флюоритовых руд региона. Установлены разности флюорита, представляющие высококачественное сырье для выращивания оптических монокристаллов CaF_2 [7]. Собрание монокристаллов CaF_2, выращенных в ЛОМО на заводе «Рубин» – более чем 40 ед. хр. В рамках темы «Научные основы поисков, оценки, технологического модифицирования и переработки природного минерального сырья для получения высококачественных монокристаллов, оптических стекол и ювелирных изделий» в лаборатории экспериментальной минералогии синтезируются монокристаллы бромистого калия. На расплавной установке методом Киропулоса получена большая партия монокристаллов. В экспозиции представлены бесцветные кристаллы в форме цилиндрических буль диаметром 12-16 см, высотой 6-8 см и весом 2-4 кг [2].

На Приполярном Урале в 1966 г. обнаружен новый минерал черновит (арсенат иттрия), утвержденный в 1973 г. С целью изучения бинарной системы и синтеза монокристаллов проведены экспериментальные работы. Синтез изоморфного ряда ксенотим-черновит осуществлялся из водных растворов; в гелевой среде; из расплава и раствора в расплаве. Ростовые эксперименты из раствора в расплаве проводились в платиновых тиглях в температурном интервале 1250-900 °С в условиях спонтанной кристаллизации в электропечах шахтного типа [1]. Результат расплавного метода в виде монокристаллов ксенотима и черновита демонстрируется в музее. Образцы, синтезированные другими методами, до музея не дошли.

В 1985 г. лаборатория получила новое оборудование: установку для выращивания кристаллов «Кристалл 401 – Фианит». Методом расплавной кристаллизации получены кристаллы на основе оксида циркония. В музее демонстрируются образцы фианита медового цвета. В 1988-92 гг. группа молодых ученых научно-технической лаборатории кристаллотехнологии решала проблемы синтеза высокотемпературных сверхпроводников. В результате экспозиция музея пополнилась образцами купрата висмута, бария и купрата гадолиния, бария. Синтез выполнялся раствор-расплавным методом при 1250 °С.

После защиты диссертации «Влияние условий кристаллизации на морфологию и структуру кристаллов группы YBaCuO» в музей переданы синтетические кристаллы YBaCuO. В синтезе использованы

цилиндрическая печь и камеры высокого давления. В качестве исходного материала взяты алунд, фарфор, кварц и оксид бериллия [4]. Лаборатория кристаллотехнологии расформирована в 1992 г., оборудование законсервировано. Новые экспонаты, характеризующие деятельность лаборатории экспериментальной минералогии, стали появляться в музее в 2000-х. В результате синтеза надмолекулярных структур кремнезема музейные фонды пополнились образцами опала.

Список литературы

1. Зайнуллин Г.Г. Синтез и свойства искусственных кристаллов изоморфного ряда ксенотим – черновит. Автореф. дис. уч. ст. к.г.-м.н. Сыктывкар, 1997. С. 11.
2. Асхабов А.А., Зайнуллин Г.Г., Маркова Г.А. Кристаллы оптические для исследовательских и прикладных целей. Сыктывкар: Коми филиал АН СССР, 1985. С. 1.
3. Кунц А.Ф. Экспериментальное моделирование процессов формирования флюоритовых месторождений. Препринт. Сыктывкар: Коми филиал АН СССР, 1976. С. 52.
4. Марковский Г.Н. Влияние условий кристаллизации на морфологию и структуру кристаллов группы YBaCuO. Автореф. дис. уч. ст. к.г.-м.н. Сыктывкар, 1995. С. 10.
5. Петровский В.А., Асхабов А.М. Разработка и совершенствование способов выращивания кристаллов из раствора. Препринт. Сыктывкар: Коми филиал АН СССР, 1977. С. 2.
6. Петровский В.А., Щанов М.Ф., Ракин В.И. Прямое наблюдение гидротермальных процессов в автоклавных системах. Препринт. Сыктывкар: Коми филиал АН СССР, 1984. С. 3-4.
7. Юшкин Н.П. Новый источник природного сырья для получения высококачественных оптических монокристаллов фтористого кальция. Препринт. Сыктывкар: Коми филиал АН СССР, 1977. С. 1.
8. Юшкин Н.П. Сыктывкарская минералогическая школа. 1971-2001 // Наука: труд, поиск, жизнь. Екб.: УрО РАН, 2006. С. 411.

ТУЛМОЗЕРСКИЙ ЖЕЛЕЗОДЕЛАТЕЛЬНЫЙ ЗАВОД КАК ПАМЯТНИК ГОРНО-ИНДУСТРИАЛЬНОГО И ГЕОЛОГИЧЕСКОГО НАСЛЕДИЯ КАРЕЛИИ

Шеков К.В.[1], Потравнов А.Л.[2]

[1] Институт геологии КарНЦ РАН, г. Петрозаводск, shake-off@yandex.ru

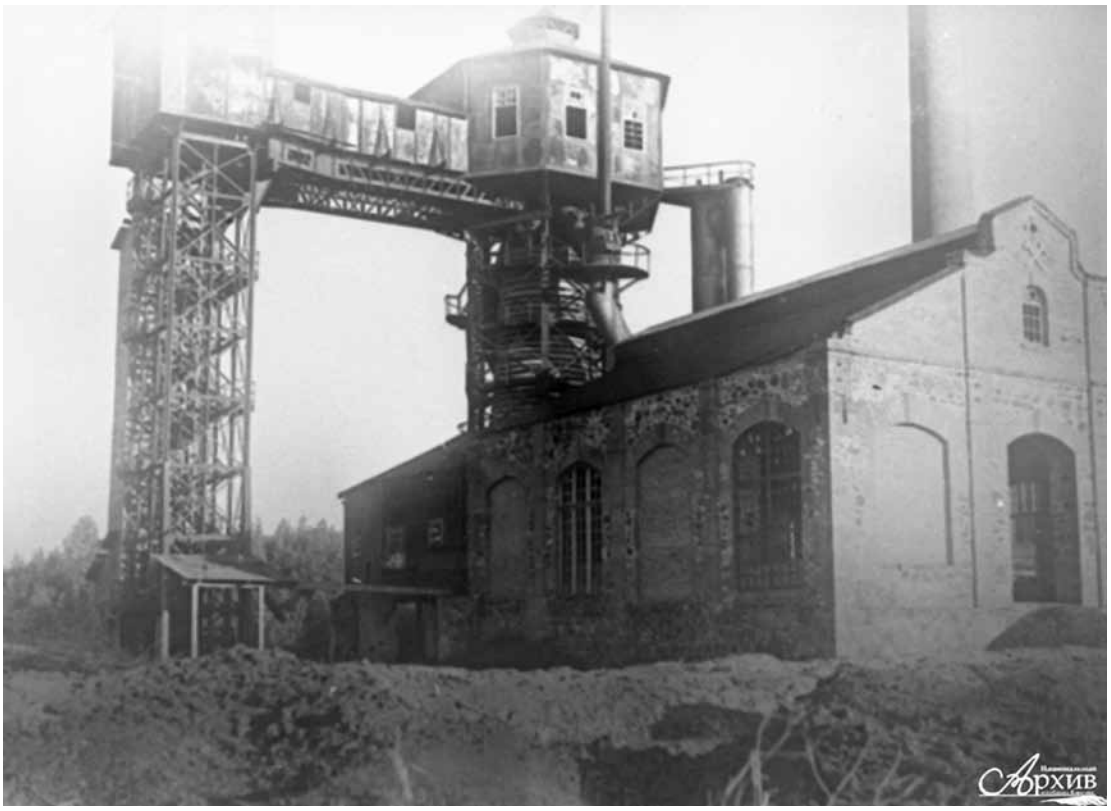
[2] Независимый исследователь, г. Санкт-Петербург

Тулмозерский железоделательный завод и находившиеся в окрестностях горные выработки (Пряжинский р-н РК) – уникальный образец горной промышленности России XIX – XX вв. Особенности памятника – живописные развалины завода, неплохо сохранившиеся с начала прошлого века (фото). Интересна его богатая и неоднозначная история, большую часть которой составляет история геологических исследований территории. Объект позволяет связать геологию, историю, экономику и технологию. Успешный опыт благоустройства территории в 2012-2014 гг. в рамках международного проекта «Дорога горных промыслов» позволяет рассматривать комплекс сооружений завода как богатый ресурс для развития туризма.

Идея организации металлургического производства на базе тулмозерского сырья захватывала представителей царской фамилии, государственных чиновников, частных предпринимателей, готовых инвестировать в производство крупные капиталы, и советских руководителей. Хотя завод в итоге не проработал и трёх лет. С последней четверти XIX в. для оценки месторождения привлекались крупные учёные России и Советского Союза. В начале 1930-х проведены тщательные геологические исследования, позволившие собрать данные о залегании рудных тел, запасах руд и рентабельности их добычи. Немалую роль в этой истории сыграл В.М. Тимофеев, в 1930-1935 гг. возглавивший работы по составлению геологической карты Карельской АССР.

Первые попытки научного изучения территории Тулмозерья относятся к 1838 г. В район д. Колатсельга была направлена первая геологическая экспедиция в составе офицеров Горного корпуса Комарова и Аннушкина. Опытные плавки в Петрозаводске в 1839-1840 гг. показали, что по выходу чугуна и расходу топлива «железный блеск» [1] уступает озёрной и болотной рудам, плавить его оказалось дорого [1, л. 6]. Лабораторными испытаниями физических и химических свойств тулмозерских руд, проведёнными в 1842 г. в

[1] Устаревшее название гематита Fe_2O_3.



Санкт-Петербурге, прежние выводы опровергнуты. Горный инженер полковник Г.А. Иосса указал: «Здесь можно только сказать с достоверностью, что руды действительно хороши, и что если месторождение их благонадёжно, то грешно бы было ими не пользоваться» [1, л. 29]. В соответствии с этим было дано распоряжение продолжить разведку Тулмозерского рудопроявления, но дело ограничилось обследованием коренных выходов. Разведочные работы были прекращены на 25 лет.

Летом 1872 г. исследованием Тулмозерских железных руд занимался профессор металлургии К.А. Кулибин. Он заложил несколько разведочных канав и 4 вертикальные выработки. Подсчёт стоимости погонной сажени [2] подземной горной выработки показал низкую рентабельность добычи руды. Он отметил, что доломит и тальковый сланец насыщены кремнезёмом, что значительно удорожало добычу. К тому же, жилы, мощность которых представлялась достаточной для ведения добычи, имели много пережимов, содержание руды сильно колебалось. По мнению Кулибина, ориентировочные запасы месторождения [3] составляли 54.45 млн. пудов руды. Но он отметил, что «высокая цена Тулмозерской руды делает выгоду проплавки её на чугун более чем сомнительною…» [8, с. 352].

Оценки прогнозных ресурсов Тулмозерского рудопроявления, сделанные позднее, более оптимистичны. Профессор Казанского университета Н.А. Головкинский, профессор Горного института И.В. Мушкетов и окружной горный инженер Олонецкой и Архангельской губернии, действительный статский советник М.Н. Хирьяков, посетившие рудопроявление в 1870-х, дали положительную оценку. Эти заключения стали решающим доводом, почему Великий князь Николай Николаевич ст. согласился выкупить права аренды Тулмозерского месторождения и проектную документацию завода. В 1890-х не реализованный проект унаследовал Великий князь Пётр Николаевич, и разведочные работы были возобновлены.

В 1896 г. зарегистрировано АО «Сталь», предложением инвестировать в строительство Тулмозерского завода заинтересовался А.Ю. Ротштейн, директор Санкт-Петербургского коммерческого банка, одного из крупнейших в России. По соглашению сторон, банк принимал обязательство о покупке 33 500

---

[2] 1 сажень = 2.1336 м.

[3] Запасы, которые оценивали геологи и горные инженеры XIX в., соответствуют сегодняшним прогнозным ресурсам по категориям P_1, P_2. Разница между прогнозными ресурсами и утверждёнными запасами может достигать десятки и сотни раз.

акций с оговоркой – если будет научно доказано, что Тулмозерское рудопроявление содержит не менее 900 млн. пудов руды [4] при содержании Fe не менее 50 % и Si не более 10 % [3, л. 31-32-об].

Летом 1896 г. территория обследовалась специалистами со стороны Великого князя и со стороны Банка. На заседании правления АО «Сталь» 26 августа 1896 г. достигнуть компромисса экспертам не удалось. Участие в совещании профессора геологии Императорского Санкт-Петербургского университета А.А. Иностранцева, который в Тулмозерье не был и должен был оценить результаты обследования [2, л. 10-об], не столько помогло, сколько запутало дело. Некоторые гипотезы, высказанные им, стороной Великого князя были поняты как аргументы в пользу благонадёжности Тулмозерского рудопроявления.

Ввиду отсутствия ясности в вопросе об объёме железной руды было решено обратиться к профессору Горного института, действительному статскому советнику горному инженеру И.В. Мушкетову. Подробно изучив отчёты, он отметил, что выводы «основаны на осмотре естественных обнажений и неглубоких раскопок». В частности, он поддержал замечание экспертов Рэ и Пискора, неудовлетворённых глубиной и детальностью разведок. При этом он не удержался от того, чтобы назвать подсчёты запасов Корве и Рэ в 225 млн. пудов [5] железного блеска «пессимистическими», а подсчёты Гельмгакера и Пискора (вдвое большие) – «наиболее осторожными». В целом И.В. Мушкетов отметил, что «совокупность всех материалов о месторождениях железных руд в Тулмозерской даче… несомненно свидетельствует о благонадёжности Тулмозерских залежей», но уточнил, что если проблема упирается в определение точных запасов полезного ископаемого, то для этого требуются более основательные исследования. В свою очередь, он выдвинул несколько предположений, которые не находили подтверждения эмпирическими данными.

Директор банка А.Ю. Ротштейн слабо разбирался в геологии и сомневался в рентабельности рудопроявления. Но, ознакомившись с отзывом И.В. Мушкетова, решил, что банк станет акционером «Стали». Разведки продолжались и в период работы Тулмозерского чугунолитейного завода с 1899 по 1902 гг., но носили ограниченный характер. Основной задачей были поиски способов удешевления добычи руды и плавки чугуна. Себестоимость продукции оказалась вдвое выше ожидаемой. К тому же предприятие не имело внутренних резервов, чтобы противостоять вызовам первого мирового экономического кризиса, и вскоре было признано банкротом.

Новый этап в изучении месторождения начался после Гражданской войны, когда идеей восстановления металлургического производства в Пряжинском р-не заинтересовался Председатель СНК КАССР Э.А. Гюллинг. Как выяснилось впоследствии, экономическая рентабельность Тулмозерского железоделательного завода интересовала большевиков мало, уступая место политическим выгодам, неизбежно вытекающим из самого факта самоснабжения Севера железорудным сырьём.

На протяжении нескольких лет Карельский Центральный Совет Народного Хозяйства ходатайствовал перед Геологическим комитетом об организации алмазного бурения на Тулмозерском рудопроявлении. Карельскими органами даже была предпринята попытка получить лицензию на геологоразведку. Помощник председателя Правительства Карелии Раутио предположил, что за бездействием Геолкома скрывалось стремление поддержать разработку Выгозерского рудопроявления неподалёку от железной дороги на Мурман, и руководство Промышленно-колонизационного Комбината Мурманской железной дороги планировало строить там свой завод [4, л. 38-39-об].

Первая партия Геолкома направлена в район Колатсельги летом 1929 г. Программа обследований ограничилась поверхностным осмотром старых горных разработок и апробированием их шурфами. Алмазное бурение налажено только в начале 1930 г. и продвигалось медленнее запланированных сроков. Запуск Тулмозерского металлургического завода пришлось неоднократно переносить. Начальник 2-ой Тулмозерской геолого-разведочной партии Ю.С. Желубовский не имел достаточного опыта, но был осведомлён о «Деле Геолкома» и не торопился сдавать работу. Несмотря на неоднократные попытки давления со стороны карельского руководства, Главное геолого-разведывательное управление игнорировало пожелания ускорить работы.

Запасы Тулмозерского месторождения на 26 мая 1931 г. утверждены в объёме 595 тыс. т по категориям А и В (действительные и возможные). Но в отчёте была оговорка, что в связи с незначительными размерами месторождения и необходимостью обогащения руды «вряд ли будет возможно иметь на месторождении дешёвую шахтовую руду» [5, л. 162] Между тем, разработка дорогостоящих проектов горных

---

[4] 1 млрд. 474 млн. 243 тыс. 350 кг. (1 пуд = 16,3804815 кг). В наши дни к приведённым цифрам следует относиться с осто-рожностью. По всей видимости, речь велась всё же об общем объёме горной массы.

[5] 3 млн. 685 тыс. 608 тонн 337,5 кг. (1 пуд – 16,3804815 кг)

выработок, обогатительной фабрики и электростанции продолжалась. В начале 1930-х решение о консервации Тулмозерского завода принималось несколько раз, но всегда с надеждой, что в ближайшем будущем завод начнёт работу.

Во второй половине XX в. исследования территории проводились научными сотрудниками Института геологии Карельского филиала АН СССР В.Я. Горьковцом и М.Б. Раевской [7, с. 48]. Эти работы характеризуются большей глубиной анализа и высокой детализацией. Они подвели итог многолетнему изучению Тулмозерского месторождения, уточнили отдельные факты, привели их в соответствие с современным уровнем научного знания. Сегодня территория Тулмозерского завода превратилась в туристический объект – Рудный парк «Тулмозерье». В будущем собранная информация ляжет в основу одного из экскурсионных маршрутов парка – по местам горных выработок [6, 9, 10].

Статья подготовлена в рамках «Программы стратегического развития ПетрГУ на 2012-2016 гг.»

Список литературы

1. Федеральное гос. учреждение «Рос. гос. исторический архив» (ФГУ РГИА). Ф. 44, оп. 2, д. 753.
2. ФГУ РГИА. Ф. 58, оп. 2, д. 607.
3. ФГУ РГИА. Ф. 626, оп. 1, д. 443.
4. Казённое учреждение «Нац. архив РК» (КУ НАРК). Ф. Р-690, оп. 1, ед. хр. 15/155.
5. КУ НАРК. Ф. Р-794, оп. 2, ед. хр. 14/118.
6. В Карело-Мурманском Комитете // Карело-Мурманский край. 1932. № 1-2. С. 22-23.
7. Горьковец В.Я., Раевская М.Б. Маршрут 1. Тулмозерское железорудное месторождение – исторический горнозаводской памятник // История геол. исследований и горного дела в Карелии. Перспективы на будущее. Карело-Финляндские связи. Путеводитель межд. конф., посв. 300-летию учреждения Приказа рудокопных дел России и 80-летию Респ. Карелия. Петрозаводск: ИГ КарНЦ РАН, 2000. С. 4-31.
8. Кулибин К.А. О месторождениях железных руд в крестьянском наделе Туломозерской дачи, Олонецкой губ., Олонецкого уезда // Горный журнал. 1902. № 1. С. 324-352.
9. Потравнов А.Л., Хмельник Т.Ю., Грибушин А.И. Тулмозерский железоделательный завод // Дорога горных промыслов. Петрозаводск: ИГ КарНЦ РАН, 2014. С. 315-325.
10. Шеповальников А.Б. Материалы к изучению рудных месторождений Туломозерской дачи, Олонецкой губ. // Горный журнал. 1901. № 1. С. 325-341.

ГЕОРГИЙ АЛЕКСЕЕВИЧ МАКСИМОВИЧ И ГЕОХИМИЯ XX ВЕКА

Максимович Н.Г., Мещерякова О.Ю.

Естественнонаучный институт Пермского государственного национального исследовательского университета, г. Пермь, nmax54@gmail.com, olgam.psu@gmail.com

Г.А. Максимович – выдающийся ученый XX в., основатель отечественной школы карстоведения и спелеологии, профессор, доктор геолого-минералогических наук. Его творческое наследие удивительно многообразно [9, 10]. Это работы по нефтяной геологии и гидрогеологии, гидрогеохимии и геоморфологии, карсту и спелеологии, сейсмологии и истории науки. Многие характеризуются глобальным охватом проблемы и теоретической новизной, введенные им понятия используются специалистами многих стран мира. Значительную часть творческой жизни он занимался карстом, что нашло отражение в двухтомном фундаментальном издании [4, 5]. Но он внес большой вклад и в развитие геохимии, решая как планетарные, так и прикладные задачи. Он вел переписку с основоположниками геохимии: В.И. Вернадским, В.А. Обручевым, А.М. Овчинниковым, А.А. Сауковым, Н.И. Толстихиным, А.Е. Ферсманом и др.



Максимович Г.А.
(29.05.1904-16.05.1979)

Родился 29 (16) мая 1904 г. в г. Варшаве. В 1914 г. поступил в 1-ю Екатеринославскую мужскую гимназию. В июле 1921 г. стал студентом

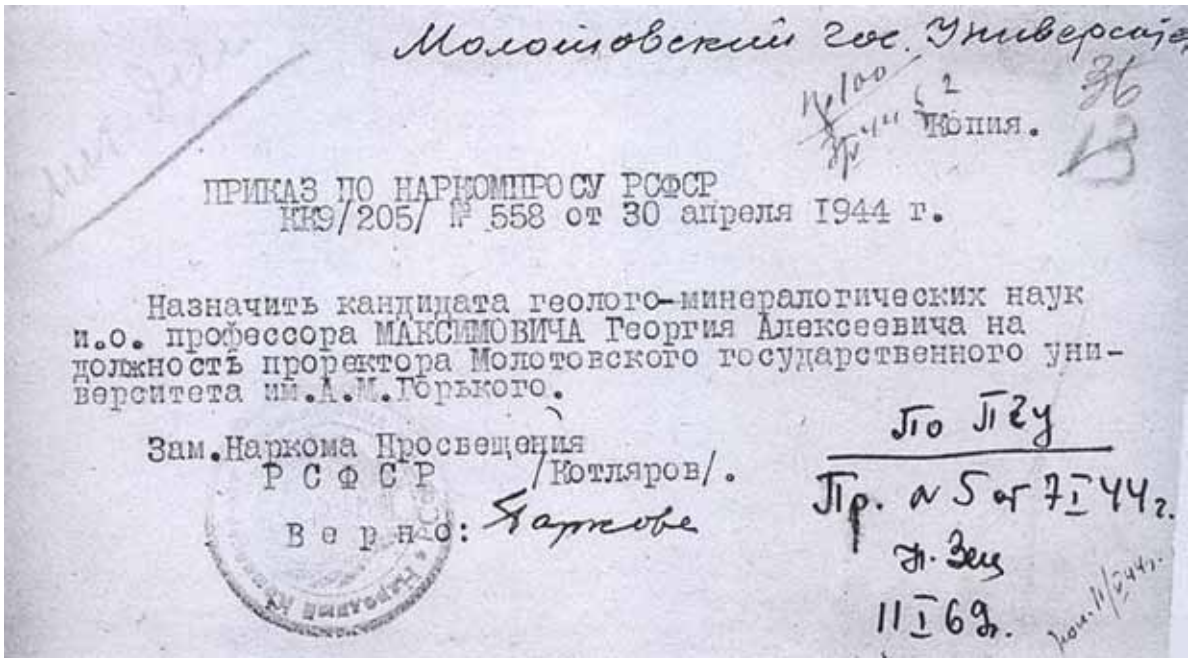
горно-геологического факультета Днепропетровского горного института. Окончил его со званием горного инженера. Профессиональную карьеру начал в тресте «Грознефть», затем работал на кафедре геологии Грозненского нефтяного института, с 1934 г. – профессор Пермского госуниверситета [8].

Первая работа по геохимии «Йод и бром в буровых водах Грозненского района» [1] опубликована в 1932 г. С этого периода Г.А. Максимович обращается к различным проблемам геохимии. В 1944 г. состоялась защита докторской диссертации «Очерк образования и развития подземных вод». Официальными оппонентами выступили академики В.И. Вернадский и Ф.П. Саваренский, доктора геолого-минералогических наук Н.Н. Славянов и А.М. Овчинников. Среди 33 членов Ученого совета – 9 академиков, 15 членов-корреспондентов и 8 докторов наук, видных геохимиков и минералогов страны: А.Е. Ферсман, В.А. Обручев, А.А. Полканов, А.Н. Заварицкий, П.И. Степанов, Д.С. Белянкин, С.С. Смирнов и др. [8]. В ходе написания работы он тесно сотрудничал с А.Е. Ферсманом, который оказал ему помощь и поддержку. С ним его связывала работа на различных конференциях, симпозиумах и конгрессах. Так, они входили в оргкомитет XVII Международного геологического конгресса (1937-1940), проходившего в г. Москве. В ходе неофициального общения складывались не только отношения между этими выдающимися учеными, но и закладывались основы новой науки – исторической геохимии.

Основные работы Г.А. Максимовича в области геохимии касаются гидрогеохимии. Им выделены гидрогеохимические зоны платформ. Отметим работу [2], представленную в печать акад. А.Е. Ферсманом. Г.А. ввел понятие о гидрохимических фациях наземных и подземных вод. Оно быстро вошло не только в геологическую и географическую справочную литературу, но и в Большую Советскую Энциклопедию (1956, т. 44). Термин вошел и в геологический словарь. А в словаре по гидрогеологии и инженерной геологии дано определение также и гидрохимической фации грунтовых вод. Всего в области наук о Земле он опубликовал 544 работы. Монография [3] награждена в 1960 г. золотой медалью Географического общества СССР. В ней освещены вопросы изучения гидрохимических фаций речных, озерных, грунтовых и подземных вод стратисферы, химического состава атмосферных осадков, гидрохимических фаций почвенных, карстовых вод и вод грязевых вулканов, кратко изложена химическая география вод морей и океанов. При написании монографии использовано около 300 тыс. химических анализов вод и льдов.

В 1967 г. по его инициативе издана книга «Химическая география вод и гидрогеохимия Пермской обл.». После краткого изложения разработанного им учения о гидрохимических фациях дана характеристика химической географии атмосферных осадков, речных, озерных и водохранилищных вод и льдов. Вторая часть книги содержит гидрогеохимическую характеристику грунтовых вод четвертичных и дочетвертичных отложений зоны эпигидрогенеза, гидрогеохимию минеральных вод, грязей и глубинных вод зоны гидрогалогенеза. Работа основана на 16 тыс. химических анализов вод, льдов и лечебных грязей.

В работах Г.А. Максимовича освещены гидрогеохимические процессы, вопросы распространения лечебных и промышленных вод Пермского края. В конце 1940-х он одним из первых привлек внимание


Молотовский гос. Университет
Копия.
ПРИКАЗ ПО НАРКОМПРОСУ РСФСР
КИ9/205/ № 558 от 30 апреля 1944 г.
Назначить кандидата геолого-минералогических наук и.о. профессора МАКСИМОВИЧА Георгия Алексеевича на должность проректора Молотовского государственного университета им.А.М.Горького.
Зам.Наркома Просвещения РСФСР /Котляров/.
Верно:
ЛГо ЛГУ
Пр. № 5 от 7-I-44 г.
11-I-69 г.



ПРИКАЗ
МИНИСТРА ВЫСШЕГО ОБРАЗОВАНИЯ СССР
№654/к
„18" июня 6 194 г.

Во изменение приказа от 22 мая 1944 года за № 912-к утвердить доктора геолого-минерологических наук, профессора МАКСИМОВИЧ Георгия Алексеевича проректором по учебной работе Молотовского Государственного университета имени А.М. Горького.

По ПГУ
Пр. №66
6 VI 46 г.

С.Кафтанов.

Разослать: университету, проф. Максимович Г.А., отделу университетов, сектору учета. Подлинный приказ хранится в отд. кадров
Верно: инспектор по учету номен. работников – К. Мокрякова

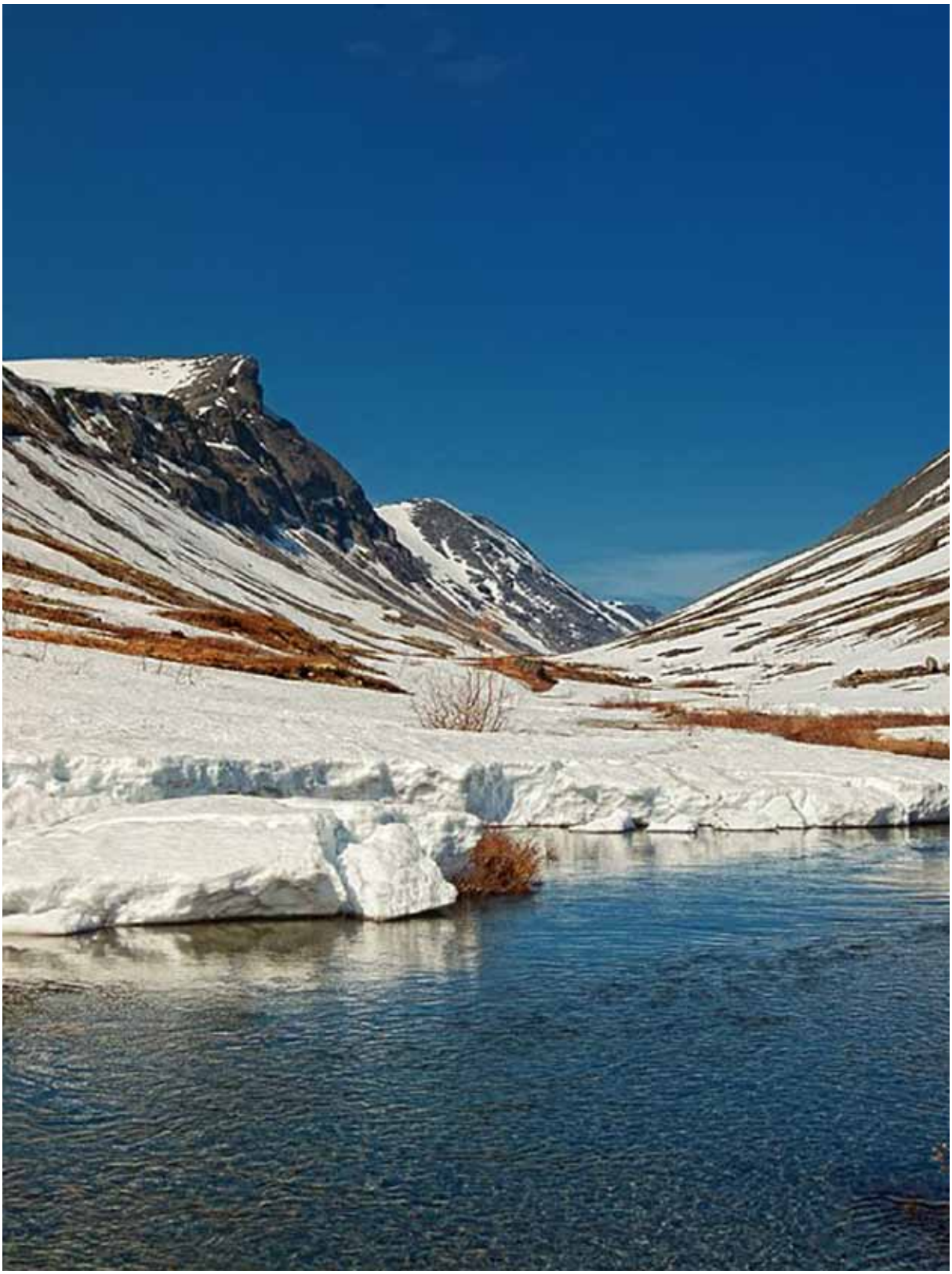
11.I.69.

к проблеме загрязнения атмосферных осадков, подземных и поверхностных вод в крае. В его работах намечены пути борьбы с загрязнением гидросферы, актуальные до настоящего времени. В г. Перми по его инициативе проведены конференции и совещания по химической географии и гидрогеохимии. Первая состоялась в 1949 г., последующие – в 1960, 1962, 1964, 1966 гг. Значительное внимание он уделял геохимическим процессам, связанным с карстом, в том числе роли геохимических барьеров в формировании полезных ископаемых карстовых впадин и полостей [7]. Ему принадлежат сводки о минералах пещер, в том числе о пещерных льдах [6, 11].

После его смерти сменилось два поколения ученых. Современные исследователи не были знакомы с ним лично, но используют его труды. Память о нем как ученом-энциклопедисте и незаурядной личности жива и сегодня.

Список литературы

1. Максимович Г.А. Йод и бром в буровых водах Грозненского района // Грозненский нефтяник. 1932. № 1/2. С. 79-82.
2. Максимович Г.А. К истории геохимических процессов (историческая геохимия) // Природа. 1943. № 3. С. 15-25.
3. Максимович Г.А. Химическая география вод суши. М.: Географгиз, 1955. 328 с.
4. Максимович Г.А. Основы карстоведения. Т. 1. Вопросы морфологии карста, спелеологии и гидрогеологии карста. Пермь: Кн. изд-во, 1963. 444 с.
5. Максимович Г.А. Основы карстоведения. Т. 2. Вопросы гидрогеологии карста, реки и озера карстовых районов, карст мела, гидротермокарст. Пермь: Кн. изд-во, 1970. 529 с.
6. Максимович Г.А., Кобяк Г.Г. Характеристика льда Кунгурской пещеры // Докл. АН СССР. 1941. Т. 31. № 5. С. 478-481.
7. Максимович Г.А., Кропачев А.М. О роли геохимических барьеров в формировании полезных ископаемых карстовых впадин и полостей // Вопросы карстоведения. Матер. совещ. по полезным ископаемым карстовых полостей и впадин и другие вопросы карстоведения. Пермь: ПГУ, 1969. С. 5-9.
8. Максимович Е.Г., Максимович Н.Г., Катаев В.Н. Георгий Алексеевич Максимович. Пермь: Изд-во «Курсив», 2004. 512 с.
9. Максимович Н.Г., Мещерякова О.Ю. К 110-летию Георгия Алексеевича Максимовича (из воспоминаний о великом ученом) // Уральский геол. журнал. 2014. № 6(102). С. 51-56.
10. Максимович Н.Г., Мещерякова О.Ю. Георгий Алексеевич Максимович – к 110-летию выдающегося ученого // Вестник Пермского ун-та. Геология. 2014. Вып. 3(24). С. 92-99.
11. Мещерякова О.Ю. К 110-летию Г.А. Максимовича // Пещеры. Сб. научн. тр. Вып. 37. Пермь: ЕНИ ПГНИУ, 2014. С. 237-239.



Региональная геология, геофизика и полезные ископаемые

ИНТРУЗИВНЫЕ И ВУЛКАНОГЕННЫЕ КОМАГМАТЫ ЗОЛОТУХИНСКОГО КОМПЛЕКСА КМА В ПРЕДЕЛАХ ТИМ-ЯСТРЕБОВСКОЙ И ВОЛОТОВСКОЙ СТРУКТУР

Бойко П.С., Альбеков А.Ю., Боброва Е.М., Рыборак М.В.

Воронежский государственный университет, г. Воронеж, boyko@geol.vsu.ru

Массивы золотухинского комплекса расположены в Курском блоке ВКМ и приурочены к зонам палеопротерозойского рифтогенеза: главным образом в Воронецко-Алексеевской (в Зиновьевско-Мантуровской, Тим-Ястребовской и Волотовской структурах), в меньшей степени – Белгородско-Михайловской зонах. Они располагаются группами и цепочками в этих зонах и обрамлении в разломах. Форма и размеры интрузий варьируют в широких пределах. Большинство тел изучено по геофизическим данным. Проведенное во второй половине прошлого века заверочное бурение показало, что породы золотухинского комплекса образуют самостоятельные тела ультраосновных пород и гипербазит-базитовые массивы сложного строения [3, 7]. Петротипом выступает полигенный и полихронный Смородинский плутон, представляющий собой сочетание более трёх породных ассоциаций разных комплексов: 1. штокообразное тело гипербазитов, относимое к первой фазе золотухинского комплекса; 2. секущее его тело габброноритов того же комплекса, относимое к образованиям второй фазы; 3. прорывающее все предыдущие образования тело габбродолеритов смородинского комплекса (трапповой формации).

На основании подробного изучения геологии, внутренней структуры петротипического массива, а также минералого-петрографического описания пород в пределах золотухинского комплекса выделяются [3] породные ассоциации: 1 – гипербазитовая, включающая аподунитовые и апоперидотитовые серпентиниты, амфиболизированные оливиновые пироксениты и тремолититы; 2 – базитовая, с выделением разновидностей средне-крупнозернистых, в разной степени изменённых габброидов: оливинсодержащих, мезо-лейкократовых безоливиновых габброноритов и анортозитов, а также интрамагматических даек мелко-среднезернистых габброноритов и микрогаббро. Исследования возраста пород [1] независимыми методами показали схожие датировки: 2069±3 млн. лет (U-Pb по циркону, аналитик Е.Б. Сальникова, ИГГД РАН, г. Санкт-Петербург) и 2066±2 млн. лет (U-Pb по баделлеиту, аналитик У. Сёдерлунд, Университет г. Лунд, Швеция). Петрохимические особенности [4] породных ассоциаций подтверждают кумулусную природу пород гипербазитовой ассоциации и дифференцированность образований базитовой ассоциации. Положение фигуративных точек на классификационной диаграмме TAS (в координатах SiO_2 – (Na_2O+K_2O), а также на дискриминационных диаграммах Йенсена и AFM показывает принадлежность пород к нормальной серии щелочности при промежуточном положении пород между полей образований известково-щелочной и толеитовой серий (рис. 2, 3). Исследование распределения редких и рассеянных элементов также показывает ряд важных особенностей: повышенные содержания легких TR, крупноионных литофильных и высокозарядных элементов при отчётливо выраженных Nb минимумах и изменчивом поведении Eu позволяет предположить значительную роль коровой контаминации [4].

Тим-Ястребовская и Волотовская структуры – одни из самых крупных синформ в блоке КМА, каждая из которых характеризуется значительной (более 100 км) протяженностью и глубиной (по геофизическим данным от 5 до 8 км) и шириной – 10-30 км. Структуры имеют асимметричное строение и выполнены палеопротерозойскими отложениями курской и оскольской серий (рис. 1), образования которых интенсивно дислоцированы и матаморфизованы в условиях фаций зеленых сланцев, местами достигающей значений эпидот-амфиболитовой фации [5] и характеризуются последовательной сменой терригенно-осадочных (курская железорудная серия) терригенно-карбонатными и терригенно-вулканогенными (в объеме роговской и тимской свит оскольской серии) породами при одновременно возрастающей роли углеродистого вещества и вулканического материала [6].

Расположенные в этих структурах образования золотухинского комплекса имеют свои специфические особенности и рядом авторов до 1999 г. выделялись как самостоятельный волотовский комплекс, в последнее время рассматриваются как волотовский подтип золотухинского комплекса [6, 7]. В отличие от петротипического Смородинского массива, локализованного в пределах жесткого обрамления рифтовых структур, внутри Тим-Ястребовской и Волотовской зон комплекс представлен изменёнными породами: амфиболизированными лейко-, мезо- и меланократовыми габбро и актинолититами (в прошлом оливиновыми плагиопироксенитами), которые образуют сближенные согласные и секущие тела мощностью 100-300 м с неотчетливой расслоенностью. Состав пород характеризуется пониженными (близкими к породам золотухинского комплекса) SiO_2 и MgO при повышенных $\sum$ Fe (более 10 масс. %) и щелочей

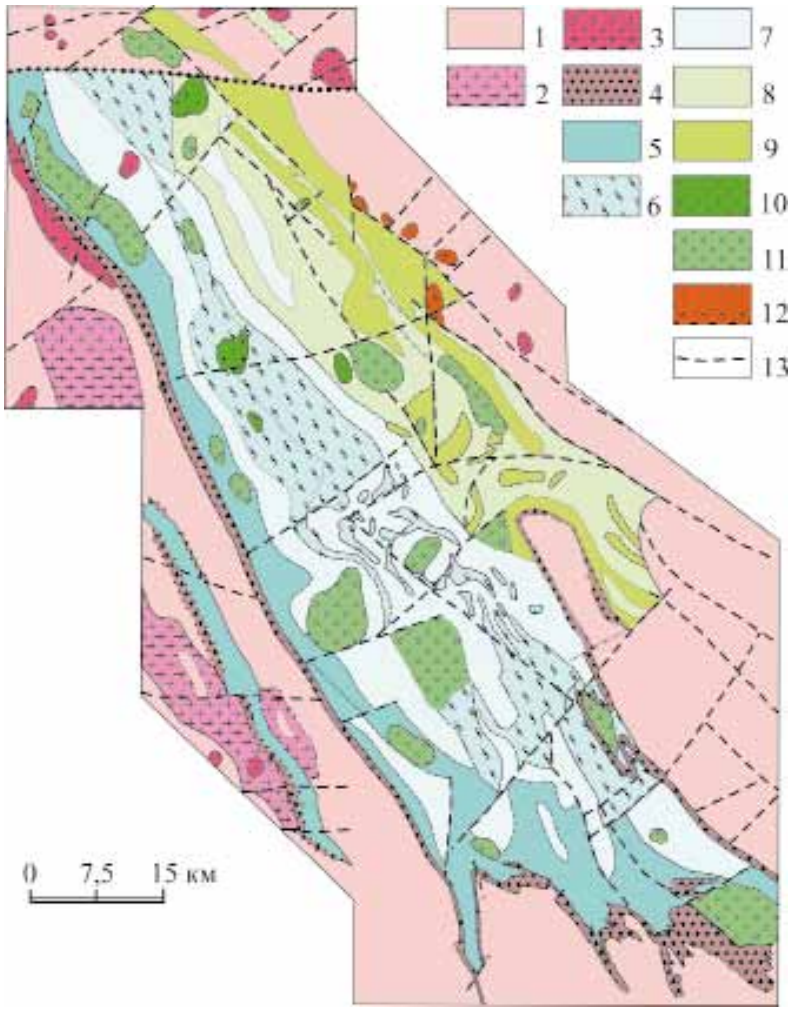


Рис. 1. Схематическая геологическая карта Тим-Ястребовской структуры ВКМ [7]: 1 – обоянский плутоно-метаморфический комплекс (AR_1ob, плагиогнейсы, прослои и линзы амфиболитов, прослои кварцитов); 2 – салтыковский комплекс мигматит-плагиогранитовый (AR_2sl, плагиограниты, тоналиты, гранодиориты); 3 – атамановский комплекс умеренно-щелочных гранитов (AR_2a, граниты умеренно щелочные плагиоклаз-микроклиновые); 4-12 – раннекарельские образования: 4 – курская серия (K_1ks, кварцито-песчаники, сланцы, железистые кварциты); 5-9 – оскольская серия: 5 – роговская свита (K_1rg, карбонатные сланцы, кварц-биотитовые сланцы, доломиты, известняки); 6-9 – тимская свита, нижняя и верхняя подсвиты: 6-7 – нижняя тимская подсвита (K_1tm_1): 6-существенно терригенная: углеродистые сланцы, метапесчаники, метаалевролиты; 7 – вулканогенно-терригенная: ортосланцы основного и среднего состава, амфиболиты, углеродистые сланцы; 8-9 – верхняя тимская подсвита (K_1tm_2): 8 – нижняя терригенно-углеродистая толща (метапесчаники, карбонатные сланцы, амфиболиты); 9 – верхняя вулканогенная толща (ортосланцы ультраосновного, основного и среднего состава, амфиболиты, метапесчаники); 10 – золотухинский перидотит-пироксенит-габброноритовый комплекс (K_1z); 11 – стойло-николаевский комплекс.

(в среднем 2.9 масс. %) с преобладанием Na_2O над K_2O. На классификационной диаграмме TAS (рис. 2) большинство точек локализуется в широкой области в поле основных пород (основные пикробазальты), крайние члены попадают в поля ультраосновных пикробазальтов (актинолититы), трахи- и андезибазальтов (наиболее лейкократовые разновидности), практически совпадая с полем фигуративных точек Смородинского интрузива. Это может свидетельствовать о правомерности их отнесения к единому комплексу, но пониженные содержания SiO_2 при обогащении Fe обусловливают их отнесение к толеитовой серии (рис. 3) на диаграмме AFM, что позволяет предположить для пород волотовского подтипа иную эволюционную природу и более позднее время образования.

Выделяемые в тимской свите вулканиты [6, 7] принадлежат к трем уровням накопления (в возрастной последовательности) и различным петрогеохимическим группам: а) ранние толеитовые (пикро) базальты и щелочные базальты; б) более поздние пикриты, пикробазальты, базальты и трахибазальты, трахиандезибазальты и трахиандезиты (в ранее выделяемой екатериновской свите), в) образования недифференцированных толеитовых базальтов и более поздних андезитов (в составе глазуновской свиты).

Ранняя по времени формирования ассоциация объединяет вулканиты субультрамафит-мафитового состава (высокомагнезиальные базальты и пикритоиды, диабазовые порфириты, превращенные в серпентин-тальк-карбонат-тремолитовые, тальк-тремолитовые сланцы и амфиболиты) верхней толщи нижнетимской подсвиты и ограниченно развитые (преимущественно в центральной части Тим-Ястребовской структуры) средние и кислые по составу вулканогенные образования (покровы, туфы) и комагматичные им субвулканические и дайковые тела риодацитов (± риолиты), андезитовых и диабазовых порфиритов, превращенных в биотит-амфиболитовые, эпидот-хлорит-полевошпат-кварцевые, кварц-биотит-плагиоклазовые, кварц-полевошпат-серицитовые и другие по составу сланцы. На диаграмме (рис. 2) TAS все они слагают единую ассоциацию от субультрамафит-мафитового состава, соответствующую высокомагнезиальным ($10.1 < MgO < 18.0$) умеренножелезистым ($6.3 < \sum FeO < 15.7$) пикритобазальтам и умеренномагнезиальным ($4.5 < MgO < 13.3$) переменной железистости ($6.3 < \sum FeO < 22.2$), толеитовым базальтам K-Na серии с толеитовым трендом дифференциации, к умеренно кислым породам Na-K и в меньшей мере K (дациты, риодациты) серий с типичным известково-щелочным трендом (рис. 3).

Подобное распределение петрогенных оксидов и соотношение толеитовых и известково-щелочных трендов дифференциации наблюдалось для породных ассоциаций Смородинского массива золотухинского комплекса, что может служить косвенным признаком комагматичности вулканических и интрузивных образований. Другим признаком может служить установленное U-Pb изотопно-геохронологическим методом по циркону [2, 6] время формирования вулканитов (метадацит, скв. 4067; кварцевый порфир-риодацит, скв. 4043) нижней толщи верхнетимской подсвиты в интервале 2153-2057 ± 5 млн. лет, что перекрывает установленный ранее интервал образования пород петротипического для золотухинского комплекса Смородинского интрузива 2066-2069 млн. лет [1].

Более поздняя (верхняя) ассоциация пикритов, пикробазальтов и толеитовых базальтов, трахибазальтов, трахиандезитов, ранее выделялась [7] из состава тимской свиты в самостоятельную екатери-

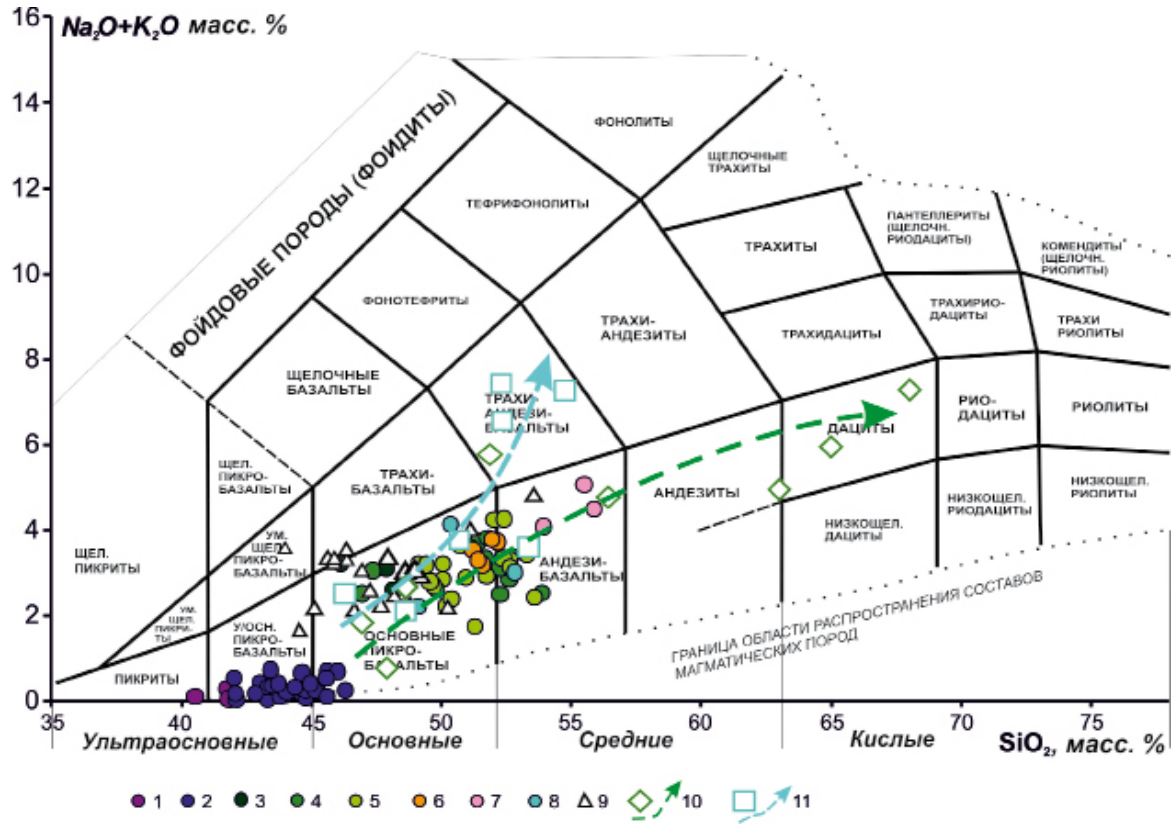


Рис. 2. Классификационная диаграмма TAS: 1-8 интрузивные породы золотухинского комплекса: 1 – аподунитовые серпентиниты, 2 – апоперидотитовые серпентиниты, 3-8 – габбронориты золотухинского комплекса: 3 – оливиновые габбронориты; 4 – свежие и слабоизмененные средне-крупнозернистые габбронориты; 5 – амфиболизированные средне-крупнозернистые габбронориты; 6 – анортозиты; 7 – гранитизированные габбронориты кровли массива; 8 – дайки мелкозернистых габброноритов; 9 – амфиболированные габбронориты волотовского подтипа золотухинского комплекса; 10 – точки средних составов и трендов дифференциации ранней ассоциации (в объеме тимской свиты); 11 – точки средних составов и трендов дифференциации поздней ассоциации (в объеме екатериновской свиты).

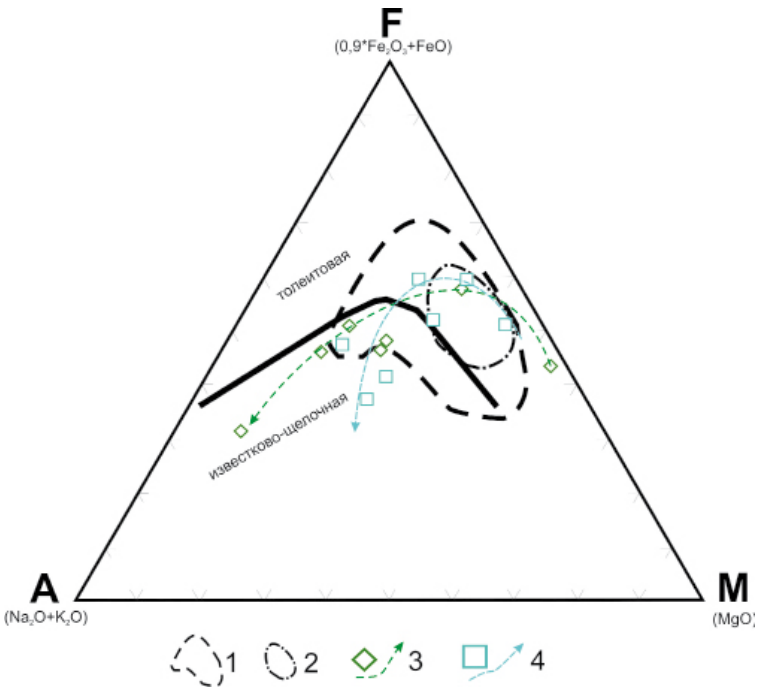


Рис. 3. Положение средних составов и трендов дифференциации вулкано-интрузивных ассоциаций Тим-Ястребовской структуры на диаграмме AFM: 1 – габбронориты Смородинского массива золотухинского комплекса; 2 – амфиболизированные габбронориты волотовского подтипа золотухинского комплекса): 3 – средние составы и тренды дифференциации ранней ассоциации (тимская свита); 2 – средние составы и тренды дифференциации поздней ассоциации (екатериновская свита).

новскую свиту. Химический состав пикритов и пикробазальтов, характеризующихся низкими содержаниями SiO_2, Al_2O_3, невысокими концентрациями щелочей и повышенной ролью фемических компонентов ($9 < MgO < 18$; $15 < \Sigma\ FeO < 19$ мас. %) и в особенности TiO_2 (1/7-3/7 мас. %), определяет их принадлежность к умеренномагнезиальным низкоглиноземистым субультрамафитам нормального субщелочного ряда K-Na серии. Среди базальтов по петрохимическим параметрам выделяются: толеитовые низкоглиноземистые нормального ряда Na и K серии; субщелочные и щелочные трахибазальты умеренноглиноземистые K-Na и K серий. Для пикритов, пикробазальтов и базальтов нормального ряда характерен четко выраженный толеитовый тренд дифференциации, в то время как ассоциация вулканитов субщелочного и щелочного рядов (трахибазальты, трахиандезибазальты) образует обособленное поле в области известково-щелочного тренда дифференциации (рис. 2). Указанные петрогеохимические особенности хорошо согласуются с характерными для описанных выше субпластовых в разной мере дифференцированных (от плагиопироксенитов, меланомезогаббро до габбро-диабазов) интрузивов [6], субвулканическими телами и дайками габбро-диабазов волотовского комлекса. По содержанию петрогенных компонентов, ряду петрохимических коэффициентов и положению на диаграммах (рис. 2, 3) наиболее магнезиальные разновидности – плагиопироксениты – близки к высокомагнезиальным пикритобазальтам: габбро- и титаносодержащие амфиболизированные габбро обнаруживают черты сходства с умеренно магнезиальными пикробазальтами и базальтами нор-

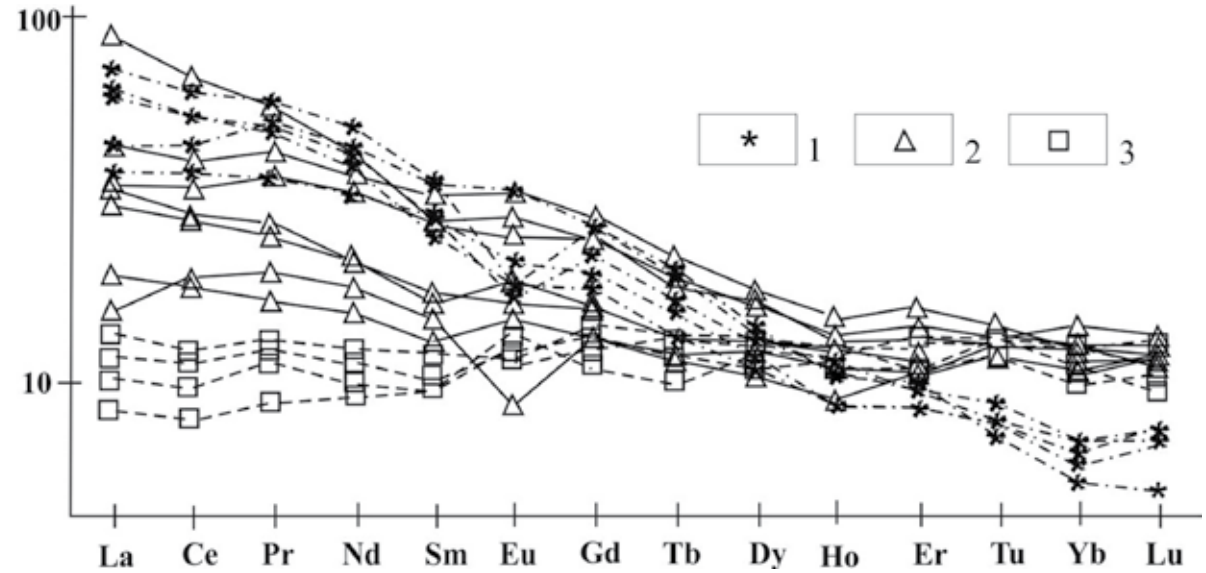


Рис. 4 Нормированное распределение TR в метавулканитах Тим-Ястребовской структуры [6]: 1 – метавулканиты пикрит-базальтовой серии (ранняя ассоциация); 2 – метавулканиты трахибазальт-трахиандезитовой серии (поздняя ассоциация); 3 – метавулканиты недифференцированной толеитбазальтовой серии глазуновской свиты.

мального ряда с толеитовым трендом дифференциации. Другая группа габброидов характеризуется петрохимическим обликом, близким к трахибазальтам и трахиандезито-базальтам Na и K-Na серий.

Важно при этом отметить, что указанное выше отчетливое петрохимическое обособление пикритовой (пикриты, пикробазальты, пироксениты) породной группы, с одной стороны, и толеито-базальтовой и субщелочной (трахибазальты, трахиандезито-базальты) – с другой, свидетельствуют о вероятном образовании этих двух породных групп единой вулканоплутонической ассоциации из самостоятельных расплавов, что также подтверждается исследованием характера содержаний и распределения TR (рис. 4). Кроме того, анализ опубликованных [6, 7] данных содержаний TR в метавулканитах ранней ассоциации тимской свиты показывает их значительное сходство с ранее установленными особенностями распределения редких и рассеянных элементов в породах Смородинского интрузива [4], что еще раз подтверждает комагматичность вулканитов именно этому типу интрузий.

Список литературы

1. Альбеков А.Ю., Рыборак М.В., Бойко П.С. Реперное U-Pb изотопное датирование палеопротерозойских габброидных формаций Курского блока Сарматии, Воронежский кристаллический массив // Вестник ВГУ. Сер. Геология. 2012. № 2. С. 84-95.

2. Артеменко Г.В. Геохронология Среднеприднестровской, Приазовской и Курской гранит-зеленокаменных областей УЩ и ВКМ. Дис. уч. ст. д.г.-м.н. Киев, 1998. 232 с.

3. Бойко П.С. Петрографические особенности породных ассоциаций золотухинского комплекса КМА // Тр. молодых ученых ВГУ. Вып. 1-2. Воронеж, 2010. С. 107-112.

4. Бойко П.С. Минералого-геохимические особенности пород и признаки контаминации габброноритов второй фазы золотухинского комплекса КМА // Вестник ВГУ. Сер. Геология. 2012. № 1. С. 67-75.

5. Савко К.А. Гранулиты Воронежского кристаллического массива: петрология и эволюция метаморфизма. Воронеж: Изд-во ВГУ, 1999. 130 с.

6. Холин В.М. Геология, геодинамика и металлогеническая оценка раннепротерозойских структур КМА. Автореф. дис. уч. ст. к.г.-м.н. Воронеж, 2001. 24 с.

7. Чернышов Н.М. Платиноносные формации Курско-Воронежского региона, Центр. Россия. Воронеж: Изд-во ВГУ, 2004. 448 с.

ГАРРИЗИТЫ – ГОРНЫЕ ПОРОДЫ КОМПЛЕКСА ДАЕК МОНЧЕТУНДРЫ

Борисенко Е.С.

Геологический институт КНЦ РАН, г. Апатиты, elena.s.borisenko@gmail.com

Тела гарризитов относятся к комплексу дайковых образований [2], пространственно и генетически связанному с базитовым массивом Мончетундра. Они известны на его восточном и западном склонах (рис. 1). Морфологически представляют собой дайкообразные тела и отдельные линзовидные выходы. Их общее простирание совпадает с СЗ ориентировкой самого массива и варьирует от 315° на восточном склоне до 340° – на западном. Вмещающие породы – крупнозернистые массивные лейкогаббронориты и лейкогаббро.

Эти образования впервые описаны Елисеевым Н.А. в 1946 г. Он назвал их «малыми интрузиями Монче-тундры», подчеркивая морфологические особенности и генетическую связь с более крупными интрузиями основного и ультраосновного состава того же возраста. В последующие годы изучение гарризитов проводилось при геолого-съемочных работах разного масштаба с целью поисков Cu-Ni руд в Мончегорском районе. Материалы по телам гарризитов даны в [1, 2]. Нами исследовано тело гарризитов на восточном склоне г. Мончетундра (рис. 1) как наиболее доступное с целью установления его взаимоотношений с вмещающими базитами Мончетундровского массива, а также для определения последовательности формирования всего комплекса пород, слагающего массив, включая сопутствующий дайково-жильный комплекс.

Тело гарризитов (рис. 2) имеет сложную дайкоподобную форму и сечёт вмещающие массивные крупнозернистые лейкогаббро Мончетундры. Сложная форма выражается в наличие ответвлений и апо-

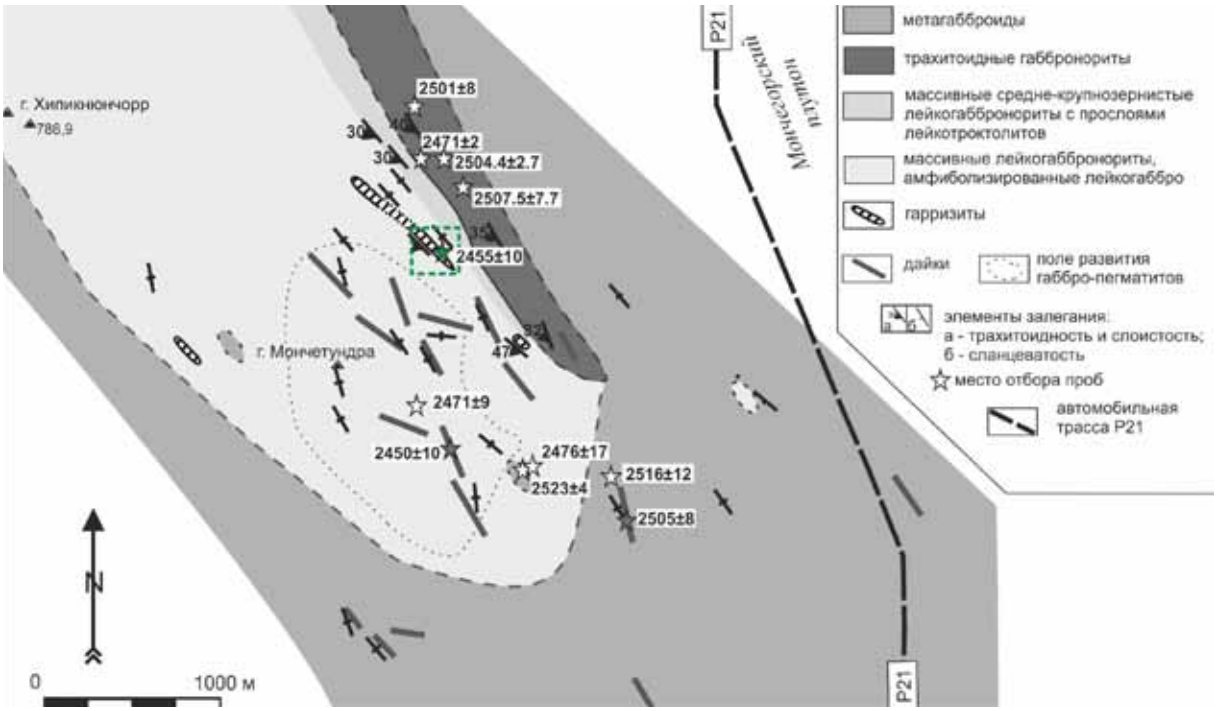


Рис. 1. Схема строения южной части массива Мончетундра.

физ, а ксенолитов вмещающих пород. Границы тела гарризитов резкие и маркируются 3-5-см экзоконтактовой зоной амфибол-гранатовых пород (рис. 3а). Максимальный размер тела в обнажении – около 200 м при мощности до 50 м. По простиранию (315-320 °) на СЗ и ЮВ прослеживаются отдельные фрагменты. Падение на ЮЗ под углом 35-50 °. Тело дифференцировано, отмечается тонкая расслоенность, выраженная в чередовании маломощных (1-15 см) слоев, отличающихся количественным соотношением главных породообразующих минералов (рис. 3б). Основные разновидности пород, слагающие тело, представлены троктолитами, оливиновыми габброноритами и габброноритами.

Породы характеризуются массивной текстурой и мелко-среднезернистым строением. Основные породообразующие минералы: оливин, плагиоклаз, ромбический и моноклинный пироксены. Второстепенные минералы: амфибол, хлорит и гранат.

Оливин образует изометричные, реже неправильной формы зерна, вокруг которых на границе с плагиоклазом развиваются келифитовые каймы. Его количество варьирует от 50 до 80 %. Содержание фаялитовой молекулы 26 %.

Плагиоклаз образует идиоморфные таблитчатые и ксеноморфные зерна среди зерен оливина, между которыми наблюдаются реакционные взаимоотношения. В плагиоклазе проявлены в основном простые и нечеткие полисинтетические двойники. По составу соответствует лабрадору ($Or_{0.3\text{-}0.5}Ab_{36\text{-}44}An_{55\text{-}63}$).

Клинопироксен представлен авгитом ($En_{45}Wo_{44}Fs_{12}$). В соответствие с его кристалломорфологическими признаками и соотношением с другими породообразующими минералами выделяются три типа

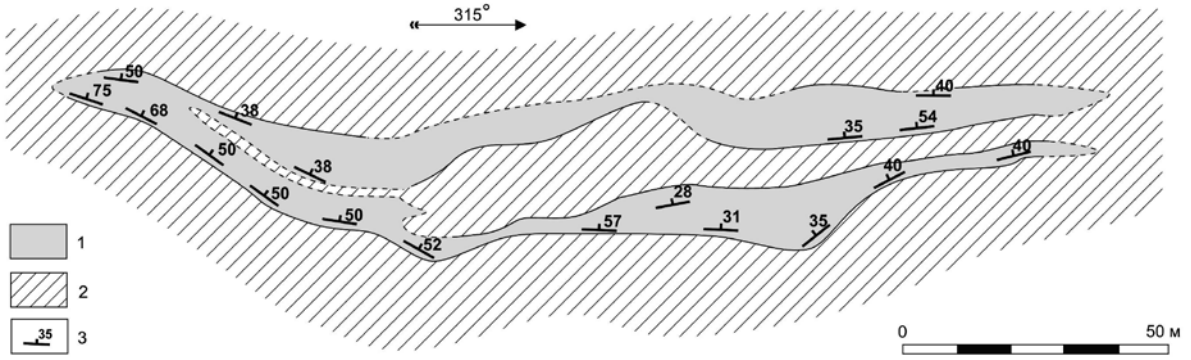


Рис. 2. План тела гарризитов на восточном склоне г. Мончетундра [1]. 1 – тело гарризитов; 2 – вмещающее лейкогаббро массива Мончетундра; 3 – элементы залегания.

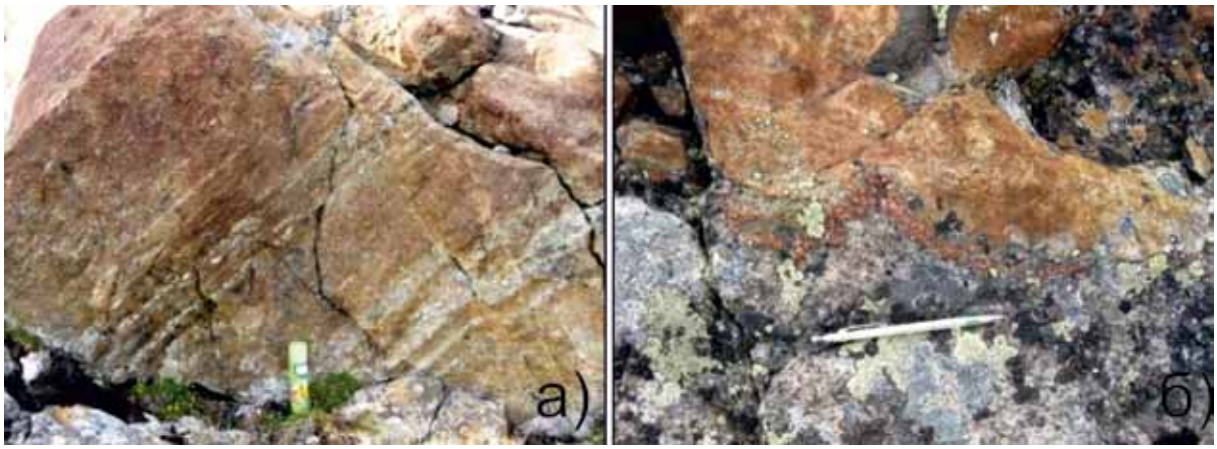


Рис. 3. Фотографии обнажений тела гарризитов. Фото автора.

зерен: мелкие призматические зерна (1-2.5 мм), ксеноморфные по отношению к оливину и плагиоклазу; крупные ойкокристаллы, содержащие хадакриталлы оливина и плагиоклаза; пластинки или «пузырьки» в ромбическом пироксене, возникающие при его распаде ($En_{44}Wo_{45}Fs_{11}$).

Ромбический пироксен по составу соответствует энстатиту ($En_{74}Wo_3Fs_{23}$). Ортопироксен также встречается в виде нескольких форм: самостоятельные ксеноморфные зерна, выполняющие промежутки между зернами оливина и плагиоклаза; прерывистые реакционные каймы вокруг зерен оливина на границе с плагиоклазом; тонкие пластинки в зернах клинопироксена ($En_{71}Wo_2Fs_{27}$). Для него характерно наличие структур распада твердого раствора, которые выражаются в наличии в ортопироксене каплевидных, червеобразных или тонкопластинчатых вростков клинопироксена.

Амфибол развит в реакционных каймах на границе силикатных минералов, частично или полностью замещает пироксены. Хлорит встречается в виде пластинок и агрегатов зерен и развивается по плагиоклазу. Гранат отмечается редко, приурочен к трещинкам в зернах плагиоклаза и реакционным каймам между зернами оливина и плагиоклаза.

По химическому составу гарризиты относятся к серии нормальной щелочности, по содержанию SiO_2 (41.52-42.78 мас. %) и щелочей (0.95-0.96 мас. %) являются ультраосновными породами.

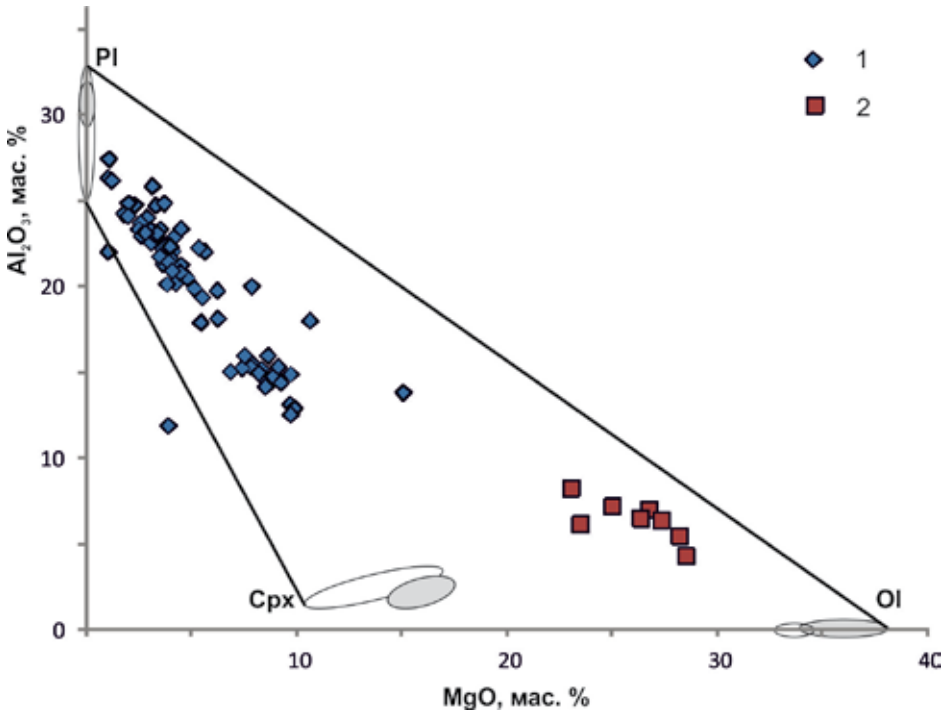


Рис. 4. Химический состав пород Мончетундры в координатах MgO-Al_2O_3 (мас. %). 1 – породы Мончетундры; 2 – гарризиты. Линии отражают тренды изменчивости. Полями показаны вариации составов оливина (Ol), клинопироксена (Cpx) и плагиоклаза (Pl) в породах массива (белое) и гарризитах (серое).

На диаграмме соотношения оксидов MgO и Al_2O_3 устанавливается два тренда изменчивости состава пород Мончетундровского массива и гарризитов. Фигуративные точки составов пород массива лежат между двумя трендами. Большая их часть располагается вдоль плагиоклаз-клинопироксенового тренда; менее выражен плагиоклаз-оливиновый тренд. К нему тяготеет незначительная часть точек пород массива, на его продолжении лежат точки гарризитов.

Для гаризитов характерно слабое и умеренное обогащение легкими РЗЭ: (La/Sm)n = 1.6-2.9; (La/Yb)n = 1.6-4.2. По характеру спектра распределения РЗЭ они подобны базитовым породам массива Мончетундра, аналогично и наличие положительных Eu аномалий умеренной и низкой интенсивности (Eu/Eu* = 1.1-1.7), что свидетельствует о кумулятивной природе плагиоклаза в породе.

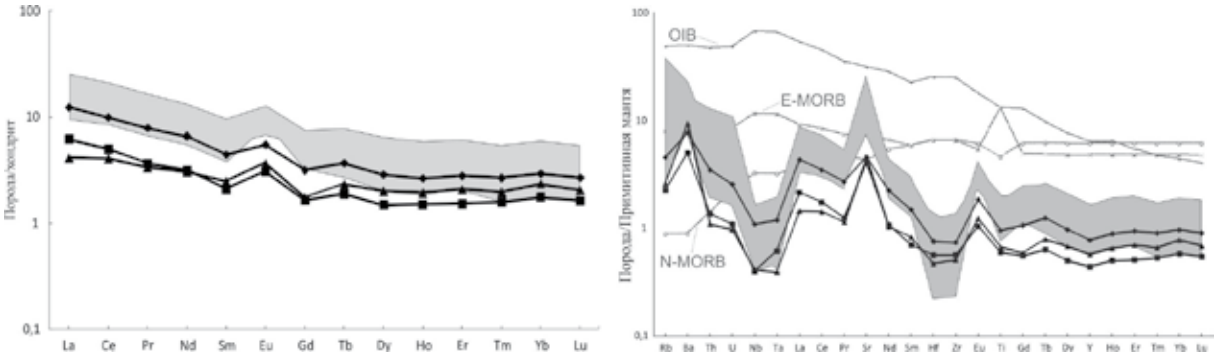


Рис. 5. Распределение содержаний РЗЭ, нормированных к составу хондрита С1 по [McDonough, Sun, 1995] (а) и примитивной мантии [Sun, McDonough, 1989] (б), в гарризитах Мончетундры. Фоном показано поле составов горных пород Мончетундры.

Распределение редких элементов в гарризитах имеет схожий характер с породами Мончетундры, но общие концентрации в последних выше. На многокомпонентной диаграмме выделяются положительные аномалии Ba, Sr, La и отрицательные – высокозарядных элементов (Nb, Ta, Hf, Zr).

Схожесть спектров распределения РЗЭ пород Мончетундры и гарризитов свидетельствуют о том, что они имели общий источник, и соотношения РЗЭ сложились до поступления магмы в интрузивную камеру. Ведущим механизмом формирования пород Мончетундры было фракционирование плагиоклаза, клинопироксена и оливина, причем плагиоклаз-оливиновый тренд является второстепенным для базитов Мончетундры, но основным в образовании гарризитов.

Возраст кристаллизации цирконов из тела гарризитов оценивается в 2455±10 млн. лет (новые данные). Этот U-Pb возраст укладывается в общую последовательность формирования всего Мончетундровского массива (2520-2445 млн. лет) и маркирует проявление этапа магматизма на завершающей стадии становления собственно массива Мончетундра.

Список литературы

1. Козлов Е.К., Юдин Б.А., Докучаева В.С. Основной и ультраосновной комплексы Монче-Волчьих и Лосевых тундр. Л.: Недра, 1967. 166 с.
2. Митрофанов Ф.П., Смолькин В.Ф. (ред.) Расслоенные интрузии Мончегорского рудного района: петрология, оруденение, изотопия, глубинное строение. Апатиты: Изд-во КНЦ РАН, 2004. 177 с.

ПОИСК ЗОЛОТА ПО ВТОРИЧНЫМ ЛИТОХИМИЧЕСКИМ ОРЕОЛАМ РАССЕЯНИЯ В ЮЖНОЙ ЧАСТИ ЗЕЛЕНОКАМЕННОГО ПОЯСА ХАТТУ, ВОСТОЧНАЯ ФИНЛЯНДИЯ

Вихко А.С.

Институт геологии КарНЦ РАН, г. Петрозаводск, alex-vihko@yandex.ru

Введение. Проведение предварительных поисково-разведочных работ на Au в неоархейских зеленокаменных поясах (ЗП) Финляндии и Карелии, частично перекрытых четвертичными отложениями, может осуществляться с помощью выявления вторичных литохимических ореолов рассеяния. За счёт широкого распространения и использования полевых спектрометров метод позволяет существенно сократить стоимость поисковых работ. Литохимическое опробование проводились на участке Пассаваара в южной части ЗП Хатту, простирающегося в субмеридиональном направлении в ЮВ Финляндии и прослеживающегося в Карелию. Работы осуществлялись по традиционной методике, автор статьи принимал участие во всех видах работ. Анализ проводился на спутники золота: As, Cu, Bi, Te, Sb, а также Ni, Co и др. В ходе предварительных работ стояла задача ограничить наиболее перспективные участки для дальнейших детальных поисков, что позволяет значительно снизить затраты при бурении. Полученные данные могут быть использованы для установления наиболее эффективной последовательности опробования при поисковых работах на площадях, схожих с участком Пассаваара в Вост. Финляндии и на продолжении ЗП в ЮЗ Карелии и других.

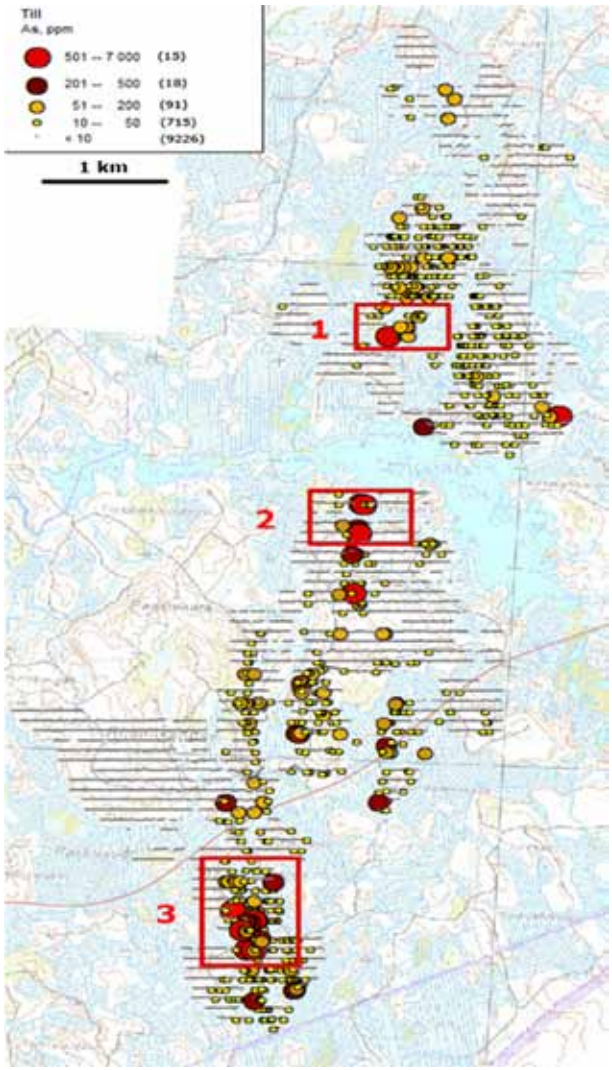


Рис. 1. Карта распространения As в приповерхностных слоях, рамкой выделены перспективные участки.

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

Аномалии, обнаруженные с помощью опробования поверхностных отложений, заверялись геохимическим опробованием с помощью мотобура «Кобра» по регулярной сети 100×10 м, позволявшим проводить тиллевую съемку донной части морены на глубинах до 15 м. Пробы проанализированы в полевых условиях на портативном РФА, а также в специализированной лаборатории для проведения пробирного анализа на u, Bi, Sb, Te. Au определялось пробирным методом. Комплексный подход позволил проследить на глубине аномалии, выявленные в поверхностной зоне (до 1 м), b увеличил эффективность и достоверность работ.

Геологическое строение и четвертичный покров участка Пассиваара. Основную площадь участка Паасиваара занимают породы, участвующие в строении южной части ЗП Хатту [1-4]. Вмещающие толщи представлены биотитовыми сланцами по осадкам и плагиоклазовыми амфиболитами по породам основного состава. Возраст пород не превышает 2.74-2.76 млрд. лет. Они прорываются гранитоида-

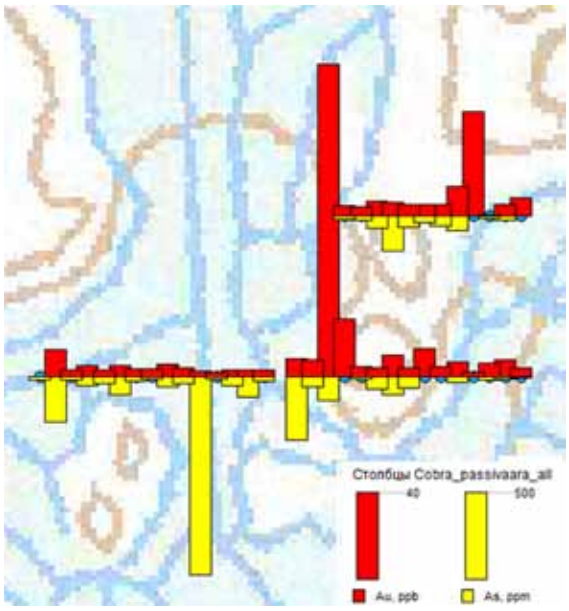


Рис. 2. Распределение As и Au на участке 1 по результатам глубинной тиллевой съемки.

ми массива Мелаваара, который относят к комплексу Койтери (Ktg, 2.74 млрд. лет). Породы представлены крупнозернистыми тоналитами и гранодиоритами, содержат роговую обманку и биотит. Массив образует крупный плутон, секущий вмещающие толщи, развиты мигматиты. Вмещающие породы метаморфизованны в эпидот-амфиболитовой фации, о чем свидетельствует соответствующий набор типоморфных метаморфических минералов в породах: широкое развитие роговой обманки, минералов группы эпидота, эпизодические гранат и графит.

В южной части ЗП Хатту кристаллический фундамент почти полностью перекрыт толщей моренных отложений, имеющих мощность от 0.5 до 10 м. Коренные обнажения редки. Отложения представлены песчаными и сортированными крупнозернистыми песчано-гравийными толщами, часто перекрытыми болотными отложениями. Направление водного сноса (по сети водосбора) – на ЮВ.

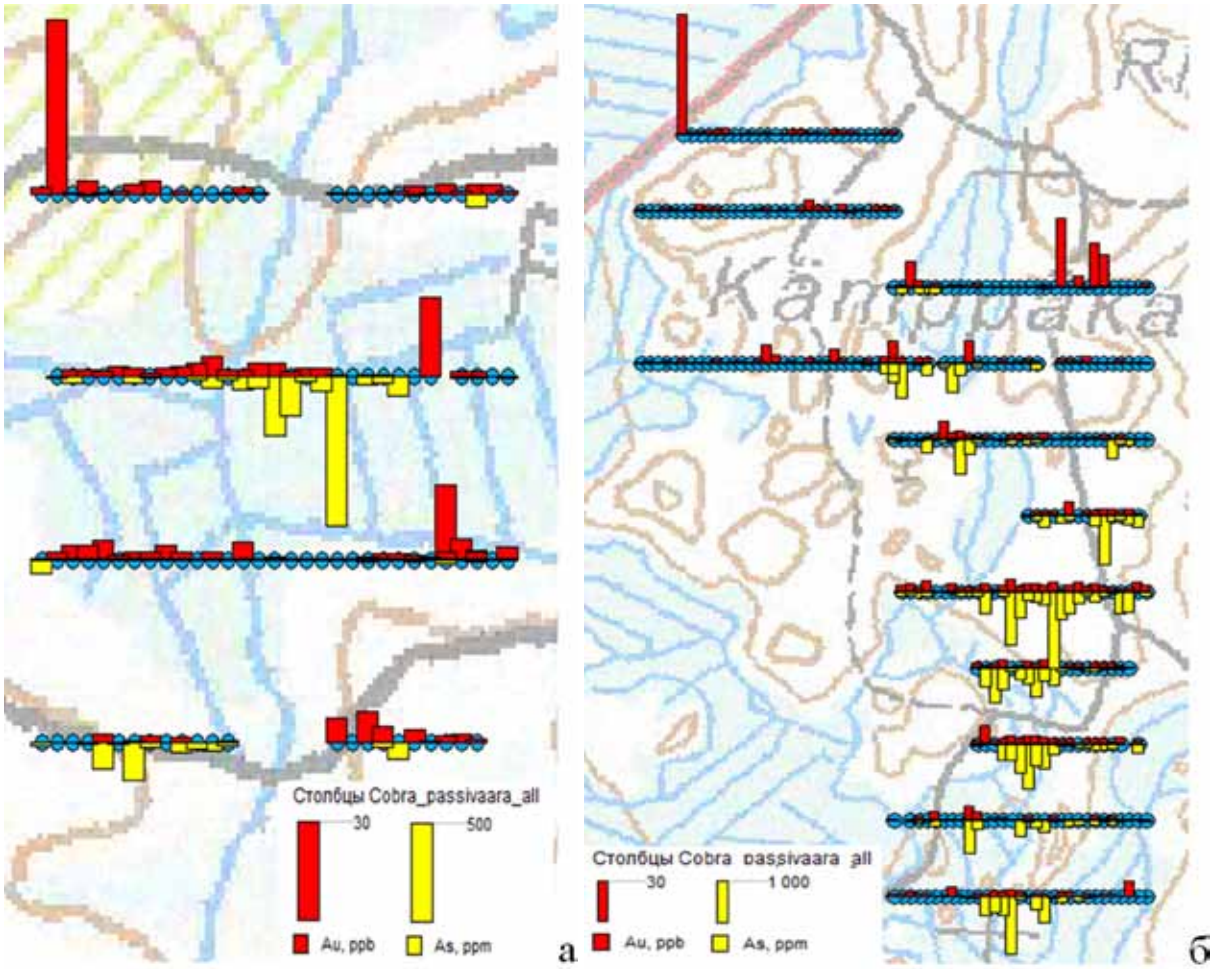


Рис. 3. Распределение As и Au по результатам глубинной тиллевой съемки: а) участок 2, б) участок 3.

Характеристика геохимических аномалий. По результатам геохимического опробования рыхлых отложений построена карта распространения As аномалий в приповерхностных слоях (рис. 1). Она по-

служила основой для выделения трех перспективных участков, на которых проведена глубинная тиллевая съемка при помощи мотобура «Кобра» (табл.1, рис. 1, 2).

Таблица 1. Среднее содержание As и Au проявления Пассиваара, участки 1-3.

Содержание / участок	1	2	3
Число проб	42	118	321
Avg. As, ppm	87.6	28.2	125.1
Max As, ppm	1131	775	2132
Avg Au, ppb	10.5	2.7	3.5
Max Au, ppb	142	52.4	86.6

По выявленным аномалиям видно, что распространение Au не всегда совпадает с As, но оба элемента тяготеют к вполне определенным областям. На графике, отражающем распределение As и Au в профилях опробования (рис. 2, 3), наблюдаются закономерности размещения проб с повышенными концентрациями элементов. Пробы с повышенными и аномальными концентрациями As выделяются повышенным содержанием Au. С другой стороны, повышенное содержание Au не всегда означает, что в данной пробе присутствует значительное содержание As, что наблюдается на профилях 1-3 участка 3 (рис. 3 б) и профилях 1, 3 участка 2 (рис. 3 а).

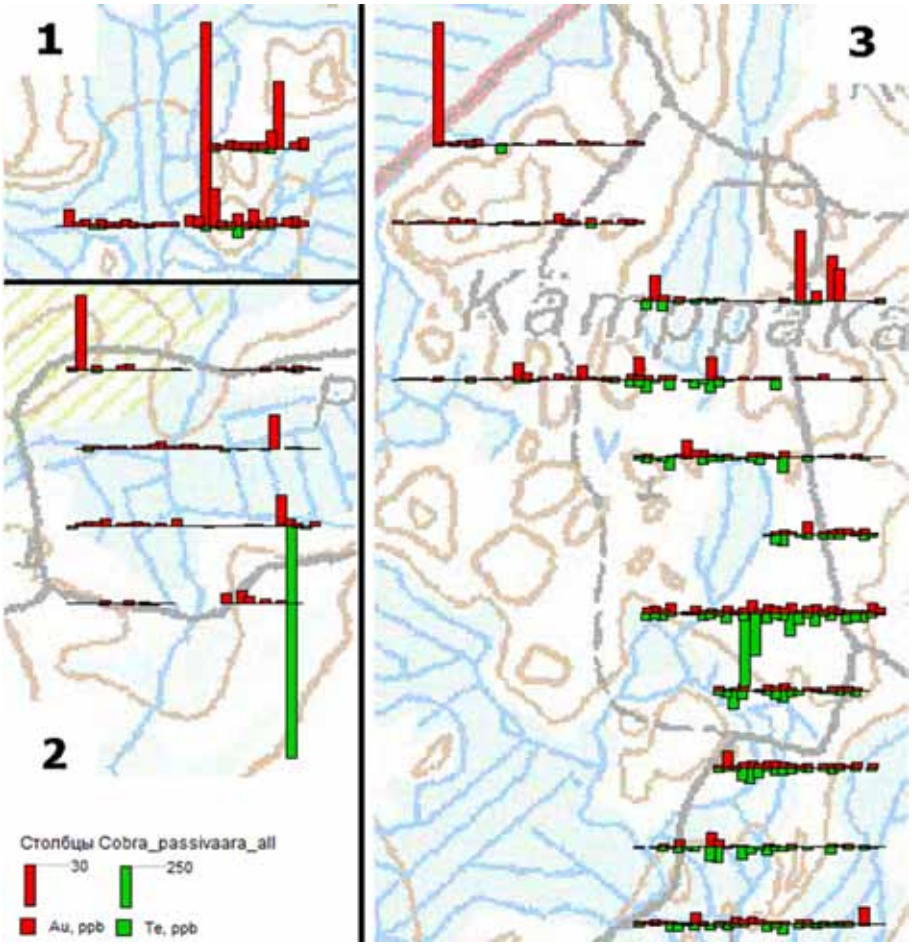


Рис. 4. Распределение Au и Te на участках 1-3.

На графике, отражающем распределение Au и Te на профилях опробования (рис. 4), наблюдаются некоторые закономерности размещения проб с повышенными концентрациями элементов. Пробы с повышенными и аномальными концентрациями Te выделяются повышенным содержанием Au. С другой стороны, повышенное содержание Au не всегда означает, что в данной пробе присутствует значительное содержание Te, что наблюдается на профилях 1-3 участка 3 и на профилях 1, 2, 4 участка 2.

Заключение. Поиск коренного Au по ореолам рассеяния на участке Паасиваара позволил в рамках первой очереди поисковых работ подвести промежуточные итоги:

1. С помощью метода поверхностной геохимической съемки выделено 3 перспективные зоны (рис. 1) для более детального геохимического опробования.
2. Области с повышенными концентрациями полезных компонентов в пробах, полученных при помощи геохимического опробования на глубине, соответствуют аномальным зонам на поверхности. Аномалии вытянуты в меридиональном направлении.
3. Выявлена положительная корреляция между Au и As, Au и Te во вторичных ореолах рассеяния участка Паасиваара. Наиболее перспективны участки, где есть совпадение аномальных концентраций Au, As, Te.
4. По результатам первой стадии поисковых работ участок Паасиваара можно отнести к перспективным для проведения дальнейших поисковых и разведочных работ на Au.
5. Методика опробования может успешно использоваться для работ в архейских ЗП Карелии с мощностью четвертичных отложений 0.1-10 м.

Список литературы

1. Новоселов К.А., Ермолина О.С., Хворов П.В. и др. Геологическое строение и минерализация западной части пояса Иломантси, Финляндия // Литосфера. 2011. № 5. С. 70-79.
2. Pasi E. Fingold: brief descriptions of all drilling-indicated Au occurrences in Finland. The 2007 data. Espoo, 2007.
3. Nurmi P., Lestinen P., Niskavaara H. Geochemical characteristics of mesothermal Au deposits in the Fennoscandian shield, and a comparison with selected Canadian and Australian deposits // Geol. Surv. Finland. Bull. 351. Espoo, 1991. 101 p.
4. http://en.gtk.fi/informationservices/commodities/Gold/ilomantsi.html.

ВНЕЗЕМНЫЕ ФАКТОРЫ И ТЕКТОНИЧЕСКАЯ ЭВОЛЮЦИЯ РАННЕЙ ЗЕМЛИ

Глуховский М.З. [1], Кузьмин М.И. [2]

[1] Геологический институт РАН, г. Москва, maratg31@yandex.ru

[2] Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН, г. Иркутск, mikuzmin@igc.irk.ru

К внеземным факторам отнесены высокоэнергетичные импактные события и изменяющийся во времени ротационный режим планеты [12]. Внеземные факторы были особенно эффективны на ранних этапах развития Земли, когда она подвергалась массированным ударам астероидов. Тренд дискретной эволюции лунно-земной дистанции с главными изгибами и тенденцией увеличения [6, 15] совпал с фазами астероидных атак, начиная с «Гигантского лунообразующего импакта (здесь и далее в млрд. лет) 4.6. Затем последовали импактные фазы ранней тяжёлой бомбардировки в гадее 4.4-4.1; поздней тяжелой бомбардировки в эоархее 3.9-3.8; мезо- и неоархее 3.24-3.26, 2.5-3.0 и в палеопротерозое 2.0±0.3 [2, 3, 18-20, 22]. Вероятно, такая корреляция не случайна. Она может свидетельствовать о тормозном влиянии масштабных астероидных атак, которые привели к уменьшению скорости осевого вращения Земли и изменению лунно-земной дистанции [2]. Ведь энергия только одного удара астероида размером 15-20 км равна 7×10^{24} Дж (скорость падения 20 м/сек, диаметр кратера до 200 и более км). Это эквивалентно взрыву нескольких сотен мегатонных водородных бомб [1, 23]. При таких ударах температура и давление в центре мишени достигали 1670 ºК и 57.5 GPa [24, 25]. Происходил разрыв границ верхней и нижней коры, а также мантии. Это сопровождалось постударной релаксацией глубинной материи и дополнительными разогревом и декомпрессией, вызывающей импакт-триггерный магматизм [3, 22, 23]. Удар астероида приводил к испарению облака, содержащего не только типичные элементы астероидов Au, Pt, Pd, Os, Ru, Ir [13], но и силикаты мишени с последующим выпадением на поверхность Земли [14, 22].

Масштабные удары астероидов сопровождались ультрабарическим метаморфизмом пород мишени с образованием алмазов, Поэтому импактные события относятся геологическим процессам [22], которые в сочетании с лунными приливами оказали существенное влияние на тектоническую эволюцию ранней Земли, когда температура мантии за счёт распада радиоктивных источников была на 300-500 º С выше, чем

сегодня [21], а Луна вращалась по орбите близкой к Земле (3-4 земных радиуса, что в 20-15 раз меньше современного 60 радиусов) [6, 15]. При дистанции в 4 радиуса Земли скорость её осевого вращения достигала 10 000 км/час (современная 1674 км/час). С этим были связаны деформации сжатия геоида и центробежное направление тепловых потоков в субэкваториальную зону [11], а также пульсации приливных волн «коровой астеносферы» с востока на запад против вращения планеты [5, 7]. Фундаментальное представление о «коровой литосфере» принадлежит К.О Кратцу и Ф.П. Митрофанову [8, 9]. Сочетание этих событий с ударами крупных астероидов приводило к масштабным импакт-триггерным процессам на всех стадиях тектонической эволюции Земли: от эмбриональной в гадее, до термотектогенеза в палеопротерозое [3].

Формирование протоконтинентальной коры в течение эмбриональной (4.4-4.1 млрд. лет) и нуклеарной (эоархей 3.9-3.85 млрд. лет) стадий осуществлялось в критических широтах (±35°) [11] или в субэкваториальном «горячем поясе» ранней Земли, природа которого была связана с центробежными силами, вызванными высокой скоростью осевого вращения [2-4]. Взаимодействие направленного снизу к поверхности Земли мощного теплового потока и высокоэнергетичных астероидных ударов сверху привело в гадее и эоархее к декомпрессионному плавлению аномально горячей мантии и импакт-триггерному зарождению первых мантийных плюмов. Эти события сопровождались массированной дегазацией и дегидратацией мантии и появлением первичной атмосферы и гидросферы. В «головах» этих плюмов в условиях высокого водного давления происходило хаотичное корово-мантийное рециклирование. В результате на месте астероидных ударов осуществлялось частичное плавление базитовой протокоры и примитивной мантии с формированием «островов» эмбриональной сиалической коры гадея, а затем массовым выплавлением эндербит-базитовой ассоциации ТТГ эоархея. Эти породы слагают основу сиалических ядер (нуклеаров) протоконтинентальной коры эпиархейского субэкваториального суперконтинента [2-4], в пределах которого в палеоархее возникали интрануклеарные центры вулканогенно-осадочного накопления со свидетельствами масштабных астероидных атак возраста 3.26-3.24 млрд. лет и последующего гранито-купольного тектогенеза (Барбертон и Пилбара) [18, 19]. Полихронные процессы гранитизации и метаморфизма протоконтинентальной коры, как и покровно-надвиговые субколлизионные деформации (природу которых часто интерпретируют как субдукцию архейских микроплит), связаны с пульсирующими приливными волнами «коровой астеносферы» и верхней коры под влиянием Луны. Параллельно с субэкваториальным суперконтинентом в высоких и низких широтах на Земле и Венере формировались пониженные относительно холодные равнины с первичной базальтовой корой мелководной Панталассы [2].

В мезо-неоархее (3.1-2.7 млрд. лет) в субэкваториальную зону протоконтинентальной коры с закупоренными каналами потери тепла под действием центробежных сил всё еще быстро вращающейся Земли продолжался энергичный термофлюидный поток. Количество радиоактивного тепла в недрах Земли в это время достигло максимума [21]. В этот период в режиме ротационно-плюмового растяжения и импакт-триггерного эффекта произошло раскрытие рифтогенных субмеридиональных и реже субширотных (по сдвигам) тектонических каналов [11], дренирующих максимально разогретую мантию (1600 ºС). Так формировалась мировая система энсиалических гранит-зеленокаменных поясов (троговый комплекс), роёв мафических даек и первых протоплатформенных бассейнов. Рифтогенные структуры заполнялись не только базальтами и коматиитами, содержащими высокобарические минералы (в частности, алмазы), но и переотложенными продуктами импактного испарения. Так формировалась полосчатая железорудная формация (BIF), часто обогащённая сидерофильными элементами [13], типичными для импактного облака. Вероятно, пластинчатые алмазы Олондинского зеленокаменного трога [10] и BIF в Борсалинском троге на западе Алданского щита связаны с импактным событием. Его отражением является Чарская кольцевая структура диаметром 400 км с гранулитовым ядром и центрозональной системой зеленокаменных поясов [3].

В тектонической эволюции трогового комплекса, помимо указанных событий, большая роль принадлежала горизонтальным силам пульсирующего смещения волн лунных приливов в астеносфере и верхней коре, создающих неоднократный режим сжатия на фоне высоких температур. Это вызвало частичное плавление мантии, протосиалической коры и нижних базитовых горизонтов трогового комплекса. При участии осадочного процесса формировалась коматиит-базальт-андезит-дацитовая ассоциация вулканитов и осадочных пород с BIF. Среди вулканитов выделяют породы, схожие с бонинитами и адакитами активных окраин и островных дуг фанерозоя. Это часто приводят в качестве аргумента островодужной природы зеленокаменных поясов. Но эти породы встречаются далеко не везде и, во-вторых, геохимические показатели конвергентны [3]. Они являются индикаторами геодинамических режимов (сжатие или растяжение) и без дополнительных геологических признаков не могут определять обстановки, в которых формировался та или иная ассоциация пород [3, 9]. Широкие гранит-зеленокаменных пояса часто ограни-

чены относительно узкими сублинейными гранулитовыми поясами. Их природа связана с компенсацией неоднократных деформации растяжения и сжатия трогов [16], особенно на завершающих этапах гранитобразования, разуплотнения и растяжения фундамента в бортах [3].

После завершения формирования мировой системы гранит-зеленокаменных и гранулитовых поясов, а также роёв мафических даек (2.7-2.6 млрд. лет), все каналы выхода теплового потока были закупорены. К этому времени радиоактивные источники мантийного тепла были истощены, так как были истрачены на созидание а архейской протоконтинетальной коры. На границе мантии и ядра началось формирования нового теплогенерирующего слоя D" [16]. Это время (2.0±0.3 млрд. лет) не случайно совпало с масштабными астероидными атаками Земли в палеопротерозое. Сначала постепенно, а затем катастрофически быстро планете перешла в медленный режим ротационной геодинамики, связанный с переходом Луны на удалённую орбиту с 20.4 ± 2.3 до 50 ± 3 земного радиуса [6, 15]. Центробежные силы не могли управлять субэкваториальным распределением тепловых потоков – источников тектонических процессов. Поскольку уровень теплогенерации переместился на границу нижней мантии и ядра, 1.9-1.7 млрд. лет тому назад наступила эра суперплюмов и палеопротерозойского термотектогенеза [2, 3]. Благодаря высокоэнергетичным импакт-триггерным событиям этой эры активизировались старые и раскрылись новые каналы тепломассопереноса. На больших площадях развивались процессы прогрессивного и регрессивного метаморфизма (как на Алданском щите). В отдельных магмопроницаемых зонах происходило внедрение щёлочно-ультраосновных пород с карбонатитами и массивов К-гранитов. Раскрывались рифты и внедрялись рои высокомагнезиальных мафических даек. Произошло сжатие древних орогенов. Формировались расслоенные ультрамафит-мафитовые интрузивы и изолированные протоплатформенные бассейны [3]. Появились первые массивы автономных анортозитов. Их внедрение было связано с возрождёнными плюмами (Алданский шит) или импакт-триггерным событием (Анабарский щит).

Таким образом, до эры суперплюмов эндогенные процессы были термально-энергетически и геодинамически стянуты в субэкваториальную зону «критических широт». Они протекали исключительно в протоконтинентальной коре в условиях чередующихся режимов стагнации и раскрытий каналов тепломассопереноса, доминирующих в архее и палеопротерозое. Распад эпиархейского суперконтинента и переход к тектонике плит при таких механизмах теплопотерь был физически невозможен. Это могло произойти только после консолидации протоконтинентальной коры, теплового истощения верхней мантии и понижения уровня теплогенерации до слоя D" Это совпало с катастрофическим переходом Луны на новую орбиту (50±3 радиусов Земли) около 2.0±0.3 млрд. лет назад, что привело к резкому замедлению скорости осевого вращения Земли. В связи с этим произошло перемещение каналов тепломассопереноса из зоны экватора в высокие и низкие широты Панталласы, началась масштабная перестройка глубинной геодинамики. В итоге 2.0±0.3 млрд. лет тому назад на Земле наступила эра тектоники плит современного типа и фанерозойской тектоники плюмов [2, 3].

Всё изложенное свидетельствует о причинно-следственных связях между внеземными факторами и эндогенными процессами тектонической эволюции Земли, которые нельзя игнорировать [12] и подтверждает концепцию о многообразии и дискретности (нелинейности) её необратимого геологического развития, на что неоднократно указывал в своих работах Ф.П. Митрофанов.

Список литературы

1. Баренбаум А.А. Галактика, Солнечная система, Земля. Соподчиненные процессы и эволюция. М.: ГЕОС, 2002. 394 с.
2. Глуховский М.З. Масштабные импактные события архея и палеопротерозоя и их влияние на тектоническую эволюцию ранней Земли в аспекте сравнительной планетологии // Докл. АН. 2014. Т. 456. № 1. С. 64-69.
3. Глуховский М.З., Кузьмин М.И. Внеземные факторы и их роль в тектонической эволюции докембрия // Геология и геофизика. 2015. В печати.
4. Глуховский М.З., Моралев В.М., Кузьмин М.И. Горячий пояс ранней Земли и его эволюция // Геотектоника. 1994. № 5. С. 3-18.
5. Добролюбов А.И. Бегущие приливные волны деформаций как генератор глобальных геофизических процессов // Літасфера. 1996. № 4. С. 22-48.
6. Жарков В.Н. Внутреннее строение Земли и планет. М.: Наука, 1983. 416 с.
7. Косыгин Ю.А, Маслов Л.А. Роль твердых приливов в тектоническом процессе // Геотектоника. 1986. №. 6. С. 3-7.

8. Кратц К.О., Митрофанов Ф.П. О докембрийской земной коре материков (древних щитов), её становление и тектоническая эволюция // Проблемы тектоники раннего докембрия. Л.: Недра, 1980. С. 147-168.
9. Митрофанов Ф.П. Раннедокембрийская геодинамика, магматизм и металлогения Кольской провинции // Вестник МГТУ. 2009. Т. 12. № 4. С. 567-570.
10. Смелов А.П., Шацкий В.С., Рагозин В.Н и др. Алмазоносные архейские породы Олондинского зеленокаменного пояса, Западная часть Алданского щита // Геология и геофизика. 2012. № 10. С. 1322-1334.
11. Стовас М.В. Избранные труды. М.: Недра, 1975. 155 с.
12. Хаин В.Е., Короновский Н.В. Планета Земля от ядра до ионосферы. М.: Изд-во КДУ, 2007. 244 с.
13. Чернышов Н.М., Молотков С.П. Резникова О.Г. Железорудные формации мира: инфорационно-аналитический обзор // Вестник ВГУ. Сер. геол. 2003. № 2. С. 3-26.
14. Albarede F., Ballhaus C., Blichert-Toft J. *et al*. Asteroidal impacts and the origin of terrestrial and lunar volatiles // Icarus. 2013. V. 222. P. 44-52.
15. Binder A.B. The moon: its figure orbital evolution // Geophys. Res. Lett. 1982. V. 9. N 1. P. 33-36.
16. Campbell I.A., Griffiths R.W. Did the formation of D” cause the Archean-Proterozoic transition? // Earth Planet. Sci. Lett. 2014. V. 388. P. 1-8.
17. Condie K.C. Archean greenstone belts. Amsterdam-Oxford-New York: Elsevier, 1981. 434 p.
18. Glikson A.Y. Field evidence of Eros-Scale asteroid and impact forsing of Precambrian geodinamic episodes, Kaapvaal (S. Africa) and Pilbara (W. Australia) cratons // Earth Planet. Sci. Lett. 2008. V. 267. P. 558-570.
19. Glikson A.Y., Vickers J. Asteroid impact connection of crustal evolutiuon // Austral. J. Earth Sci. 2010. N 57. P. 79-85.
20. Koeberl C. Impact Processes on Early Earth // Elements. 2006. V. 2. N 4. P. 211-216.
21. Korenaga J. Urey ratio and structure and evolution of Earth′s mantle // Rev. Geophys. 2008. N 46. P. 1-32.
22. Melosh H.J. Impact cratering: a geological process. Oxford: University Press, 1989. 245 p.
23. Ozima M. Geohistory: global evolution of the Earth. Berlin: Springer-Verlag, 1987. 165 p.
24. Turtle E.P., Pierazzo E. Constrains on the size of the Vredefort impact crater from numerical modeling // Meteor. Planet. Sci. 1998. V. 33. N 2. P. 483-490.
25. Turtle E.P., Pierazzo E., O’Brien D.P. Numerical modeling of impact heating and cooling of the Vredefort impact structure // Meteor. Planet. Sci. 2003. V. 38. N 2. P. 293-303.

ЗАВИСИМОСТЬ ВЕКТОРА ОСТАТОЧНОЙ НАМАГНИЧЕННОСТИ ОТ ПАРАМЕТРОВ АКУСТИЧЕСКОГО ВОЗДЕЙСТВИЯ ДЛЯ ОБРАЗЦОВ РАЗЛИЧНЫХ ГЕНЕТИЧЕСКИХ ТИПОВ ПОРОД И РУД КОЛЬСКОГО П-ОВА

Жирова А.М.

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

Приведены результаты исследования акустического воздействия на поведение остаточной намагниченности (ОН) магнетитсодержащих пород и руд из различных геологических структур Кольского п-ова. Рассматривается влияние времени ультразвукового прозвучивания (УЗП), направления фронта акустической волны и амплитуды колебаний. Для изучения магнитоупругих эффектов использованы образцы из Ковдорского массива; хр. Серповидного; Оленегорской рудной структуры; Нюсюккской дайки Печенгского р-на; Панской расслоенной интрузии, структуры Куру-Ваара Беломорского подвижного пояса. Образец из Ковдорского массива представлен магнетит-кальцитовой породой, хр. Серповидного – магнетитсодержащим амфиболитом, Оленегорской структуры – железистым кварцитом, Нюсюккской дайки – ультраосновной породой, Панской расслоенной интрузии – габбро-норитом, структуры Куру-Ваара – метагаббро-норитом.

Влияние амплитуды сигнала на намагниченность пород

Для эксперимента использован магнетитсодержащий амфиболит из хр. Серповидный (кубики СР001/02, СР001/05, СР001/06, СР001/10, СР001/16). Исследования состоят из двух фаз с общей методикой, но отличающихся типом используемого сигнала. В 1-й фазе эксперимента УЗП осуществлялось на основе монохромного сигнала с амплитудой 5 В. Задействован аппаратурный комплекс, в который входит генератор синусоидального сигнала Г3-102. Во 2-й фазе использован импульсный сигнал с амплитудой 20

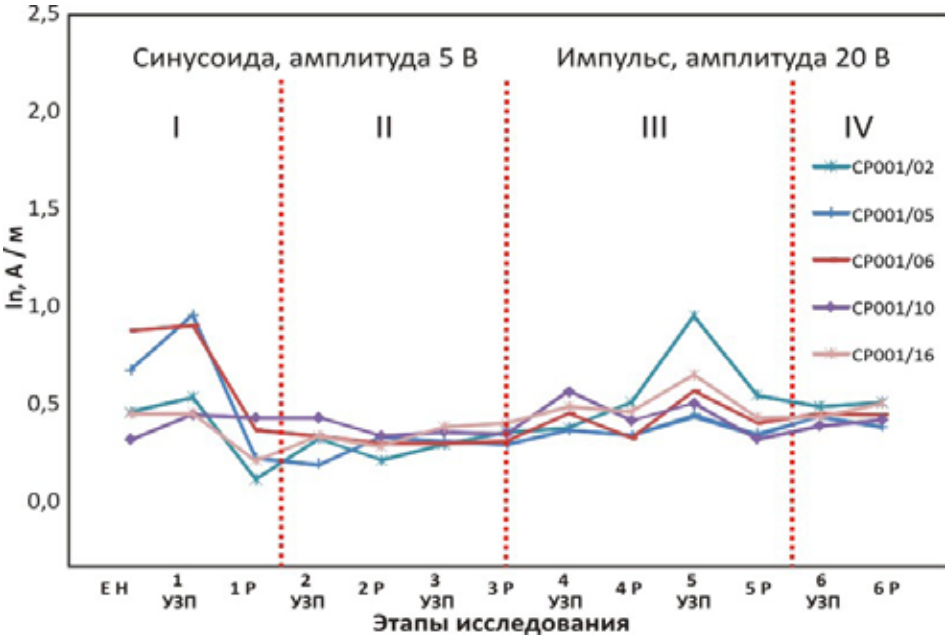


Рис. 1. Графики изменения намагниченности при использовании монохромного и импульсного сигналов с различными значениями амплитуды. Ось абсцисс – этапы эксперимента: ЕН – естественная намагниченность, 1УЗП – 1-е ультразвуковое прозвучивание, 1Р – 1-е размагничивание и т.д. Ось ординат – модуль вектора намагниченности.

В, воспроизводимый генератором ГИ-1. Время прозвучивания 60 с. Облучение образца производилось по всем направлениям и чередовалось с размагничиванием (Р).

Результаты

В 1-ю фазу исследования скачкообразные изменения ОН отмечены только на 1-м этапе (1УЗП и 1Р) (рис. 1, зона I). Затем наблюдается относительно спокойный характер графиков (рис. 1, зона II). Во 2-й фазе вновь происходит резкое изменение модуля ОН (рис. 1, зона III). Далее (рис. 1, зона IV) значимые изменения магнитного состояния образца не наблюдаются. Использование импульсного сигнала с большой амплитудой (20 В) позволяет получить выраженный магнитный отклик. После многократного (6 циклов) облучения и размагничивания образца наблюдается выход на асимптоту значений модуля вектора ОН. Дальнейшие процедуры УЗП и размагничивания не приводят к значимым изменениям магнитного состояния образца.

Влияние направления УЗП относительно вектора ОН при циклическом облучении и размагничивании

В эксперименте использованы: магнетит-кальцитовая порода из Ковдорского массива; магнетитсодержащий амфиболит из хр. Серповидного; железистый кварцит из Оленегорской структуры. Образец из Ковдорского массива представлен сильномагнитной породой, естественная остаточная намагниченность (ЕН) около 100 А/м. Для эксперимента использованы 4 кубика (КВ001/03; КВ001/04; КВ001/06; КВ001/07) из Ковдорского образца. В исследовании использованы 18 кубиков (СР001/01; СР001/02 и т.д.) слабомагнитного амфиболита из хр. Серповидного, ЕН которого гораздо меньше ЕН ковдорской породы и составляет 0.5 А/м. Также использованы 10 кубиков железистого кварцита (ОЛ001/01; ОЛ001/02 и т.д.) с ЕН не более 32 А/м.

Методика эксперимента состояла в циклическом УЗП размагниченных кубиков: время облучения 60 с, частота ультразвуковых колебаний 100 кГц. Для облучения использован аппаратурный комплекс: 1) генератор импульсов Г3-102; 2) пьезоэлектрические датчики; 3) двухканальный осциллограф. Использованы датчики-излучатели и датчики-приемники с рабочей частотой 100 кГц. Контроль изменения вектора ОН после ультразвуковых колебаний для сильномагнитных образцов проводился с помощью астатического магнитометра АМ-4, для слабомагнитных пород Рок-генератором JR-4.

Особенность эксперимента – изменение параметров прозвучивания на различных этапах исследования. УЗП выполнялось под разными углами относительно направления намагниченности образца. На каждом этапе проведено по 4 цикла размагничивания и облучения. Процедура магнитной чистки заключалась в воздействии на образец переменного по амплитуде синусоидального магнитного поля.

Результаты

При облучении Ковдорского образца под разными углами относительно максимальной оси намагниченности наблюдается зависимость пространственного поведения вектора от направления УЗП. При больших углах УЗП (96÷167 °) положение вектора изменяется сильнее (до 38 °, рис. 2 б). В то время как для направлений прозвучивания, близких к вектору ОН, наблюдается более стабильное пространственное поведение вектора (рис. 2 а). Зависимость модуля ОН от направления прозвучивания для данного образца не установлена.

По результатам исследований образца магнетитсодержащего амфиболита из хр. Серповидного можно сделать вывод, что для углов прозвучивания 11÷72 ° изменение модуля вектора ОН не превосходит 0.21 А/м (рис. 3 а). Исключение составляют три точки на графике: при облучении под углом 55° наблюдается изменение значения модуля на 2.88 А/м, при 59° на 0.44 А/м и при 22° на 0,73 А/м. Для больших углов прозвучивания (107÷169 °) изменение модуля ОН не превосходит 0.48 А/м (рис. 3 б). Можно отметить большую дисперсию отклонений направления вектора намагниченности при малых углах УЗП, нежели при больших. Для железистого кварцита из Оленегорского месторождения влияние направления УЗП относительно ОН не установлено (рис. 4 а и б).

Таким образом, нет убедительных статистических данных, доказывающих зависимость вектора намагниченности образцов горных пород. Можно отметить лишь некоторое различие в характере пространственного поведения Ковдорского образца при облучении под разными углами относительно максимальной оси намагниченности, что говорит о большей перспективности сильномагнитных пород и руд для магнитоакустических экспериментов.

Влияние времени УЗП на ОН образца

На 1-ом этапе исследования изучено влияние времени облучения на остаточную намагниченность Ковдорской магнетит-кальцитовой породы, а также слабомагнитных ультраосновной породы из Нюсюкской дайки Печенсгкого р-на и габбро-норита из Панской расслоенной интрузии. В дальнейшем коллекция образцов, предназначенных для изучения влияния времени ультразвукового прозвучивания на магнитного состояние пород, дополнена образцами докембрийских метаморфических пород из структуры Куру-

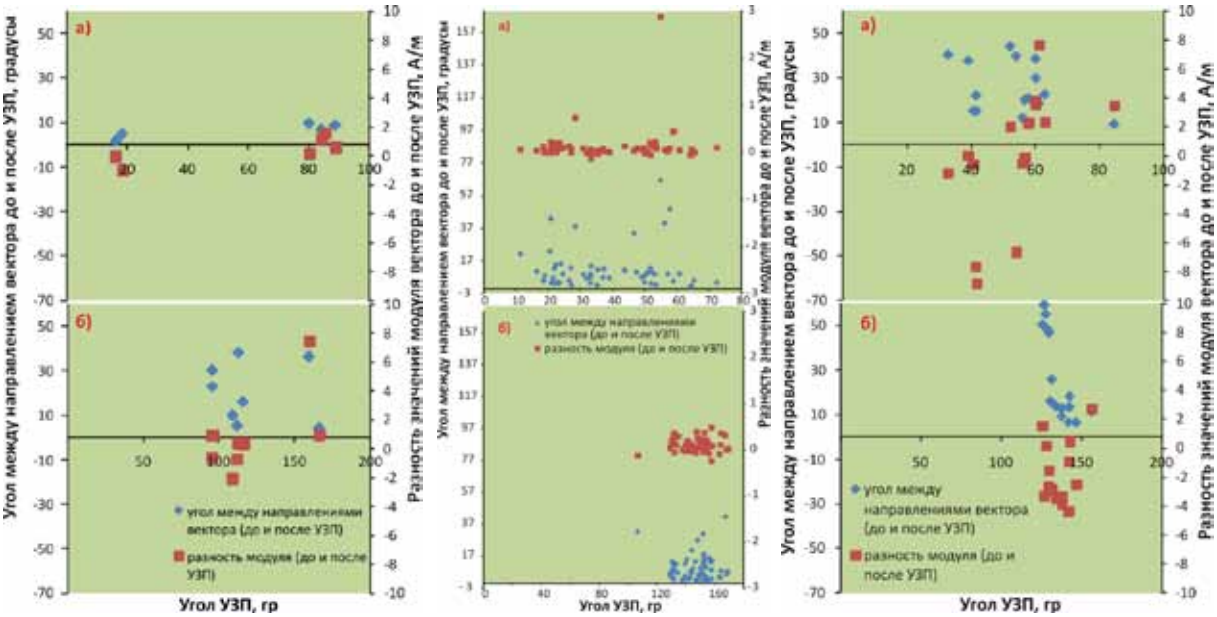


Рис. 2 (слева). Зависимость угла между направлениями вектора намагниченности (до УЗП и после) и разности значений модуля вектора (до УЗП и после) от направления прозвучивания для образца из Ковдорского массива: а) при малых углах УЗП; б) при больших углах УЗП.

Рис. 3 (в центре). Зависимость угла между направлениями вектора намагниченности (до УЗП и после) и разности значений модуля вектора (до УЗП и после) от направления прозвучивания для образца из хр. Серповидного: а) при малых углах УЗП; б) при больших углах УЗП.

Рис. 4 (справа). Зависимость угла между направлениями вектора намагниченности (до УЗП и после) и разности значений модуля вектора (до УЗП и после) от направления прозвучивания для образца из Оленегорской структуры: а) при малых углах УЗП; б) при больших углах УЗП.

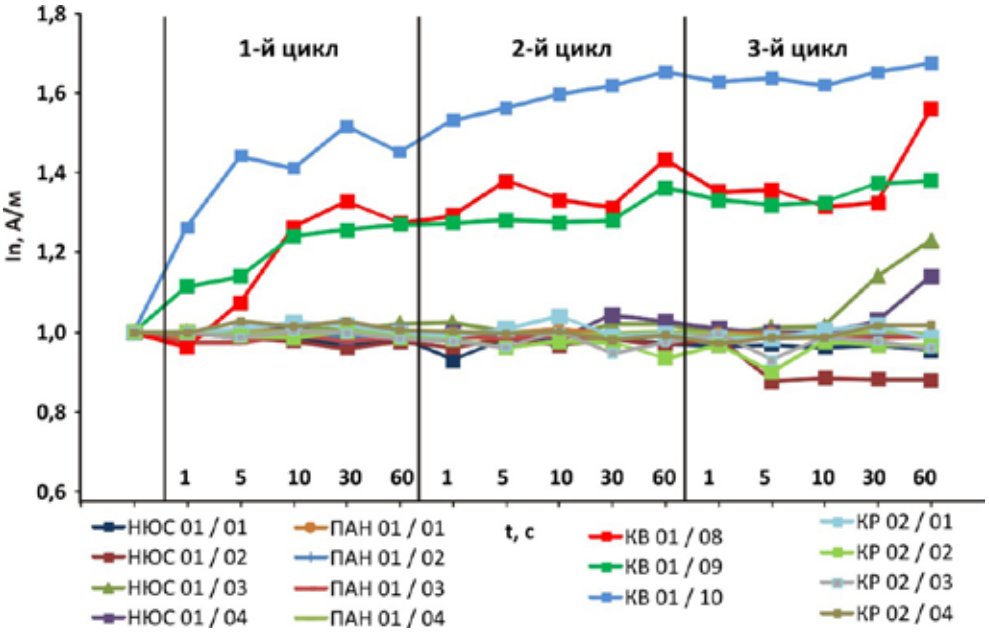


Рис. 5. Изменение модуля намагниченности (In) в зависимости от времени облучения.

Ваара. Это габбро-амфиболит, метагаббро-норит и эклогит. При отборе образцов замерена магнитная восприимчивость (С.В. Мудрук), которая составила не менее 5×10^{-3} единиц СИ. При измерении остаточной намагниченности на высокоточном магнитометре только метагаббро-норит оказался пригодным для исследований.

Методически эксперимент осуществлен по следующей схеме. Предварительно размагниченные переменным магнитным полем образцы кубической формы подвергнуты 3 циклам облучения. Каждый представляет собой прозвучивание кубиков по направлению вектора остаточной намагниченности с нарастающим временем облучения: 1 – 5 – 10 – 30 – 60 с. Остаточная намагниченность сильномагнитной породы измерялась астатическим магнитометром АМ-4, а слабомагнитных пород – Рок-генератором JR-4.

Результаты

На основе изучения времени акустического воздействия на остаточную намагниченность магнетитсодержащего образца из Ковдорского массива можно сделать следующие выводы.

При ультразвуковом воздействии на сильномагнитную магнетит-кальцитовую породу с естественной остаточной намагниченностью (ЕН) до 159.4 А/м происходит изменение значения и направления вектора намагниченности. Так, наблюдается увеличение намагниченности образца (см. КВ01/08, КВ01/09, КВ01/10, рис. 5). Установлена зависимость вектора ОН от времени прозвучивания. Это особенно заметно на 1-ом цикле облучения, время воздействия которого составляет 106 с. Градиент изменения модуля ОН на этом участке выше, чем на последующих циклах.

В результате многократного облучения габбро-норита Панской расслоенной интрузии (ПАН01/01, ПАН01/02, ПАН01/03, ПАН01/04), ультраосновной породы из Нюсюккской дайки (НЮС01/01, НЮС01/02, НЮС01/03, НЮС01/04) и метагаббро-норита из Куру-Ваары (КР02/01, КР02/02, КР02/03, КР02/04) установлено слабое изменение вектора остаточной намагниченности (рис. 5). На первых двух циклах не наблюдается зависимости магнитного состояния образцов от времени воздействия. Использование образцов с естественной намагниченностью, не подвергнутых предварительному размагничиванию переменным магнитным полем (НЮС01 и КР02), не изменило результат эксперимента, зависимости от времени облучения не наблюдается. На последнем цикле исследования ультраосновной породы (НЮС01/03 и НЮС01/04) заметно некоторое повышение значения модуля вектора ОН.

Выводы

Исследования сильномагнитных и слабомагнитных образцов обнаружили различие в характере магнитного отклика пород. Сильномагнитная магнетит-кальцитовая порода из Ковдорского массива показала значительное увеличение намагниченности с первых же секунд ультразвукового воздействия. Магнитный

отклик остальных пород слабее. Зависимости от времени облучения не наблюдается, либо она наблюдается на последнем цикле эксперимента при значительном увеличении времени воздействия.

Магнитные свойства горных пород обусловлены содержанием ферромагнитных минералов. Эти минералы обычно рассеяны в виде мелких зерен в общей диа-парамагнитной массе, составляющей основной объем породы. Количество рассеянных (акцессорных) минералов определяет магнитную восприимчивость и остаточную намагниченность горных пород. Ковдорская магнетит-кальцитовая порода, обнаружившая зависимость магнитного состояния от времени облучения, содержит значительное количество ферромагнетика. В остальных образцах его содержание не превышает 1-2 %.

Известны результаты исследований, в которых изучена зависимость магнитного отклика пород с различным размером ферромагнитных включений на воздействие внешних факторов – давлений или температур [1]. Результаты этих исследований показали, что изменение магнитных свойств существенно зависит от размеров магнитных частиц: наиболее стабильны системы частиц размером от 0.5 до 1 мкм. Под воздействием давления изменение намагниченности становится более значительным по мере роста размера частиц.

При больших размерах ферромагнитного минерала энергетически выгодна сложная доменная структура с множеством областей спонтанной намагниченности. Изменение магнитных параметров в системах магнитных частиц больших размеров под воздействием внешних факторов более значительно. У однодоменных частиц изменения под влиянием внешних воздействий значительно меньшие, чем у многодоменных.

Под действием внешних сил изменение намагниченности вещества со сложной доменной структурой может происходить за счет изменения размеров доменов и направления векторов. Если речь идет о малых включениях ферромагнитного минерала, размеры которых достигают пределов однодоменного состояния ($d_{ср}$ = 0.05-0.1 мкм), то изменение намагниченности происходит в меньшей мере: возможен только процесс изменения направления векторов.

Для магнетит-кальцитовой породы с крупными кристаллами магнетита и сложной доменной структурой наблюдаются значительные изменения вектора ОН и его зависимость от времени воздействия упругих механических колебаний. В то же время магнитные свойства образцов с незначительными включениями ферромагнетика при акустическом воздействии более стабильны.

Список литературы

1. Нанокомпозиты. Т. 8. А.М. Тишин (ред.). М.: Наука, 2007.

ОСОБЕННОСТИ АЛМАЗА ИЗ ДРЕВНИХ ОСАДОЧНЫХ ТОЛЩ

Зинчук Н.Н.

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

Алмаз – минерал с широким комплексом физико-химических, кристаллографических и других особенностей, которые отражают своеобразие термодинамических и геохимических условий его образования и могут быть рассмотрены в качестве типоморфных. Алмазы из отдельных кимберлитовых тел, а также из различных минералого-петрографических разновидностей кимберлитов даже в одном месторождении отличаются по ряду особенностей. Зная свойства алмазов из кимберлитовых тел, можно с большой долей уверенности решить вопрос о коренном источнике россыпи. В результате многолетних исследований алмазов из коренных и россыпных месторождений Сибирской платформы (Якутия, Иркутская обл.и Красноярский край) с применением классификации [4], нами [1-3, 5] накоплен громадный фактический материал по типоморфным особенностям алмазов из кимберлитовых тел, современных отложений и разновозрастных вторичных коллекторов раннекарбонового, раннепермского, средне-позднетриасового, раннеюрского, раннемелового и неоген-раннечетвертичного возраста, выделены типы их первоисточников, что позволило провести районирование СП по алмазам.

Разработке научных основ прогнозирования посвящено большое количество работ отечественных геологов. Ими собран и проанализирован огромный материал по алмазоносности, условиям формирования и закономерностям размещения алмазных месторождений и разработаны принципы и методика составления карт прогноза на алмазы, усовершенствованы прогнозные и поисковые критерии с учетом последних

достижений в области изучения алмазных месторождений. В их число входят работы известных ученых якутской, санкт-петербургской, львовской, московской, иркутской, новосибирской школ, детальный обзор которых приведен в [3, 5]. Работы предшественников получили углубленное развитие по многим направлениям, ряд критериев усовершенствован, получена картина состояния проблемы. К сожалению, в таких работах недостаточное внимание уделено типоморфизму алмазов, хотя этот критерий один из основных при прогнозировании алмазных месторождений и связан с проблемой полигенеза и политипии алмаза [1-3].

Важным моментом при исследовании потенциально алмазоносных площадей является их геолого-генетическая классификация. При этом применяется следующее ранжирование объектов: алмазоносные провинция, субпровинция, минералогическая зона, кимберлитовое поле, куст кимберлитовых тел, кимберлитовая трубка. В геологической литературе перед таксоном кимберлитовое поле также используются термины: алмазоносные область и район, которые основываются на геолого-экономических принципах. Именно этот иерархический ряд промежуточных объектов использован нами при классификации и районировании СП по алмазам. Всестороннее исследование алмазов из всех разновозрастных коллекторов и кимберлитовых тел СП с использованием различных минералогических классификаций позволило выработать систему анализа их типоморфных особенностей, выделить крупные ассоциации и на структурно-тектонической и формационной основе провести региональное (мелкомасштабное) минералогическое районирование СП в целом с выделением отдельных субпровинций.

В основу локального районирования положен анализ отдельных морфологических групп алмазов в разных фациях пород, что позволяет по их типоморфным особенностям выделять отдельные участки россыпей и рудные столбы кимберлитовых тел или сами тела с резко специфическими характеристиками. По отдельным типоморфным особенностям алмазов выделяются отдельных трубки и рудные столбы. На сегодня определен широкий набор типоморфных свойств алмазов: морфология, внутреннее строение, фотолюминесценция, распределение примесных оптически активных азотных и водородных центров, спектры ЭПР, изотопный состав углерода и др. По результатам комплексного исследования алмазов из россыпей СП нами выделены 4 алмазоносные субпровинции: Тунгусская (с Байкитской и Саяно-Тунгусской обл.), Центр.-Сибирская, Лено-Анабарская (с Анабаро-Оленекской и Приленской обл.) и Алданская. Последняя характеризуется единичными находками округлых алмазов, в том числе с признаками древности (механический износ, ромбический узор трещин, зеленые пятна пигментации), что характерно для кристаллов из докембрийских толщ.

В **Тунгусской алмазоносной субпровинции** (ТАС) кимберлитовые минералы и алмазы зафиксированы в средне-верхнекаменноугольных углисто-терригенных отложениях Тычанской и Тарыдакской алмазоносных площадей, которые сложно интрудированы телами траппов, перекрыты туфами триаса и залегают на размытой поверхности глинисто-карбонатных пород среднего-верхнего кембрия или сохранившейся на них коре выветривания (КВ). Находящиеся в песчано-галечных и неотсортированных песчано-глинистых отложениях пролювиально-аллювиальных и делювиально-пролювиальных фаций первичные минералы кимберлитов (пироп и хромит) характеризуются высокой степенью сортировки и износа. Алмазы здесь также претерпели сортировку и несут следы износа. Ореолы рассеяния алмазов установлены в верхнепалеозойских отложениях на Шушукской, Чадобецкой и Енисейской площадях, объединенных в Тычанский алмазоносный район. Морфологический спектр алмазов этих площадей значительно отличается от известных кимберлитовых тел Якутской алмазоносной провинции (ЯАП) доминированием октаэдрических кристаллов (29 %) и переходных форм (13 %), при высоком содержании ромбододекаэдров (17 %) и типичных округлых алмазов (27 %), в основном додекаэдроидов с шагренью и полосами пластинчатой деформации. По морфологическим особенностям среди алмазов Тычанского карбонового ореола можно выделить 5 групп, близких по типоморфным особенностям, что свидетельствует об их происхождении из 3-4 типов источников. Алмазы Иркутской обл. (бассейн р. Н. Тунгуска и Присаянье) характеризуются сходством типоморфных особенностей, сближающих их с кристаллами складчатых областей России.

В **Центр.-Сибирской алмазоносной субпровинции** (ЦСАС) алмазы отмечены в верхнепалеозойских отложениях М.-Ботуобинского, Моркокинского и Далдыно-Алакитского алмазоносных районов. Среднепалеозойские кимберлитовые трубки этих алмазоносных районов тяготеют к Вилюйско-Мархинской зоне глубинных разломов (тектонической активизации). Преобладание алмазов октаэдрического и переходного к ромбододекаэдрическому габитусов отмечено в верхнепалеозойских отложениях М.-Ботуобинского р-на (Курунг-Юряхского, Бахчинского и Лапчанского россыпных ореолов). В Моркокинском р-не пространственно разобщенные ореолы рассеяния алмазов установлены на междуречье Маркоки-Вилюй (Дьюкунахский, Хатырыкский, Ыгыаттинский, Чагдалинский и Н.-Моркокинский). Один из перечисленных

ореолов – Дьюкунахский имеет сложную историю формирования, поэтому характеризуется резким преобладанием однозернистых мелких (0.8 мм) обломков алмазов октаэдрического габитуса ассоциации «мирнинского» типа без трещин и включений с превалированием кристаллов со сноповидной штриховкой с небольшой долей остроступенчатых и блоковой структурой I разновидности при единичных находках алмазов IV и VIII разновидностей.

По кристалло-морфологическим особенностям алмазы россыпей Дьюкунах и Лиственничная не имеют сходства с кристаллами из кимберлитовых тел территориально близко расположенного Далдыно-Алакитского алмазоносного района. Содержание двойников и сростков очень низко и не превышает первые проценты от общего количества кристаллов. Резко преобладают бесцветные камни высокой степени прозрачности при очень низком содержании окрашенных в лилово-коричневый цвет индивидов. Характерной особенностью алмазов является очень низкое содержание дефектных трещиноватых камней, а также кристаллов с включениями. Районирование разновозрастных россыпей М.-Ботуобинского р-на с учетом их возраста и местоположения свидетельствует об их полигенности и существовании смешанных ореолов. Мезозойские россыпи Новинка и Водораздельные галечники образованы в основном за счет размыва кимберлитовых трубок Интернациональная и Мир. Значимых отличий алмазов из верхнепалеозойских и мезозойских отложений в пределах одного участка нами не установлено (россыпи Солур и Восточная). В Далдыно-Алакитском р-не, расположенном в бассейне верхнего течения р. Марха и Алакит, алмазоносными являются пермо-карбоновые отложения конекской свиты. Несмотря на наличие высокоалмазоносных трубок, этот район характеризуется незначительными масштабами россыпной алмазоносности, на что указывает слабая эродированность диатрем.

Россыпные проявления алмазов отмечены в пермо-карбоновых отложениях конекской свиты в бассейне р. Сохсолоох-Мархинский и Ойур-Юрэгэ. Для большинства ореолов территории характерна ассоциация «далдыно-алакитского» типа при низком (не более 20 %) содержании типичных округлых алмазов. Находки даже нескольких мелких кристаллов алмаза в терригенных отложениях здесь могут быть прямым признаком наличия алмазоносных кимберлитовых тел. По типоморфным особенностям алмазов среди кимберлитовых тел Алакит-Мархинского и Далдыно-Алакитского полей по соотношению габитусных форм кристаллов выделяется 3 группы трубок, что находит отражение в особенностях алмазов в прилегающих верхнепалеозойских отложениях. Среднемархинский р-н, охватывающий правобережье среднего течение р. Марха, в структурном плане находится на южном склоне Анабарской антеклизы, на который наложился СЗ борт Вилюйской синеклизы. Здесь широко развиты прибрежно-морские осадки юры, которые перекрывают высокоалмазоносные образования карстового типа позднетриасового-раннеюрского возраста. Среди алмазов мезозойских россыпей этого района есть псевдоромбододекаэдры «мархинского» типа, встречающиеся в трубках Ботуобинская и Нюрбинская, и другие морфологические разновидности минерала, не встреченные в указанных диатремах. Возможно, это связано с поступлением их из более древних алмазосодержащих толщ.

Лено-Анабарская алмазоносная субпровинция (ЛАС) охватывает СВ часть СП и совпадает с полем развития протерозойских и нижнепалеозойских отложений Анабарской антеклизы и Оленекского поднятия, обрамленных выходами пермских, триасовых, юрских и меловых отложений. В её пределах выделяется 5 алмазоносных районов (Анабарский, Среднеоленекский, Нижнеоленекский, Приленский и Муно-Тюнгский), в которых обособляются отдельные россыпные поля современного возраста. Древние нижнекарбоновые россыпи и проявления описаны в Кютюнгдинском поле, в которых преобладают (до 95%) кристаллы I разновидности, представленные преимущественно ламинарными кристаллами ряда октаэдр-ромбододекаэдр октаэдрического (18 %), ромбододекаэдрического (23 %) и переходного между ними (28 %) габитусов, в сумме составляющие более 70 %, что характерно для богатых кимберлитовых тел фанерозойского возраста центральной части СП. Среди них велика доля (до 29 %) полуокруглых кристаллов с блоковой скульптурой. Содержание таких кристаллов аномально высоко среди россыпей северо-востока СП. Для Кютюнгдинского поля характерно очень низкое содержание округлых алмазов «уральского» («бразильского») типа (10 %) и додекаэдроидов с шагренью и полосами пластической деформации (до 4.4 %) при значительном (до 7 %) количестве бесцветных кубоидов I разновидности. Среди алмазов присутствует максимальное для россыпей северо-востока СП количество (до 4 %) индивидов с оболочкой желто-зеленого ряда. Алмазы V и VII разновидностей, типоморфные для остальных россыпей этой субпровинции, в Кютюнгдинском поле отсутствуют. Наиболее древним на северо-востоке СП вторичным коллектором алмазов ассоциации «эбеляхского» типа являются прибрежно-морские отложения поздне-

триасового возраста в Н.-Ленском алмазоносном районе, среди которых отсутствуют камни с механическим износом и характерно отсутствие сортировки с высоким содержанием битых и колотых кристаллов.

Показано, что в ЮЗ части СП (ТАС) и отдельных россыпей и ореолов М.-Ботуобинского р-на (Тарыдакский и Дьюкунахский) отмечено региональное распространение мелких кристаллов октаэдрического габитусов. Для отдельных площадей Тычанского р-на выделяются участки, для которых предполагается множественность первоисточников при заметном преобладании кристаллов «мирнинского» типа, что позволяет прогнозировать в этом регионе еще неоткрытые коренные источники среднепалеозойского и более древнего возрастов. Результаты комплексного исследования алмазов из разновозрастных россыпей ЦСАС и сравнение с кристаллами из кимберлитовых тел региона свидетельствуют о том, что каждый из 5 алмазоносных районов характеризуется определенным комплексом их типоморфных особенностей и набором минералогических ассоциаций. Область развития отдельных макроассоциаций (семейств) в пределах субпровинции обычно ограничивается алмазоносным районом, в пределах которого распространены комплексы разновозрастных прибрежно-морских и терригенных древних вторичных коллекторов позднепалеозойского и мезозойского возраста. В М.-Ботуобинском р-не в отдельных россыпях установлена близость типоморфных особенностей алмазов из отложений позднепалеозойского и мезозойского возраста, что свидетельствует о формировании последних за счет размыва древнего коллектора или коренного источника среднепалеозойского и более древнего возраста. Следует отметить полигенность ассоциаций алмазов из разновозрастных россыпей в отдельных алмазоносных районах (Малоботуобинский и Среднемархинский) с широким проявлением россыпной алмазоносности, достигающей промышленных концентраций.

Алмазы ЛАС характеризуются резким преобладанием кристаллов невыясненного генезиса («эбеляхского» типа) с превалированием кубического и тетрагексаэдрического габитусов, полуокруглых октаэдроидов, сложно деформированных двойников и сростков додекаэдроидов, а также типичных округлых алмазов во всех возрастных и генетических типах отложений. Масштабы россыпной алмазоносности здесь намного больше, чем в других районах провинции. Своеобразие типоморфных особенностей алмазов установлено для нижнекаменноугольных отложений Кютюнгдинского прогиба, среди которых до 90 % представлено кристаллами кимберлитового генезиса и 10 % - округлыми алмазами. По типоморфным особенностям алмазов выделяются два района с различными типами первоисточников. В районе Кютюнгдинского грабена и на прилегающей с ЮЗ территории развиты преимущественно алмазы «кютюнгдинского» октаэдрического типа. На остальной территории проявлены россыпи, возникшие за счет многократного перемыва и переотложения вторичных коллекторов в отдельные периоды мезозойской истории. В этих россыпях преобладают алмазы «нижнеленской» минералогической ассоциации невыясненного генезиса, а также типичные округлые образования.

Список литературы

1. Афанасьев В.П., Зинчук Н.Н. Минералогия древних россыпей алмазов восточного борта Тунгусской синеклизы // Геол. и геофиз. 1987. № 1. С. 90-96.
2. Афанасьев В.П., Зинчук Н.Н., Коптиль В.И. Полигенез алмазов и некоторые вопросы происхождения россыпей СВ Сибирской платформы // Россыпи и месторождения кор выветривания – объект инвестиций на современном этапе. Матер. X Межд. совещ. М.: Наука, 1994. С. 31-32.
3. Зинчук Н.Н., Коптиль В.И. Типоморфизм алмазов Сибирской платформы. М.: Недра, 2003. 603 с.
4. Орлов Ю.Л. Минералогия алмаза. М.: Наука, 1973. 223 с.
5. Харькив А.Д., Зинчук Н.Н., Крючков А.И. Коренные месторождения алмазов мира. М.: Недра, 1998. 555 с.

О РОЛИ ДРЕВНИХ КОР ВЫВЕТРИВАНИЯ ПРИ АЛМАЗОПОИСКОВЫХ РАБОТАХ

Зинчук Н.Н.

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

Коры выветривания (КВ) возникают при благоприятных соотношениях следующих факторов: интенсивности выветривания, глубины возможного корообразования и скорости размыва. Интенсивность выветривания резко возрастает с увеличением температуры и количества выпадающих осадков. Большое значение имеет также обилие гумусового вещества, обладающего кислотными свойствами. Мощность КВ сильно зависит и от глубины залегания грунтовых вод. Наиболее интенсивная денудация элювиальных продуктов происходит вдоль эрозионной сети, тогда как на плоских водоразделах, наоборот, наблюдается минимальный размыв при наиболее интенсивном дренаже. На таких водоразделах обычно и формируется мощная кора выветривания. Но она сохраняется от размыва только при стечении благоприятных факторов, в первую очередь в понижениях древнего рельефа денудационной поверхности и в тектонически опущенных блоках. На пенеплене или первичной аккумулятивной равнине дренаж был слаб, здесь обычно не образуются мощные коры выветривания. На древних платформах мира (Сибирской, Африканской, Вост.-Европейской, Китайской и др.) остаточные КВ на различных породах имеют широкое распространение. Наиболее детально они изучены нами и другими исследователями на Сибирской платформе (в Малоботуобинском и Далдыно-Алакитском алмазоносных р-нах), где благоприятные условия были в позднедевонское-раннекаменноугольное и средне-позднетриасовое время.

Так, на рассматриваемой территории в конце девона произошло сокращение морского бассейна. На СЗ и СВ Тунгусской синеклизы сформировались прибрежные низменные равнины, а на юге Тунгусской и Вилюйской синеклиз возникли равнины с континентальным осадконакоплением. Они разделялись более высокими денудационными плато. Каменноугольному периоду активизации и общего воздымания Сибирской платформы (СП) предшествовала эпоха относительного покоя, в течение которой дифференцированных тектонических движений практически не было. Рельеф суши в это время был сильно пенепленизирован. При этом выравнивание рельефа и образование элювия на исходных породах протекали на протяжении всего периода формирования поверхности выветривания, при котором его продукты поступали в коррелятивные толщи равномерно, что связано с весьма незначительными в это время изменениями тектонического режима и палеорельефа. В основных алмазоносных районах СП благоприятные палеогеографические условия для формирования мощных кор выветривания существовали в позднедевонское-раннекаменноугольное и средне-позднетриасовое время. Выветриванию подвергались: терригенно- карбонатные породы нижнего палеозоя, долериты, туфы и туфобрекчии трубочных тел, туфогенные образования корвунчанской свиты и кимберлиты. Древние КВ приурочены преимущественно к конседиментационным палеоподнятиям, в которых в период формирования перекрывающих отложений развивались обстановки денудационных и денудационно-аккумулятивных равнин.

В конседиментационных палеовпадинах, служивших местами аккумуляции переотложенного материала кор выветривания, были неблагоприятные условия для интенсивного корообразования. В М.-Ботуобинском алмазоносном районе наиболее полные и мощные (до 15 м) площадные остаточные коры выветривания на терригенно-карбонатных породах нижнего палеозоя развивались (и сохранились от размыва) на Улу-Тогинском, Мирнинском, Джункунском и Чернышевском палеоподнятиях, обрамлявщих Кюеляхскую, Улахан-.Ботуобинскую и Ахтарандинскую впадины. В отдельных разрезах устанавливаются верхние горизонты кор выветривания, свидетельствующие о формировании полных профилей. Для легкой фракции продуктов выветривания этого типа характерны кварц, халцедон и обломки опала. Для тяжелой фракции характерны полуокатанные и окатанные зерна апатита, альмандина, турмалина, циркона и эпидота, а также повышенные концентрации пирита, сидерита, барита и ярозита. Особенностью глинистой составляющей из разрезов КВ терригенно-карбонатных пород следует считать повсеместное присутствие в её составе диоктаэдрической гидрослюды $2M_1$ в ассоциации с 1М и неупорядоченной монтмориллонит-гидрослюдистой смешанослойной фазой. Для верхних горизонтов профилей этого типа характерен также каолинит с полубеспорядоченной структурой.

В ряде алмазоносных районов СП отмечено развитие КВ на породах трапповой формации, где детально она изучена в пределах ЮВ окраины Тунгусской синеклизы (М.-Ботуобинский р-н). Трапповое плато, занимающее СЗ часть района, и развитая на нём площадная остаточная КВ средне-позднетриасового возраста вместе с породами субстрата в послераннеюрское время сохранилась от размыва только в пони-

жениях плато и тектонически опущенных блоках. Мощность КВ на долеритах составляет первые метры, лишь в отдельных разрезах достигая 50 м. Обычно от размыва сохраняется лишь нижняя часть КВ – зона дезинтеграци. Характерными минералами выветрелых долеритов являются в разной степени измененные плагиоклазы (от андезина до биотита) и гейландит. Те же минералы легкой фракции отмечены и для КВ туфов и туфобрекчий трубок взрыва трапповых пород, установленных в различных частях района, а также туфогенных образований корвунчанской свиты нижнего триаса, характерных для СЗ части района. Вверх по разрезам в породах трапповой формации обычно увеличивается содержание олигоклаза, что связано с меньшей устойчивостью средних и основных плагиоклазов. Типоморфным минералом тяжёлой фракции выветрелых пород трапповой формации является ильменит. В КВ долеритов обычно доминируют толстотаблитчатые и пластинчатые кристаллы ильменита с хорошо развитыми гранями и угловатые обломки с реликтами огранки.

В КВ туфов и туфогенных образований зерна минерала преимущественно неправильной формы со сглаженными краями, реже – остроугольные обломки. Характерными для тяжелой фракции из выветрелых пород трапповой формации являются переменные концентрации амфиболов, моноклинных пироксенов, эпидота, клиноцоизита, цоизита, турмалина, циркона, дистена и вулканического стекла. Отличительной особенностью глинистых минералов в слабо изменённых КВ долеритов является сохранение Mg-Fe^{3+}-монтмориллонита, пока в породах фиксируется вермикулит. Для нижних горизонтов выветрелых туфогенных образований трубок взрыва характерными слоистыми силикатами являются вермикулит и низкотемпературный хлорит. Последний быстро разлагается вверх по разрезу. На основе вермикулита здесь, как и в КВ долеритов, возникает ассоциация вермикулита и Mg-Fe^{3+}-монтмориллонита, которые в верхних частях профилей в результате гомогенизации переходят в неупорядоченную вермикулит-монтмориллонитовую смешанослойную фазу. В виде переменной примеси в наиболее зрелых профилях отмечается каолинит**.**

Особый интерес представляет вопрос о типоморфных особенностях продуктов выветривания кимберлитов, в которых в различной степени сохраняются устойчивые минералы этих пород: алмазы и их парагенетические спутники – пироп, пикроильменит, хромшпинелиды и др. В плотных и выветрелых кимберлитах отмечаются келифитовые каймы, являющиеся продуктом реакции пиропа с расплавом. Внешняя поверхность их обычно покрыта бугорчатыми образованиями, повторяющими рельеф зерна по келифитовой каймой, которая часто имеет радиально-лучистое строение. Между основанием каймы и поверхностью пиропа, как и по трещинам в нем, отмечаются пелитоморфные новообразования, в составе которых преобладает хлорит с незначительной примесью флогопита и кальцита. В глинистой составляющей продуктов выветривания кимберлитов, кроме содержащихся и в легкой фракции серпентина, хлорита и вермикулита, присутствуют монтмориллонит, монтмориллонит-гидрослюдистая смешаннослойная фаза и гидрослюда. В октаэдрических сетках структуры разбухающих минералов, судя по b = 0.893 нм, содержатся главным образом Fe^{3+} и Al. В нижних и средних частях коры КВ кимберлитов эта смешаннослойная фаза характеризуется тенденцией к упорядоченному чередованию пакетов. К верхам профилей в ней появляются явные элементы разупорядочения структуры и в лабильных межслоевых промежутках, как и в монтмориллоните, преобладают Mg и Ca. По кристаллохимическим особенностям эта смешаннослойная фаза рассматриваемого типа КВ существенно отличается от аналогичной в изменённых терригенно-карбонатных породах. Это связано с иными природой и химизмом исходного материала, за счёт которых в кимберлитах возникло указанное образование, представленное продуктами диоктаэдризации флогопита и дальнейшей его деградации. Это обусловливает свойственный указанным продуктам высокий отрицательный межслоевой заряд, который наследуется от исходной слюдистой структуры.

Такие особенности смешаннослойной фазы, характеризующейся специфической неоднородностью слагающих пакетов, являются важным типоморфным признаком продуктов выветривания кимберлитов. Кроме того, для продуктов выветривания этих пород характерен пластинчатый серпентин, структура которого состоит из слоёв типов A и B. Серпентин сохраняется до самых верхов профилей выветривания, где характеризуется политипом A. При этом для частиц новообразованного политипа (A) характерна округлая глобулярная форма (размер глобул до 0.5 мкм). Глобулы образуются на острых гранях других минералов. Они сочленяются в вытянутые червеподобные сростки длиной в несколько мкм. Вверх по разрезу профилей выветривания обычно увеличиваются размеры новообразованного серпентина и их сростков. Морфологические выделения серпентина в породах, не затронутых выветриванием, существенно отличаются от его форм в продуктах гипергенного изменения кимберлитов и родственных им пород. Характерная для этих продуктов выветривания гидрослюда связана с изменением флогопита и наследует свойственный ему политип 1M, что является её важнейшим типоморфным признаком. КВ на кимберлитах отмечена

на многих диатремах СП. Так, в М.-Ботуобинском районе кора выветривания развита на трубках имени XXIII съезда КПСС, Дачная, Таёжная, Амакинская и Интернациональная. Широким развитием пользуется КВ на кимберлитовых диатремах Далдыно-Алакитского, Средне-Мархинского и других районов СП.

Продолжительность периодов корообразования, протекавших при теплом влажном климате и относительно хорошем дренаже территории, существенно влияет на мощность элювиальных толщ и, соответственно, на количество алмазов, высвобождающихся из них, либо на кимберлитах, либо в продуктах их ближнего переотложения во вторичных коллекторах. Оценивая с этих позиций материалы о древних корах выветривания на территории СП в целом и в наиболее богатых алмазами Малоботуобинском, Далдыно-Алакитском и Среднемархинском алмазоносных районах, можно отметить, что в позднедевонское- раннекаменноугольное и средне-позднетриасовое время здесь были благоприятные условия для интенсивного корообразования. Об этом свидетельствуют сохранившиеся от размыва мощные коры выветривания с высокозрелыми верхними горизонтами. Но непосредственно в корах выветривания россыпи алмазов фиксируются только над кимберлитовыми трубками, что приводит к их резко ограниченным размерам. На других породах россыпи алмазов не образуются, за исключением случаев, когда субстратом являются вторичные коллекторы алмазов, например, верхнепалеозойские отложения. Поэтому важное значение имеет установление условий размыва и переотложения продуктов выветривания при накоплении верхнепалеозойских и мезозойских осадков. Если формирование этих отложений (в первую очередь их грубообломочных нижних горизонтов) происходило в условиях накопления делювиально-пролювиальных, пролювиально-аллювиальных и озерных фаций (т.е. за счёт преимущественно ближнего сноса местного материала), тогда вблизи кимберлитовых тел формировались россыпи алмазов. Наоборот, обильный привнос чуждого терригенного материала и развитие аллювиальных фаций происходили при размыве кор выветривания на кимберлитах и приводили к выносу обогащенных алмазами продуктов за пределы участков и сильному разубоживанию их за счёт транзитного аллювия. В такой ситуации образование россыпей становилось практически невозможным, что затрудняет поиски здесь коренных месторождений.

Переотложение продуктов выветривания вблизи областей денудации и их накопление в пресноводных континентальных водоёмах, а также небольшая мощность сформировавшихся осадочных толщ и их незначительные погружения определили слабое гидрохимическое воздействие среды на аллотигенные минералы, а также отсутствие наложенных процессов каталитического преобразования. Эти условия привели к тому, что глинистые минералы верхнепалеозойских и мезозойских отложений алмазоносных районов СП, связанные с переотложением различных продуктов КВ, определённым образом наследуют структурные и кристаллохимические особенности минералов из элювиальных толщ. Это позволяет использовать изложенные выше типоморфные признаки отдельных минералов легкой, тяжелой и глинистой фракций, а также геохимические особенности выветрелых пород для идентификации в осадочных толщах продуктов, поступивших из различных источников снова и связанных с гипергенными изменениями пород различного химического и минералогического составов. Комплекс исследований, использованный при изучении отложений верхнего палеозоя и мезозоя, позволил восстановить палеогеографические условия формирования на рассматриваемой территории каждого стратиграфического горизонта этих периодов (особенно базальных слоёв) и более детально проанализировать особенности накопления местного (в том числе и кимберлитового) материала в пределах выделенных перспективных участков и зон (или определенных горизонтов). Установленные особенности накопления продуктов выветривания в позднепалеозойское время в пределах М.-Ботуобинского и Далдыно-Алакитского районов, учитывая схожесть тектонического развития и геологического строения их с остальной территорией восточного борта Тунгусской синеклизы, а в мезозойское время сходство указанных условий в М.-Ботуобинском районе в целом со всей зоной Ангаро-Вилюйского прогиба и СЗ борта Вилюйской синеклизы позволяют распространить полученные закономерности на обширные соседние территории, которые в будущем могут явиться новыми алмазоносными провинциями.

Сравнительный анализ рассмотренных КВ показывает, что наряду с минералогическими особенностями исходных пород и гидрогеохимическими условиями среды важное значение в формировании элювиальных продуктов имеют три фактора. Первый – степень структурной упорядоченности первичных минералов. Второй – унаследованность этих свойств вновь возникающими фазами. Третий – универсальность преобразования гипогенных и образования гипергенных минералов в профилях выветривания на различных породах. В продктах выветривания различных по химическому составу и минералогическим особенностям пород развиты специфические разновидности смешанослойных образований, что также можно рассматривать как типоморфные признаки соответствующих КВ. Указанные особенности позво-

ляют дифференцировать одни и те же разновидности первичных минералов, а также идентифицировать вторичные слоистые силикаты, различающиеся характером заселения октаэдрических позиций в их структуре (т.е. ди- или триоктаэдрическим мотивом решетки) либо способом взаимного наложения отдельных силикатных слоев в структуре этих минералов или их политипией. Успешное использование сформулированных закономерностей изменения различных пород может основываться только на их электронно-микроскопическом и структурно-кристаллохимическом изучении.

ГЕОЛОГИЯ И ПЛАТИНОМЕТАЛЬНАЯ МИНЕРАЛИЗАЦИЯ УЧАСТКА СЕВ. КАМЕННИК ЗАП.-ПАНСКОГО МАССИВА, КОЛЬСКИЙ П-ОВ

Иванов А.Н., Корчагин А.У.

Геологический институт КНЦ РАН, г. Апатиты, aniva51@mail.ru

Пачка линзовидно-ритмичного чередования пироксенитов, норитов, габброноритов, лейкогабброноритов и анортозитов, или Нижний расслоенный горизонт (НРГ), протягивается почти по всей длине Зап.-Панского раннепротерозойского интрузивного габброноритового массива (ЗПМ), расположенного в центральной части (рис. 1) Кольского п-ова [2]. На участке Киевей в НРГ разведано одноименное Pt-Pd малосульфидное месторождение [1], представленное рудными телами, которые располагаются над базальным пироксенитовым маркером и приурочены к ритмам горизонта. На участке Каменник, который является западным продолжением НРГ, установлены фациальные вариации в стратиграфической последовательности слагающих горизонт пород и распределении рудных тел по разрезу.

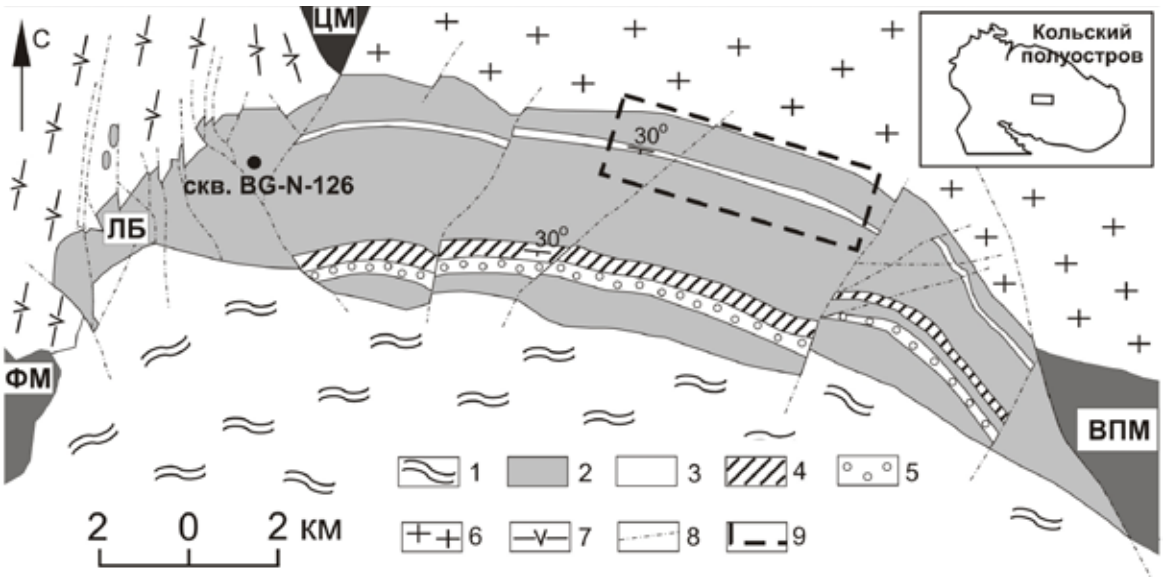


Рис. 1. Схема геологического строения Зап.-Панского массива.
1 – вулканогенно-осадочные породы серии имандра-варзуга; 2 – породы Зап.-Панского массива, преимущественно габбронориты; 3 – НРГ; 4 – ВРГ; 5 – породы оливинового горизонта; 6 – щелочные граниты массива Белых тундр архея; 7 – диорито-гнейсы архея; 8 – разрывные нарушения; 9 – граница участка Киевей. ЦМ – Цагинский габбро-анортозитовый массив архея; Федорово-Панский комплекс: ФМ – Федоровотундровский массив, ЛБ – Ластъяврский блок, ВПМ – Вост.-Панский массив.

Геология, петрография и петрохимия НРГ. Разрез НРГ по СКВ. 126 дан на рис. 2. Подстилающая толща, как и на месторождении Киевей, представлена габброноритами pabC, в которых клинопироксен преобладает над ортопироксеном. Снизу вверх по разрезу можно выделить нижний, средний и верхний подгоризонты. Нижний подгоризонт мощностью 10 м характеризуется преобладанием габброноритов pabC/pbaC такситовой текстуры, обусловленной широкими вариациями зернистости (от мелко-среднезернистых до пегматоидных). Такситовые габбронориты чередуются с массивными, образующими прослои мощностью 0.3-2 м. Большую часть трехметрового среднего подгоризонта слагают лейкократовые породы pC, представленные мелко-среднезернистыми лейкогабброноритами и лейкогаббро. Важную

роль в подгоризонте играют оливиновые нориты и габбронориты pbC, образующие прослои до 0.5 м. Отмечается прослой крупно-среднезернистых пойкилитовых габброноритов pabC. Верхний подгоризонт мощностью около 13 м сложен среднезернистыми массивными габброноритами pbaC/pabC. Он представляет собой зону постепенного «затухания» расслоенности – вблизи основания подгоризонта отмечаются прослои и пятна анортозитов размером до первых десятков см, далее вверх по разрезу их мощность снижается до долей см. Условная кровля НРГ проводится по исчезновению сантиметровых соссюритизированных плагиоклазовых нодулей в габброноритах. Пересеченная мощность горизонта е составляет 26.3 м (45 м – средняя мощность на Киевее).

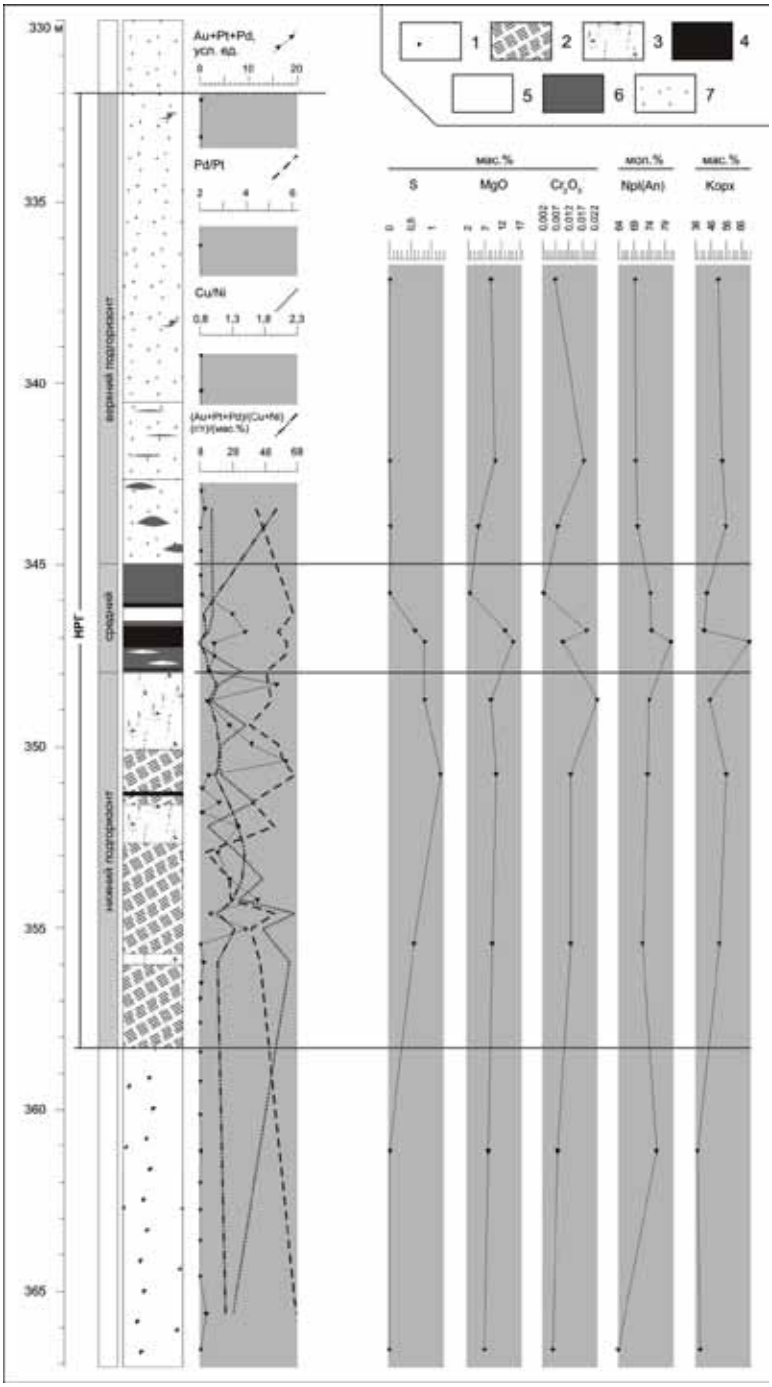


Рис. 2. Разрез НРГ по скв. 126.

1 – мелко-среднезернистые габбронориты pabC; 2 – такситовые габбронориты pbaC, pabC и pbC от мелко-среднезернистых до пегматоидных; 3 – мелко-среднезернистые габбронориты pabC с пятнами и прослоями такситов; 4 – оливиновые нориты и габбронориты pbC; 5 – пойкилитовые габбронориты крупно-среднезернистые pabC; 6 – лейкогаббронориты, лейкогаббро, анортозиты pC мелко-среднезернистые пятнистые; 7 – среднезернистые габбронориты pbaC и pabC, породы содержат прослои и линзы анортозитов, соссюритизированные полевошпатовые нодули в верхней части НРГ.

Таблица 1. Химический состав пород НРГ и подстилающей толщи (мас. %)
и некоторые петрохимические коэффициенты.

	Начальные глубины керновых проб в скв. 126. м.										
	336.7	341.7	343.7	345.6	346.7	347.0	348.5	350.7	355.3	360.7	
SiO_2	51.67	52.30	50.54	50.10	48.24	45.41	48.52	48.11	49.83	50.37	51.50
TiO_2	0.26	0.25	0.20	0.16	0.23	0.19	0.27	0.24	0.26	0.20	0.18
Al_2O_3	16.40	15.13	22.77	25.96	13.78	13.62	15.75	15.46	16.37	18.52	18.97
Fe_2O_3	1.24	0.78	0.58	0.73	1.55	3.85	2.13	2.29	2.24	0.77	1.27
FeO	5.03	5.33	3.26	2.28	6.14	6.80	5.75	5.82	5.23	3.68	2.63
MnO	0.13	0.13	0.08	0.05	0.13	0.13	0.12	0.11	0.12	0.09	0.09
MgO	8.86	10.24	5.13	2.79	13.01	15.45	8.99	10.46	9.33	8.26	7.10
CaO	12.29	12.05	12.71	14.14	12.66	9.42	12.98	11.79	12.33	15.14	12.87
Na_2O	1.77	1.63	2.38	2.27	1.18	0.85	1.38	1.39	1.61	1.50	2.49
K_2O	0.16	0.15	0.44	0.25	0.20	0.18	0.34	0.31	0.18	0.14	0.39
H_2O^-	0.00	0.06	0.02	0.00	0.12	0.04	0.04	0.01	0.06	0.00	0.00
п.п.п.	1.78	1.43	1.67	0.99	1.89	2.78	1.36	2.18	1.01	0.84	1.9
F^-	0.006	0.004	0.004	<0.004	0.005	0.006	0.005	0.006	0.006	0.004	0.005
Cl^-	<0.004	0.010	0.011	0.009	<0.004	0.011	<0.004	<0.004	<0.004	0.012	0.016
$S_{общ.}$	0.04	0.04	0.05	0.04	0.64	0.86	0.86	1.23	0.60	0.04	0.02
Ni	0.02	0.02	0.02	<0.01	0.32	0.43	0.44	0.44	0.15	0.02	0.04
Cu	<0.01	<0.01	0.01	<0.01	0.30	0.34	0.44	0.45	0.21	<0.01	0.03
Co	0.007	0.006	0.005	0.004	0.011	0.016	0.012	0.012	0.009	0.005	0.005
CO_2	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.14	<0.1
Cr_2O_3	0.007	0.018	0.008	<0.005	0.019	0.010	0.023	0.013	0.013	0.008	0.006
V_2O_5	0.036	0.034	0.029	0.029	0.032	<0.025	0.036	0.030	0.031	0.026	<0.025
P_2O_5	0.02	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.02	0.01	0.00	0.00
Сумма	99.73	99.62	99.93	99.81	100.42	100.4	99.46	100.37	99.6	99.76	99.51
Npl(An)	69.61	69.76	70.24	74.70	75.00	81.33	74.32	73.77	71.90	76.47	64.00
Kopx	51.20	53.76	55.99	43.59	42.13	71.27	45.63	56.28	51.72	37.53	39.32

Примечание. Расчет петрохимических коэффициентов из норм CIPWD: Npl(An) = 100 An / (An + Ab), мол. %; Kopx = 100 En / (En + Fs), мол. %.

Таким образом, НРГ на участке Каменник отличается от месторождения Киевей меньшей мощностью и по внутреннему строению. Здесь отсутствуют контрастная ритмичность, обусловленная чередованием пород ряда пироксенит-анортозит, базальный пироксенитовый маркер, более заметна доля оливинсодержащих пород. Ввиду этой специфики строения горизонта возникает вопрос о правильности проведенных границ НРГ, поскольку применявшиеся ранее признаки (контрастная расслоенность и др.) здесь не работают. Для подтверждения расчленения разреза изучен характер скрытой расслоенности с помощью полного химического анализа пород (табл. 1) и исследования состава плагиоклаза в 6 комбинированных шлифах. По данным микрозондовых исследований, плагиоклазы обладают прямой зональностью с разницей состава между ядром и каймой примерно 10 мол. % An. Ядерные части плагиоклазов из подстилающей толщи имеют более кислый состав (62 мол. % An), нежели породы НРГ (76-80 мол. % An). Нормативный состав плагиоклаза близок к реальному и варьирует в НРГ от 70 до 81 мол. % An. Из приведенных на рис. 2 вариаций видно, что нижняя граница горизонта в скважине располагается близко к точке перехода составов от лабрадора к битовниту. Кроме того, над подошвой НРГ отмечаются, как и на других участках, повышенные концентрации Cr и значения нормативного интерпироксенового коэффициента (в среднем > 50). Отдельного упоминания заслуживает тот факт, что наиболее основные плагиоклазы (около 80) наблюдаются в пределах основного рудного тела на всех изученных участках [2], включая Каменник. Таким образом, скрытая расслоенность здесь имеет явные сходства с классическими разрезами НРГ.

Платинометальная минерализация. Платинометальное оруденение, ассоциирующее с сульфидной Cu-Ni минерализацией, распределено неравномерно. Границы совпадают с таковыми сульфидной

вкрапленности, но иногда ЭПГ-оруденение распространяется на некоторое расстояние за пределы видимого развития сульфидов. В сравнении с восточными участками НРГ (Киевей, Марьйок и др.), на участке Каменник оруденение значительно более прерывистый характер. На Сев. Каменнике рудные тела геометризуются на двух участках (Западный и Восточный), разделенных по простиранию перерывом в 1200 м. Сульфидная минерализация в основном халькопирит-пентландит-пирротинового типа с широкими вариациями соотношения между Ni и Cu. Как правило, преобладает Cu (рис. 3); поэтому минерализация чаще более медистая или существенно медистая. На приведенных графиках видно, что Западный и Восточный участки различаются по распределению цветных и благородных металлов. Западный объект более обогащен сульфидами Cu и Ni, Восточный – ЭПГ. Можно предположить, что западная часть участка наиболее богата платинометальными фазами, но это необходимо подтвердить в дальнейших исследованиях.

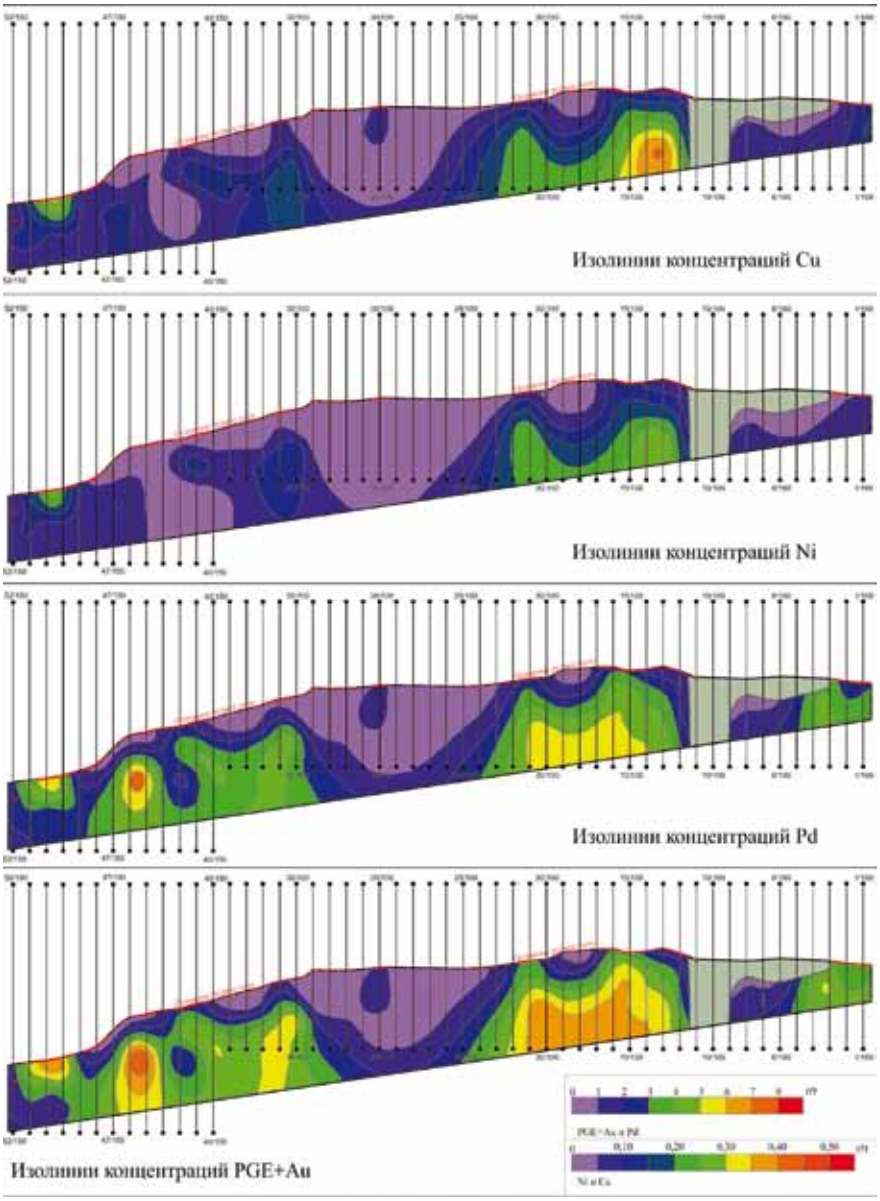


Рис. 3. Концентрации благородных и цветных металлов на участке Сев. Каменник.

Список литературы

1. Корчагин А.У., Субботин В.В., Митрофанов Ф.П. и др. Платинометалльное месторождение Киевей в Зап.-Панском расслоенном массиве: геологическое строение и состав оруденения // Проект Интеррег-Тасис. Вып. II. Апатиты: Изд-во КНЦ РАН, 2009. С. 12-32.
2. Латыпов Р.М., Чистякова С.Ю. Механизм дифференциации расслоенного интрузива Зап.-Панских тундр. Апатиты: Изд-во КНЦ РАН, 2000. 315 с.

РОЛЬ МЕТЕОРИТНЫХ БОМБАРДИРОВОК В РАЗВИТИИ РЕЛЬЕФА ЗЕМНОЙ ПОВЕРХНОСТИ С ПЕРВИЧНЫМ ОБОГАЩЕНИЕМ ПОРОД РУДНЫМИ ЭЛЕМЕНТАМИ

Ильченко В.Л.

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

Ранняя история формирования Земли до лунной катастрофы представляется чередой катастрофических событий, которые привели к её разогреванию до точки плавления с плотностной дифференциацией и появлением первичного ядра, мантии и земной коры [1]. Современная земная литосфера делится на плиты: древние континентальные и молодые океанические; основой континентальных плит служат кристаллические щиты, в которых выделяют древнейшие (AR-PR_1) ядра – нуклеары [2]. Лунная катастрофа – столкновение пра-Земли с неизвестной планетой 4.5 млрд. лет назад – вызвала появление Луны [15] и системы Земля-Луна с общим гравицентром. Кроме того, в ближнем космосе оказалось множество обломков, остановленных тяготением системы Земля-Луна на нескольких орбитах, превратившихся позднее в источник метеоритных бомбардировок Земли и Луны. Из самых крупных метеоритов сформировались нуклеары [2] и фрагменты «новой» континентальной коры. Метеоритные атаки в фанерозое вызвали на Земле серию массовых уничтожений биологических видов [14] с волнообразной динамикой и убыванием высоты волн во времени. Процесс можно описать графиком затухающего гармонического колебания с экспонентным убыванием амплитуды.

Рельеф земной поверхности

Поверхность материков (в т.ч. древнейшие кристаллические щиты и континентальные плиты) отличается рельефом, сложный узор которого образуют прямолинейные и кольцевые линеаменты. Геоморфологический анализ поверхности Кольского п-ова показал явное преобладание числа кольцевых форм над прямолинейными [5]. По гипотезе плейт-тектоники, горные сооружения на Земле возникли в итоге столкновения плит, что опровергается в теории горячей Земли [8], по которой динамическая эволюция Земли происходит с её расширением в режиме «расширение-сжатие». На этапе расширения происходит спрединг океанического дна, при сжатии активизируются зоны субдукции. Сейчас Земля переживает фазу сжатия [8]. Число ударных кратеров на земной поверхности должно зависеть от её возраста и сокращаться в ряду: древние щиты – континентальные плиты – океанические плиты. В этом можно легко убедиться, рассмотрев земную поверхность: сухопутная часть существенно отличается от океанического дна именно богатством рельефа, в котором кольцевые формы (часто сохранившиеся фрагментарно) существенно преобладают. Геоморфологический анализ поверхности всемирно известных рудных провинций показал их приуроченность к кольцевым структурам с типичными ударными признаками: дугообразность берегов водоёмов, горных хребтов. Кольцевую форму имеют контуры многих урановых провинций. Некоторые геологи-нефтяники полагают удары крупных метеоритов важным структурообразующим фактором в эволюции углеводородных провинций, а кольцевую форму астроблем – главным поисковым признаком [7].

Поскольку часть кольцевых структур имеет эндогенную природу (вулканические кальдеры, купола, карстовые провалы и др. [6]), «импактность» принято подтверждать наличием стресс-индикаторов (коэсит и др.), которые нестабильны вне стрессовых условий и со временем релаксируют. Отсутствие такого подтверждения превращает астроблему в кольцевую структуру неясной природы и может привести к утрате ценной информации, если не знать об ударной закалке горных пород. Их упрочнение гидростатическим сжатием [11] усугубляет скорость реакций с резким повышением температуры и давления в системе ударник-мишень, где твёрдые и хрупкие в обычных условиях породы уподобляются жидкости и начинают «течь». При радиальном растекании пород из центра мишени создаётся кольцевая ударная волна. При достижении предельной скорости ламинарная динамика потока сменяется турбулентной [4]. Это вызывает остановку волнового фронта кольцевой формы с упрочнением пород в его составе (рис. 1 А). Аналогичное упрочнение испытывают породы в центральном поднятии ударного кратера, которое формируется энергией сходящейся кольцевой волны, отражённой от границ ударного кратера (рис. 1 Б). Избирательная эрозия земной поверхности в районе упрочнённых центра и кольца формирует положительные формы рельефа, подтверждая их ударную природу, стресс-индикаторы не нужны. Породы у границ неимпактных кольцевых структур (купола, провалы и т.п.) содержат множество трещин отрыва, здесь можно ожидать лишь отрицательных форм рельефа.

Анализ поверхности материков и островов обнаруживает множество объектов с типичными признаками импактов (кольцевая форма, положительный рельеф). Главная причина сомнений при выделении ударных кратеров – прерывистость рельефной кольцевой линии, где может отсутствовать половина и более дугообразных фрагментов. Если дробление колец обусловлено наложением импактов, возникает зона перекрытия астроблем с локальным уничтожением рельефа.

Первичное обогащение пород рудным компонентом

Все эндогенные месторождения сформированы при участии сквозных факторов рудообразования [9], где главный – тектоническое нарушение земной коры, от размеров которого зависит масштаб оруденения. Содержание рудных элементов зависит от энергии [13], потреблённой системой за время существования. Площади рудоносных провинций контролируются границами тектонических структур (вулканические кальдеры, гранито-гнейсовые купола, рифтогенные впадины), преимущественно кольцевой формы.

При падении крупного метеорита выделяется много тепловой энергии, вызывающей испарение значительной массы (до 80 %) метеоритного вещества [1, 2] с образованием плотного раскалённого облака (рис. 2), во многом схожего с вулканической палящей тучей. Высокая подвижность газов создаёт предпосылку для дифференциации по плотности, чему сопутствует широкий разброс температур конденсации химических элементов в облаке. Наиболее тяжёлые и тугоплавкие элементы должны быстро конденсироваться и выпадать на дно и стенки кратера с концентрацией в наиболее глубоких частях. Самая лёгкая часть облака способна разлетаться на значительные расстояния от кратера. Видимо, таким образом осуществляется первичное обогащение приповерхностных горных пород рудным компонентом.

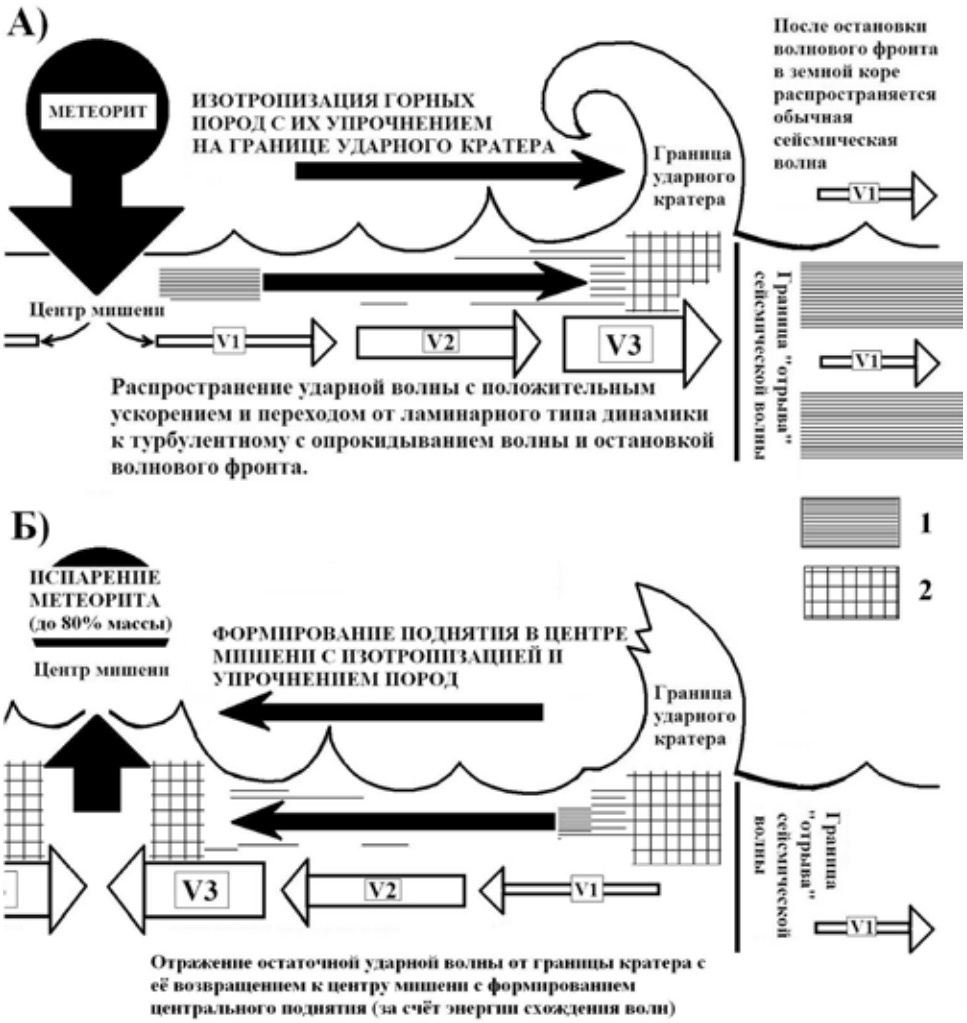


Рис. 1. Формирование ударного кратера с изотропным упрочнением анизотропных горных пород: А – в приграничной области, Б – в центральном поднятии; горные породы: 1 – анизотропные, 2 – изотропные.

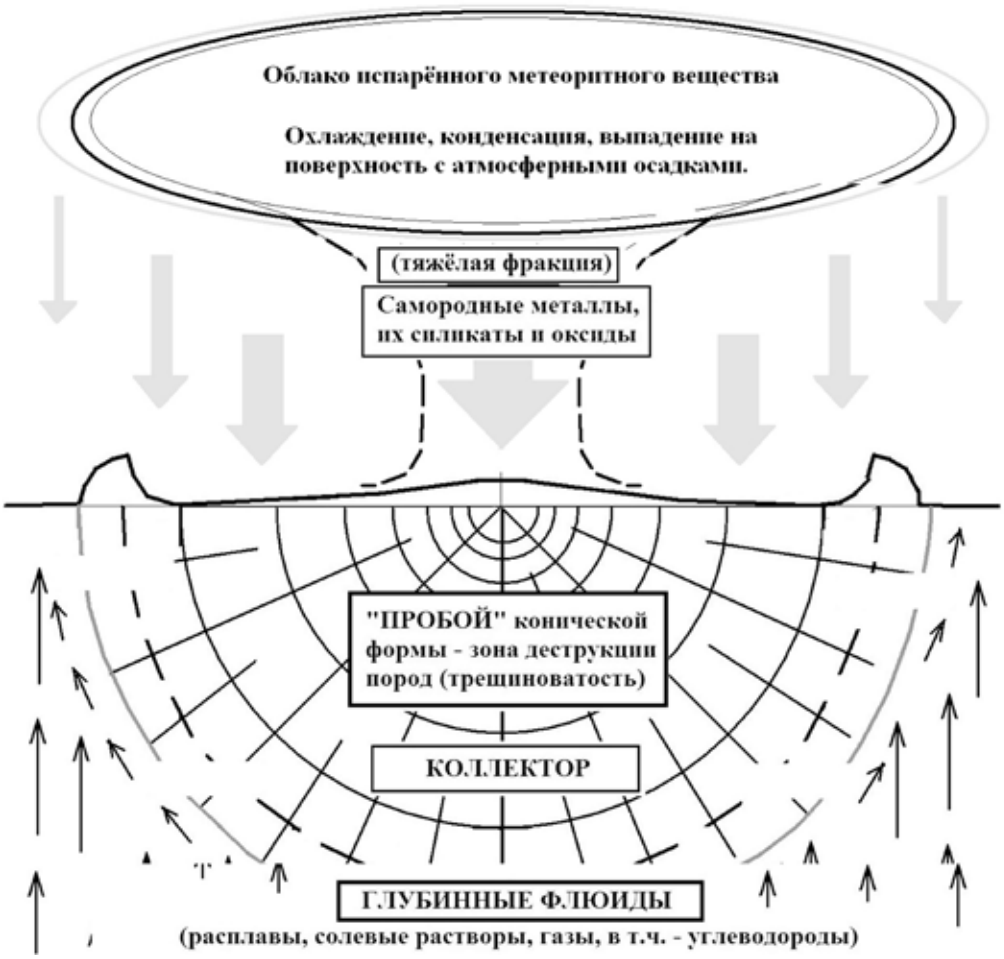


Рис. 2. Схема первичного обогащения приповерхностных горных пород в астроблеме в результате дифференциации и конденсации испарённого метеоритного вещества.

Ударное воздействие должно сказываться на поведении литофильных элементов (Li, … U), равномерно рассеянных в ранней земной коре [12] и остающихся на месте до разрушения пород. Их тепломассоперенос требует очень много энергии. Такие условия создаёт в земной коре удар крупного метеорита (рис. 2). Вероятность повторного удара в эту мишень и повторная активизация рудообразующей системы зависят от возраста, который может служить критерием качества U руд: богатейшие (27 % мировых запасов) обнаружены в древнейших породах Австралии, беднейшие (≤ 1 %) – на самом молодом в Северном полушарии Балтийском щите [3].

Современные геолого-поисковые методы пренебрегают геоморфологией. Но запасы месторождений на поверхности быстро сокращаются, вынуждая к освоению сырья на большой глубине. Такие поиски ведутся геофизическими методами с выявлением сейсмических границ и аномалий. Хотя результаты этих работ неоднозначны, их используют в математических моделях, где от неоднозначности избавляются вводом ограничений. Среди них первостепенное значение имеют условия и механизм формирования объекта. В земной коре астроблема маркирует зону тотального дробления пород конической формы – пробой, глубина которого близка к радиусу кольца [10]. Размер пробоя зависит от прочности мишени, энергоёмких свойств ударника (масса, плотность) и угла нанесения удара, что позволяет количественно оценить силу воздействия. Размеры пробоя определяют масштабность вероятного оруденения.

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

Список литературы

1. Витязев А.В. Новое о ранней Земле //Физика Земли. 2012. № 3. С.46-51.
2. Глуховский М.З. Масштабные импактные события архея и палеопротерозоя и их влияние на тектоническую эволюцию ранней Земли в аспекте сравнительной планетологии // Докл. АН. 2014. Т. 456. № 1. С. 64-69.

3. Живов В.Л., Бойцов А.В., Шумилин М.В. Уран: геология, добыча, экономика. М.: ВИМС, 2012. 304 с.
4. Заславский Г.М., Сагдеев Р.З. Введение в нелинейную физику. М.: Наука, 1988. 368 с.
5. Ильченко В.Л. Генетическая геоморфология и моделирование рудообразующих систем // Математические исследования в естественных науках. Тр. IX Всерос. научн. школы. Апатиты, 10-11 окт. 2013 г. Апатиты: Изд-во K & M, 2013. С. 127-130.
6. Короновский Н.В., Брянцева Г.В., Гончаров В.А. и др. Линеаменты. Планетарная трещиноватость и регматическая сеть: суть явлений и терминология // Геотектоника. 2014. № 2. С. 75-88.
7. Краюшкин В.А. Истинное происхождение, структура, размер и размещение мирового нефтегазового потенциала // Георесурсы. 2012. № 5. С. 19-23.
8. Кузнецов В.В. Введение в физику горячей Земли. М.: Изд-во ИКИР, 2008. 336 с.
9. Машковцев Г.А., Мигута А.К., Щеточкин В.Н. Эволюционная модель эндогенного уранового рудообразования и перспективы выявления новых рудных районов // Рудообразующие процессы: от генетических концепций к прогнозу и открытию новых рудных провинций и месторождений. М.: ИГЕМ РАН, 2013. С. 48.
10. Планета Земля. Тектоника и геодинамика. Энциклопедический справочник. Л.И. Красный и др. (ред). СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2004. 652 с.
11. Рычков Б.А. О деформационном упрочнении горных пород // Изв. РАН. Механика твёрдого тела. 1999. № 2. С. 115-124.
12. Туркина О.М. Лекции по геохимии мантии и континентальной коры. Н.: Изд-во НГУ, 2008. 150 с.
13. Холодов В.Н. Геология и мифотворчество // Природа. 2012. № 6. С. 25-36.
14. Шувалов В.В., Артемьева Н.А., Кузьмичёва М.Ю. и др. Выбросы из кратеров – маркеры ударных катастроф // Физика Земли. 2012. № 3. С. 66-80.
15. Hartmann W.K., Davis D.R. Satellite-sized planetesimals and lunar origins // Icarus. 1975. V. 24. P. 504-515.

СЕРГОЗЕРСКОЕ РУДОПРОЯВЛЕНИЕ ЗОЛОТА В ТЕРСКОМ ЗЕЛЕНОКАМЕННОМ ПОЯСЕ

Калинин А.А.[1], Казанов О.В.[2], Бакаев Г.Ф.[2], Савченко Е.Э.[1]

[1] Геологический институт КНЦ РАН, г. Апатиты, kalinin@geoksc.apatity.ru

[2] ОАО «Центрально-Кольская экспедиция», г. Мончегорск, kazanov@geokola.com

Сергозерская площадь располагается в ЮВ части Кольского п-ова в верхнем течении р. Б. Варзуга. В последнем издании Государственной геологической карты РФ м-ба 1:1000000, Лист Q37 Архангельск [1] территория вошла в состав Сергозерского потенциального золоторудного района. В результате попутных поисков при картировочных работах, проведенных в 1980-х, здесь выявлены рудопроявление Ворговый, многочисленные пункты минерализации Au в коренных породах (> 0.1 г/т) и шлиховых пробах (5-50 знаков). Поисковые работы на площади 400 км^2 выполнены ОАО «Центрально-Кольская экспедиция» за счет федерального бюджета в 2012-2014 гг. Площадь охватывает южную часть раннепротерозойской зоны Имандра-Варзуга (ИВЗ), сложенную породами полисарской свиты сариолийского надгоризонта (метаморфизованные магнезиальные базальты, андезибазальты, туфы и туфоконгломераты) и толщи Терского зеленокаменного пояса предположительно позднеархейского возраста (имандровская серия верхнего лопия – метаморфизованные базальты, андезибазальты и амфиболовые сланцы) [1].

Выбранные поисковые методы предопределены физико-географическими условиями территории – это обширные заболоченные низины, покрытые травяно-моховой растительностью, часто с открытой водой, взгорки среди болот, занятые сплошными зарослями карликового березового криволесья, редко – березово-хвойными с преобладанием ели лесами или березовым редколесьем с лишайниково-зеленомошной подстилкой. Обнаженность района крайне низкая, в маршрутов в основном изучались элювиально-делювиальные глыбовые развалы. В таких условиях основным поисковым методом были геохимические поиски по вторичным ореолам в подошве ледниковых отложений («тиллевая» съемка) в м-бе 1:100000 со сгущением на стадии детализации. Геохимическое опробование по вторичным ореолам выполнено с применением мотоперфораторов «Pionjar-120» (Atlas Copco) и комплекта бурового инструмента со специальными пробоотборниками «финского типа» длиной 50 см, позволяющими отбирать пробы 250-350 г с глубины до 10-15 м.

По результатам среднемасштабного геохимического картирования по аномалиям As и Au выделены 4 участка детализации, где сеть опробования сгущена до м-ба 1:10000 (рис. 1). Два участка расположены в центральной части площади – это участок Ворговый на контакте пород Терского зеленокаменного пояса с раннепротерозойскими образованиями зоны Имандра-Варзуга и примыкающий к нему с запада участок № 2 в сходной геологической ситуации. Два других участка (1 и 3) расположены в южной части площади среди амфиболитов Терского зеленокаменного пояса. Заверка геохимических аномалий проведена буровыми работами в зимне-весенний период 2014 г. Согласно результатам крупномасштабного геохимического картирования, наиболее перспективным признан участок 3, где и сосредоточен основной объем буровых работ. Результаты изучения участка приведены в настоящей статье.

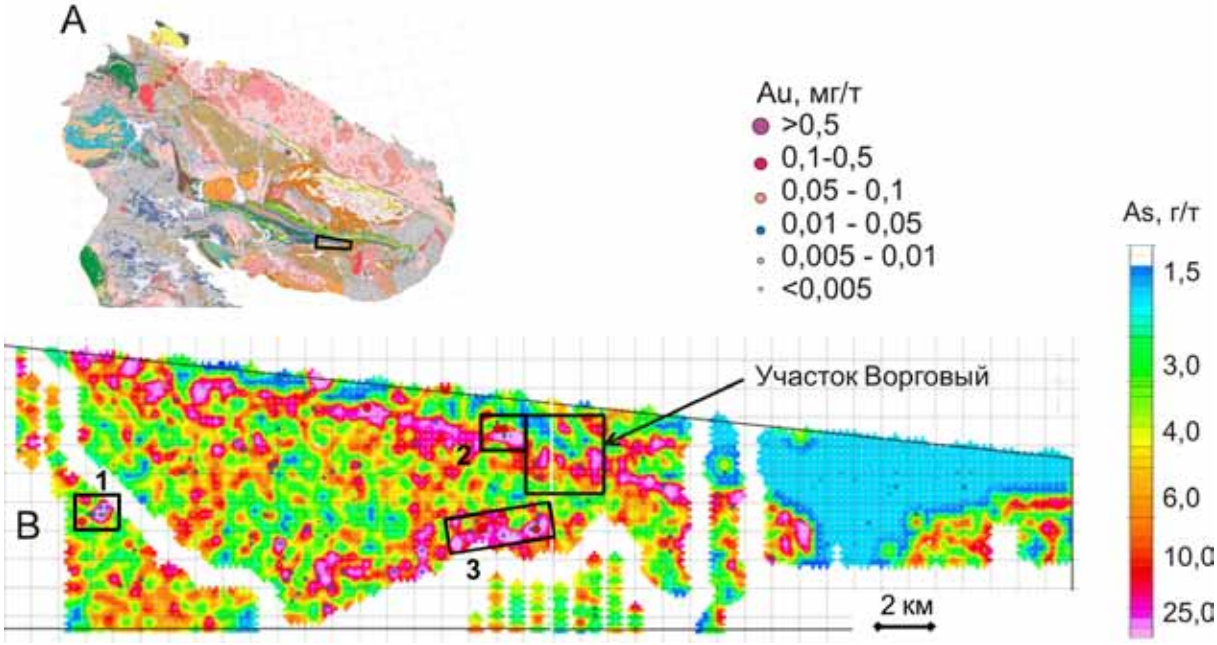


Рис. 1. Расположение площади работ (А) и результаты среднемасштабного геохимического картирования Сергозерской площади на As и Au (В) с выделенными по результатам опробования перспективными участками.

Исследование керна буровых скважин показало, что участок 3 сложен комплексом метаморфических пород, представленных крупной пачкой метавулканитов – амфиболитов и амфиболовых сланцев, в нижней части разреза – преимущественно хлорит-актинолитового состава, выше – роговообманковых, чередующихся с метаосадочными породами биотит-кварцевого и мусковит-биотит-кварцевого состава (рис. 2). Простирание пород субширотное, падение в южных румбах, в западной части участка под углом около 30°, в восточной части угол падения увеличивается до 60-65° (рис. 3). Все породы участка тонкозернистые, нередко с полосчатой текстурой. Стратиграфическое положение супракрустальных пород однозначно не определено, в первую очередь в связи с весьма слабой обнаженностью территории и наличием единичных скважин. Они могут рассматриваться как породы позднеархейского возраста, надвинутые на раннепротерозойские комплексы ИВЗ, либо как раннепротерозойские, наращивающие разрез ИВЗ. Полученные геологические данные не дали однозначного ответа на этот вопрос. В этой работе мы рассматриваем породы участка как верхнелопийские, поскольку в последнем издании Государственной геологической карты РФ [1] вулканогенно-осадочные породы изученного комплекса отнесены к верхней подтолще имандровской серии позднего архея.

Интерпретация магниторазведочных материалов позволяет идентифицировать поздние тектонические нарушения СВ простирания, выявляемые по резкому исчезновению и смещению пачек относительно магнитных пород. В пределах участка выделяется, как минимум, три крупных тектонических блока, разделенных крутопадающими тектоническими нарушениями субмеридионального и СВ простирания. Нижняя часть разреза метавулканитов сложена преимущественно породами ультраосновного состава – хлорит-актинолитовыми амфиболитами и сланцами по ним. Это мелкозернистые породы зеленовато-серого цвета, часто тонкополосчатые, сланцеватой текстуры и фибробластической либо нематобластической структуры. В составе породы резко преобладает амфибол актинолит-тремолитового ряда

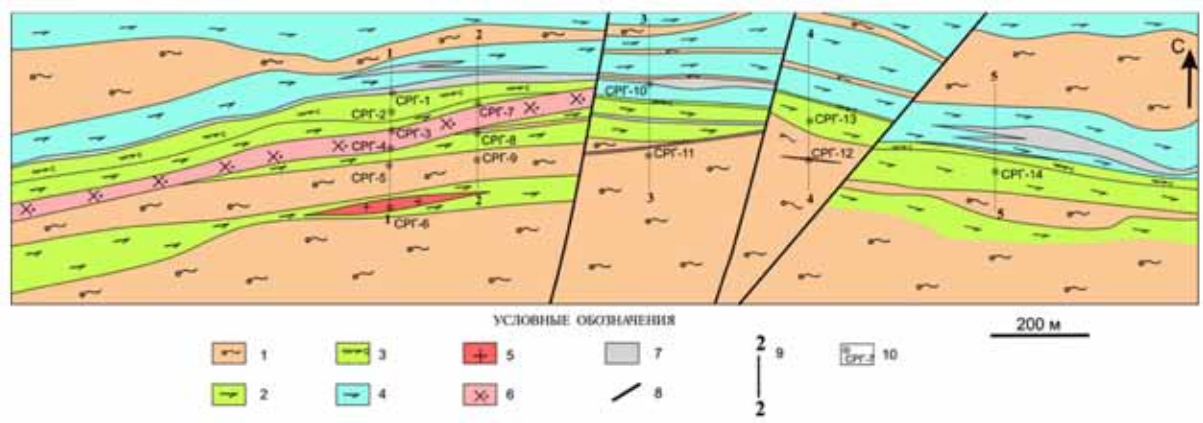


Рис. 2. Схема геологического строения участка 3 Сергозерской площади.

1 – мусковит-биотит-кварцевые и биотит-кварцевые плагиосланцы; 2 – роговообманковые амфиболиты и амфиболовые плагиосланцы; 3 – окварцованные и карбонатизированные «полосчатые» амфиболиты; 4 – актинолитовые и хлорит-актинолитовые амфиболиты, тальк-хлорит-актинолитовые сланцы; 5 – плагиограниты; 6 – диоритовые порфиры и биотитовые плагиосланцы по ним; 7 – зоны интенсивного метасоматического изменения пород; 8 – тектонические нарушения; 9 – линии буровых профилей; 10 – номера скважин.

(по Mg / (Mg+Fe) = 0.81-0.83 его следует отнести к актинолиту), который составляет обычно 65-90 об. % породы. Пространство между зернами актинолита занимают хлорит, реже плагиоклаз. Содержание хлорита в породе составляет до 15 об. %, плагиоклаза – первые проценты. Хлорит бесцветный либо бледно-зеленого цвета, по составу относится к клинохлору (Mg / (Mg+Fe) = 0.66-0.78). Хлорит-актинолитовые амфиболиты нередко рассланцованы, иногда весьма интенсивно, такие породы содержат до 20 об. % талька (тальк-хлорит-актинолитовые сланцы).

Основные процессы постметаморфического преобразования пород – хлоритизация (до 60 % новообразованного хлорита), графитизация, биотитизация (до 10 об. % биотита в породе), карбонатизация и окварцевание. Вторичные процессы перечислены в порядке наложения, хотя для хлоритизации можно выделить не менее двух стадий (до и после развития биотита). Первичная природа хлорит-актинолитовых

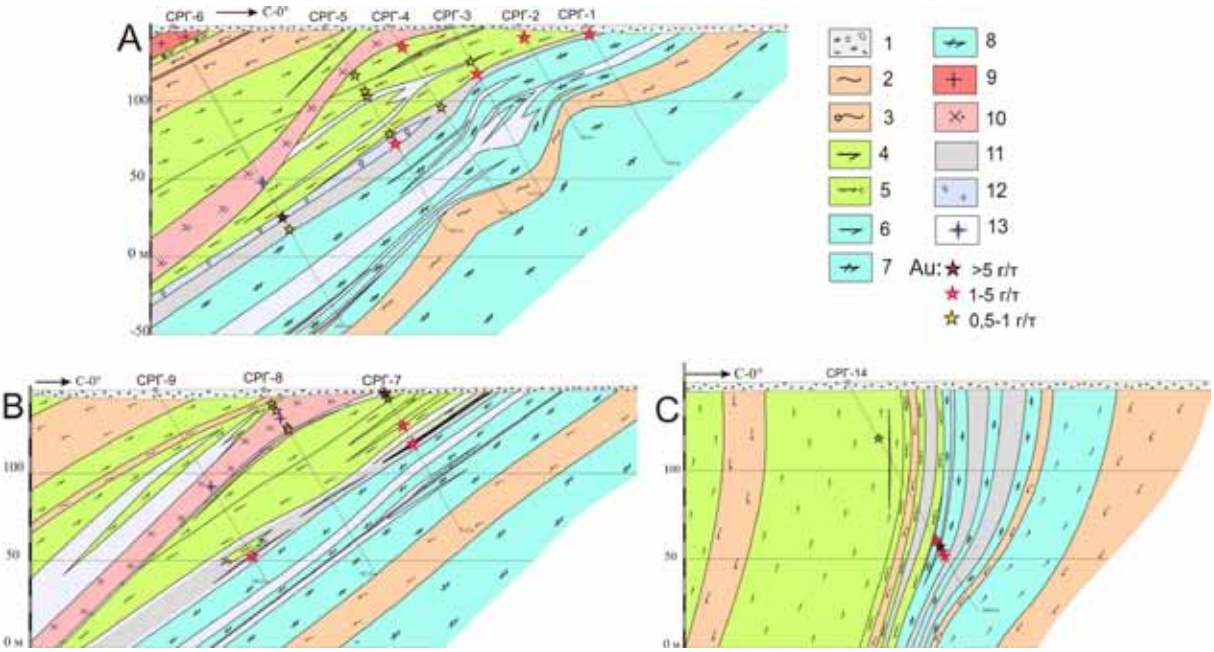


Рис. 3. Геологические разрезы Сергозерского рудопроявления по буровым профилям 1-1 (А), 2-2 (Б) и 5-5 (В).

1 – моренные супеси, торф; 2 – биотит-кварцевые плагиосланцы; 3 – мусковит-биотит-кварцевые плагиосланцы; 3 – роговообманковые амфиболиты; 4 – карбонатизированные «полосчатые» амфиболиты; 6 – актинолитовые амфиболиты; 7 – хлорит-актинолитовые амфиболиты, 8 – тальк-хлорит-актинолитовые сланцы; 9 – плагиограниты; 10 – диоритовые порфиры; 11-12 – интенсивно измененные породы: 11 – зоны развития кальцита, биотита, хлорита, эпидота, титанита, 12 – зоны окварцевания; 13 – проявления минерализации Bi.

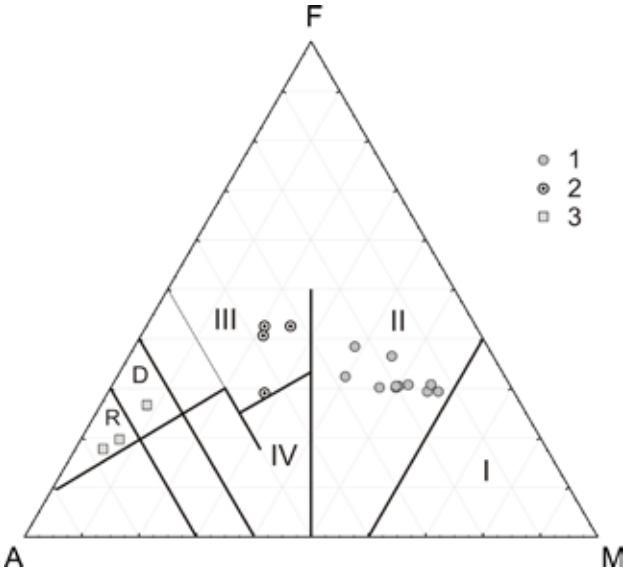


Рис. 4. Составы хлорит-актинолитовых амфиболитов и тальк-хлорит-актинолитовых сланцев (1), роговообманковых амфиболитов (2) и диоритовых порфиров (3) на диаграмме Йенсена [2, 3]. Поля: I – коматииты, II – коматиитовые базальты, III – вулканиты толеитовой серии, IV – вулканиты известково-щелочной серии, R – риолиты, D – дациты.

амфиболитов, судя по минеральному и химическому составу, отвечает коматиитовым базальтам, тальк-хлорит-актинолитовые сланцы по составу близки к коматиитам (рис. 4). Последние отличаются не только высоким содержанием Mg (более 24 % MgO), но и высоким содержанием Cr (выше 0.1 %) и несколько пониженным TiO_2.

Верхняя часть разреза метавулканитов сложена роговообманковыми амфиболитами, частью это клиноцоизитовые амфиболиты. Амфиболиты мелкозернистые зеленовато-серого цвета, часто тонкополосчатые, сланцеватой текстуры, нематобластовой структуры. Полосчатость может быть обусловлена размерностью зерен амфибола, когда прослои мелкозернистого амфиболита чередуются с полосами тонкозернистого, либо распределением наложенных минералов: хлорита, биотита, карбоната, титанита, углеродистого вещества. Ширина полос – от первых мм до 1 см. Минеральный состав породы (об. %): породообразующие роговая обманка 40-65 %, олигоклаз-андезин № 25-45 от 30 до 50 %, второстепенные кварц до 5 %, клиноцоизит до10 %, акцессорные пирротин, ильменит, рутил, циркон, апатит. Наложенные минералы, содержание которых меняется от степени интенсивности метасоматических процессов – биотит, титанит, хлорит, карбонат, рудные минералы и углеродистое вещество (графит). Доля вторичных минералов породе может достигать 50 %. Первичная природа пород (рис. 3) отвечает толеитовым базальтам. От хлорит-актинолитовых (амфиболитов коматиитовых базальтов) химический состав пород отличается, в первую очередь, повышенным содержанием щелочей ($Na_2O + K_2O$ от 2 до 4 масс. %) и Al (9.2-14.4 масс. % Al_2O_3) при пониженном содержании MgO (7.1-15.3 масс. %, Mg / (MgO+FeO*) от 0.36 до 0.58).

Двуслюдяные (биотит-мусковитовые) и биотитовые, частью гранатсодержащие сланцы и гнейсы в нижней части разреза метавулканитов образуют слой мощностью до 20 м и несколько маломощных (первые м) прослоев среди хлорит-актинолитовых сланцев, в верхней части выше пачки роговообманковых амфиболитов – горизонт мощностью более 40 м. Это мелкозернистые породы серого цвета сланцеватой текстуры лепидобластической структуры, грубополосчатые либо относительно однородные (полосчатость обусловлена размером чешуек биотита и его количеством). Минеральный состав сланцев следующий: породообразующие кварц 35-70 %, плагиоклаз 1-20 %, биотит 15-20 %, мусковит в нижней толще до 15 % (в верхней толще 10-30 %); второстепенные хлорит, эпидот, карбонат и рудные минералы, акцессорные апатит, титанит, турмалин. По первичной природе биотитовые и двуслюдяные сланцы рассматриваются как метапелиты по аналогии со схожими породами в других геологических структурах региона.

Супракрустальные толщи прорываются дайками диорит-порфиров и плагиогранитов. Наибольшая мощность даек диоритовых порфиров до 20 м. Они секут сланцеватость вмещающих пород под острым углом (рис. 2 б), контакты извилистые. Основная мелкозернистая ткань породы биотит-кварц-плагиоклазового состава. Текстура мелкозернистой ткани породы сланцеватая, обусловленная направленной ориентацией чешуек биотита, которые огибают порфировые вкрапленники. Вкрапленники размером до 1.5 мм представлены плагиоклазом, их форма округлая либо неправильная, иногда видна зональность, которая подчеркивается вторичными изменениями минерала.

Минеральный состав: породообразующие кварц 25-35 %, плагиоклаз-олигоклаз № 15-20 – 40-50%, биотит 10-25%, второстепенные, они же наложенные карбонат, мусковит (серицит), эпидот, хлорит, рудные (до 3%), акцессорные апатит, титанит и графит. Химический состав биотитовых гнейсов по диоритовым порфирам отвечает риолитам и дацитам толеитовой серии вулканитов (рис. 2). $Na_2O + K_2O$ от 5.8 до 7.4 масс. %, Na_2O / K_2O от 1.5 до 2.8). Содержание глинозема 16-20 масс. %, кремнезема около 60 % (в окварцованных разностях до 70 %).

Породы участка тектонизированы (рассланцованы, смяты в складки, участками брекчированы) и метасоматически изменены, наибольшее развитие получили карбонатизация, окварцевание, биотитизация, хлоритизация, графитизация, эпидотизация и развитие титанита, некоторые из процессов проявились неоднократно. Общая мощность полосы, где развиты метасоматические изменения пород, составляет 80 м (рис. 2 б, в). В ее пределах выделяются зоны более и менее интенсивного преобразования, которым подверглись метавулканиты ультраосновного и основного состава и диоритовые порфиры. Самая значимая из зон метасоматитов приурочена к контакту роговообманковых и хлорит-актинолитовых амфиболитов, ее мощность превышает 10 м.

Основная зона развития минерализации Au приурочена к главной зоне метасоматического изменения пород на контакте роговообманковых и хлорит-актинолитовых метасоматитов. При этом все пробы с содержанием Au > 1 г/т из этой зоны связаны с одним типом метасоматитов – биотит-кальцитовыми породами, развивающихся по различному субстрату. На западном фланге рудопроявления (разрез 1-1, Au 3.3 г/т на 2.2 м) минерализация Au располагается в нижней части толщи роговообманковых амфиболитов, на разрезе 2-2 (Au 1.95 г/т на 4.3 м) зона метасоматитов с Au охватывает дайку диоритовых порфиритов и верхнюю часть пачки хлорит-актинолитовых амфиболитов, на восточном фланге (разрез 5-5, Au 2.13 г/т на 13.7 м) она приурочена к верхней части разреза пачки хлорит-актинолитовых амфиболитов. Выше основной зоны развития минерализации Au в толще роговообманковых амфиболитов отмечается серия более мелких линз, где она контролируется зонами метасоматического изменения (окварцевания и карбонатизации) роговообманковых амфиболитов. В породах рудопроявления можно выделить, как минимум, три стадии развития сульфидной минерализации.

1. Ранняя «фоновая» минерализация колчеданного типа существенно пирротинового состава во всех без исключения породах рудопроявления, слабо и интенсивно измененных (пирротин, халькопирит, сфалерит, пентландит). Текстура вкрапленная, на участках кварц-карбонатного прожилкования гнездовая и прожилковая, содержание рудных минералов до 10-15 %.

2. Наложенная минерализация арсенопирита, которая контролируется зонами гидротермально-метасоматического изменения роговообманковых и хлорит-актинолитовых амфиболитов и диорит-порфиров. В состав минерализации данного типа кроме арсенопирита входят пирит, герсдорфит-кобальтин, пентландит, галенит, молибденит, Au, в качестве редкостей – теллуриды Bi и Ag; метасоматиты по хлорит-актинолитовым амфиболитам при этом относительно обогащены Ni-содержащими минералами 1 и 2 стадий – пентландитом, герсдорфитом. Текстура вкрапленная, прожилково-вкрапленная, гнездовая, содержание рудных минералов до 10 %.

3. Арсенопирит-галенитовая минерализация с Bi (галенит, арсенопирит, пирротин, Bi самородный, матильдит) в кварцевых жилах и зонах окварцевания и брекчирования диорит-порфиров (рис. 5). Выявлены матильдит $AgBiS_2$, висмоклит BiOCl, хедлейит Bi_7Te_3, икунолит $Bi_4(S,Se)_3$ и соединения Ag-Bi-S, Au-Bi-Fe-Ag-S, Ag-As-S, Ag-Fe-S, Cu-Fe-S с соотношением элементов, не соответствующим формулам известных минеральных фаз. Текстура вкрапленная, редко прожилково-вкрапленная, содержание рудных минералов до 3 %.

Минерализация Au формировалась на второй стадии и ассоциирует, в первую очередь, с сульфоарсенидами – арсенопиритом и герсдорфитом. Арсенопирит может составлять 30-70 % массы сульфидов. В зонах биотитизации и карбонатизации он образует вкрапленность гипидиоморфных и идиоморфных зерен ромбического габитуса, размер зерен до 1 мм. При развитии карбонат-кварцевых и кварцевых прожилков арсенопирит перекристаллизовывается, образуя крупные метакристаллы размером до 8 мм с многочисленными включениями сульфидов (пирротина, халькопирита, реже пирита, галенита и сфалерита), оксидов (преимущественно ильменита), а также с микровключениями Au. Метакристаллы арсенопирита обычно встречаются в краевой части прожилков и экзоконтактовых зонах, внутри прожилков отмечаются редко. Для таких метакристаллов характерна зональность, хорошо различимая под микроскопом, связанная с изменением соотношения As и S.

Минералы ряда герсдорфит-кобальтин установлены только в сланцах и амфиболитах ультраосновного состава. Зерна герсдорфита гипидиоморфные до идиоморфных размером до 0.3 мм. Отмечено развитие герсдорфита по пирротину в виде футляровидных кристаллов. Кроме пирротина, в срастании с герсдорфитом отмечены арсенопирит и пентландит, а также просечки Au; более поздний галенит образует микровыделения по трещинам в герсдорфите. Состав минерала переменный по соотношению Ni:Co:Fe вплоть до преобладания минала кобальтина (табл.). Наиболее часто Au отмечалось в микровключениях в арсенопирите, причем как в арсенопирите вкрапленной минерализации метасоматитов, так и в метакристаллах

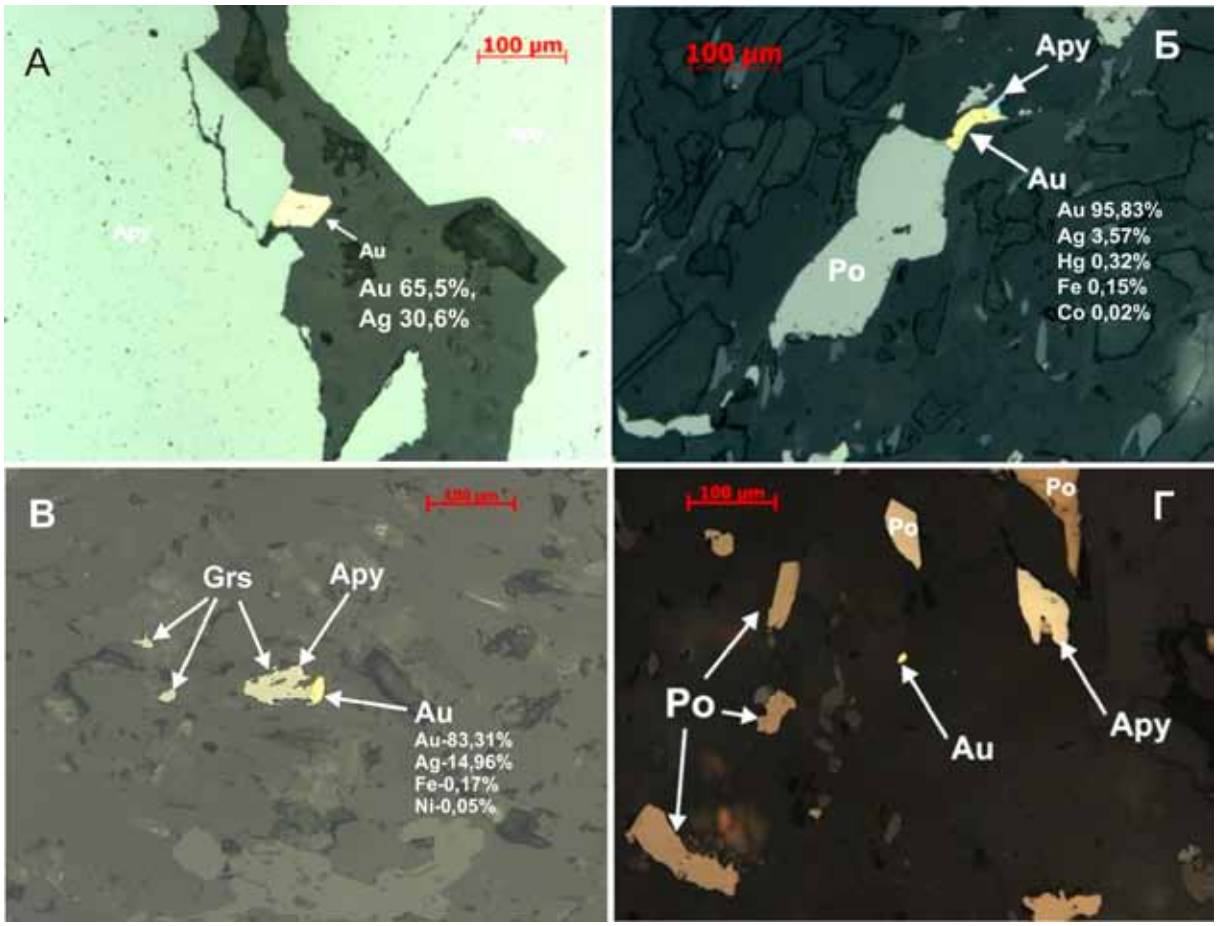


Рис. 5. Самородное Au в срастании с арсенопиритом (Apy), герсдорфитом (Grs), пирротином (Po). Аншлифы, николи параллельны.

арсенопирита из кварцевых и кварц-карбонатных прожилков. Размер такого Au составляет несколько мкм. Кроме того, просечки Au отмечены в герсдорфите. В одном случае микровключение Au (судя по бледно-желтому цвету, это электрум) обнаружено в пирротине вблизи контакта пирротина с халькопиритом. Более крупные выделения самородного Au (до 40 мкм) отмечены на контакте арсенопирита и герсдорфита с кварцем и силикатами (рис. 5 А-В), а также среди силикатов вблизи сульфоарсенидов (рис. 5 Г). Наиболее крупное выделение (60 мкм, рис. 4 Б) обнаружено в срастании с пирротином и арсенопиритом в биотит-карбонатном метасоматите по роговообманковому амфиболиту.

Состав Au из рудных линз в толще роговообманковых плагиоамфиболитов (Рис. 5 А) отвечает электруму – 65.5 масс. % Au, 30.6 % Ag, выявлены незначительные примеси Fe и S – сотые доли процента. В основной рудной зоне Au более высокопробное. Так, в срастании с герсдорфитом из биотит-карбонатных метасоматитов по хлорит-актинолитовым амфиболитам Au содержит 83.3 % Au и 15.0 % Ag, а также примеси Fe (0.17 %) и Ni (0.05 %) (рис. 4 В). Пробность Au из биотит-карбонатных метасоматитов по роговообманковым амфиболитам (рис. 4 Б) выше 900, содержание Ag 3.5-6 %, установлены микропримеси Fe (0.15 %) и Hg (0.32 %).

Рудопроявление Сергозерское можно отнести к золото-карбонатно-силикатному прожилково-вкрапленному стратиформному типу в вулканогенных породах коматиит-базальтовой формации – типу Шеба по классификации месторождений Au зеленокаменных поясов [4]. На месторождениях типа Шеба сульфидная золотосодержащая минерализация представлена рассеянной вкрапленностью в вулканогенно-осадочных породах, как правило, верхней части разреза коматиит-базальтовой формации. Рудные тела образуют небольшие линзы параллельно-слоистого строения, где чередуются отдельные золотосодержащие сульфидные прослои и безрудные. Содержание Au в рудах месторождений типа Шеба невысокое – в среднем около 6 г/т, протяженность рудных тел 10-80 м при мощности 1-10 м [4]. Среди известных рудопроявлений Фенноскандинавского щита наиболее близкое по типу – рудопроявление Рыбозеро в ЮВ части Карелии [5].

Открытие рудопроявления Au в обрамлении зоны Имандра-Варзуга в Терском зеленокаменном поясе показывает, что: в условиях европейского севера России геохимические методы поисков коренных месторождений Au с опробованием приплотиковой части морены эффективны при последовательной детализации поисковых площадей; нашло подтверждение предположение о перспективности этой геологической структуры на Au; установлен новый для Кольского региона геолого-генетический тип золоторудных проявлений.

Таблица. Химический состав сульфоарсенидов и самородного золота Сергозерского рудопроявления по данным микрозондового анализа.

№ шлифа	СРГ-6-141.0	К-12-61.0	СРГ14-113.4	СРГ-8-8.7	СРГ-8-17.3	СРГ14-113.4	СРГ14-109.8	СРГ14-109.8	СРГ-3-24.7
	1	2	3	4	5		7	8	9
Fe	33.67	30.94	30.84	32.55	33.93	11.12	10.06	7.14	5.65
Co	0	0.21	0.82	0.17	0	3.1	8.73	5.83	20.2
Ni	0.03	2.09	1.37	0.13	0	20.81	15.94	20.92	8.98
Cu	0	0	0	0	0	0	0	0.14	0
Ag	0	н/а	0	0	0.11	0	0	0	0
Au	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Hg	0	н/а	н/а	н/а	н/а	н/а	н/а	н/а	н/а
As	47.35	48.87	47.85	47.86	47.21	47.14	46.77	48.56	46.62
Sb	0.11	0.09	0	0	0	0.06	0	0.27	0
S	18.78	17.36	18.29	18.41	18.75	18.36	18.13	16.14	19.2
Сумма	99.94	99.56	99.17	99.12	99.99	100.58	99.63	99	100.66
Коэффициенты кристаллохимической формулы									
Fe	0.990	0.928	0.914	0.961	1.000	0.331	0.303	0.222	0.166
Co	0.000	0.006	0.023	0.005	0.000	0.088	0.249	0.171	0.561
Ni	0.001	0.060	0.039	0.004	0.000	0.590	0.457	0.618	0.251
Cu	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.004	0.000
Ag	0.000		0.000	0.000	0.002	0.000	0.000	0.000	0.000
Au	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Hg	0.000								
As	1.037	1.092	1.056	1.053	1.037	1.047	1.049	1.124	1.019
Sb	0.001	0.001	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.004	0.000
S	0.961	0.907	0.944	0.947	0.963	0.952	0.951	0.873	0.981

№ шлифа	СРГ14-109.7	СРГ14-109.8	СРГ14-113.4	СРГ-6-141.0	СРГ-6-141.0	СРГ-6-141.0	СРГ-8-8.7
	10*	11*	12	13	14*	15*	16
Fe	0.79	н/а	0.17	0.15	0.55	0.72	0.16
Co	н/а	н/а	0	0.02	н/а	н/а	0
Ni	н/а	н/а	0.054	0	0.2	н/а	0
Cu	0.82	н/а	0	0	н/а	н/а	0
Ag	31.23	14.24	14.96	3.57	5.35	6.07	30.62
Au	67.16	85.76	83.309	95.83	93.9	93.22	65.48
Hg	н/а	н/а	н/а	0.32	н/а	н/а	0
As	н/а	н/а	0	0	н/а	н/а	0
Sb	н/а	н/а	0	0	н/а	н/а	0
S	н/а	н/а	0	0	н/а	н/а	0.17
Сумма	100	100	98.49	99.89	100	100	96.42
Коэффициенты кристаллохимической формулы							
Fe	0.022		0.005	0.005	0.018	0.024	0.005
Co	0.000		0.000	0.001			0.000
Ni	0.000		0.002	0.000			0.000
Cu	0.020		0.000	0.000			0.000
Ag	0.440	0.233	0.245	0.063	0.092	0.104	0.455
Au	0.519	0.767	0.748	0.925	0.884	0.872	0.532
Hg	0.000			0.003			0.000
As			0.000	0.000			0.000
Sb			0.000	0.000			0.000
S			0.000	0.000			0.008

Примечания: Н.а. – элемент не агализировался. Условия съемки на микроанализаторе MS-46 CAMECA: ускоряющее напряжение 22 кВ (30 кВ для Re, Pb, Bi); ток зонда 30-40 нА. В качестве эталонов использованы искусственные соединения (в скобках – аналитические линии): Fe10S11 (FeKα, SKα), Bi2Se3 (BiLα, SeKα), LiNd (MoO4)2 (MoLα), а также чистые металлы Co (CoKα), Ni (NiKα), Pd (PdLα), Ag (AgLα), Te (TeLα), Re (ReLα), Au (AuLα).

- оценка состава на энергодисперсионном спектрометре Bruker XFlash-5010.

1-5 – арсенопириты: 1-3 – из основной минерализованной зоны, 4 – из минерализованных линз в роговообманковых амфиболитах, 5 – из зоны окварцевания с Bi минерализацией; 6-9 – минералы ряда герсдорфит-кобальтин: 6-8 – из хлорит-актинолитовых амфиболитов основной минерализованной зоны, 9 – из хлорит-актинолитовых пород в роговообманковых амфиболитах; 10-16 – Au: 10-15 – из биотит-карбонатных метасоматитов основной минерализованной зоны, 16 – из минерализованных линз в роговообманковых амфиболитах.

Список литературы

1. Государственная геологическая карта РФ м-ба 1:1000000 (3-е поколение). Сер. Балтийская. Лист Q 37 – Архангельск. СПб.: Картогр. ф-ка ВСЕГЕИ, 2012. 302 с.
2. Jensen L.S. A new cation plot for classifying subalkalic volcanic rocks. Ontario Div. Mines. Misk., 1976. Pap. 66. P. 22.
3. Jensen L.S., Pyke D.R. Komatiittes in the Ontario portion of the Abitibi belt // Arndt N.T., Nisbet E.G. Komatiittes. London: George Allen and Unwin, 1982. P. 147-157.
4. Ручкин Г.В., Конкин В.Д., Ганжа Л.М. и др. Геолого-поисковые модели золоторудных месторождений зеленокаменных поясов // Руды и металлы. 2000. № 4. С. 4-15.
5. Кулешевич Л. В. Золоторудное месторождение Рыбозеро в Ю.-Выгозерском зеленокаменном поясе, Вост. Карелия // Геология и полезные ископаемые Карелии. 2013. Вып. 16. С. 89-101.

КИАНИТ-СИЛЛИМАНИТ-ГРАНАТОВАЯ АССОЦИАЦИЯ С УГЛЕРОДОМ

Каржавин В.К.

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

Физико-химическое моделирование позволяет установить разнообразие факторов, влияющих на образование минералов, их ассоциаций и флюида в природном процессе. Такими исследованиями воспроизводятся физико-химические ситуации для исследуемых систем, взаимоотношение между компонентами на различных стадиях процесса с оценкой флюидного режима. Такой подход представляется перспективным. Установление закономерностей распределения компонентов флюида может дать информацию для решения проблем петрогенезиса. Исходный объект в математической модели рассматривается как сложное соединение. Процесс растворения (разложения) веществ, широко используемый в химической промышленности, связан с особенностями превращения твёрдой фазы в жидкую. К особенностям этого гетерогенного процесса можно отнести то, что твёрдая фаза претерпевает нагревание, в результате которого может остаться одна или несколько твердых фаз.

При обсуждении результатов физико-химического моделирования совместного образования графита и алмаза в широком интервале температур и давлений в области существования кианита ранее высказано предположение о возможном присутствии в этой алюмосиликатной системе муассанита SiC [1]. Он уступает алмазу только по плотности (3.05 г/см^3), твердости (9 ¼), имеет более высокий коэффициент преломления (2.65). В последнее время он широко используется как ювелирный камень. Муассанит получают в горизонтальных электрических печах путем спекания кремния с углеродом в интервале 1820 -2350 ^{o}C согласно реакции $SiO_2 + 3C = SiC + 2CO$. Эта информация необходима для оценки условий разложения алюмосиликатов и возможности присутствия в природной системе наноразмерных алмазов. Из муассанита получают силитовые нагревательные элементы ($SiC + Al_2O_3$ + глицерин) [2]. Он устойчив к кислотам, кроме смеси концентрированных кислот HNO_3 и HF. При сплавлении с щелочами на воздухе легко разлагается. В результате теоретического исследования с использованием [3, 4] установлено, что образование муассанита с алмазом возможно при определенных величинах T, P и концентрации углерода.

Для физико-химических исследований сложных природных систем с участием муассонита и алмаза использовались данные химического анализа кианита с различным содержанием углерода. Этими теоре-

тическими исследованиями предполагалось оценить поведение твердых, жидких и летучих компонентов в широком интервале Т и Р. Установлено, что образование муассанита совместно с алмазом возможно при определенной концентрации углерода и величинах Т, Р. Установлена восстановительная среда с характерными изменениями в составе твердой фазы в присутствии флюида, который содержит незначительные концентрации CO_2, CH_4, CO, H_2S и других компонентов.

На основании теоретических физико-химических исследований установлена возможность кристаллизации и существования SiC с обеими полиморфными модификациями углерода в системе Ky-Sill-C и области метастабильного алмаза с графитом (рис. 1, табл.). Это позволило считать, что именно совместная кристаллизация алмаза, графита и муассанита свидетельствует об относительно низкотемпературных условиях их образования. В зависимости от Р-Т параметров системы и концентрации углерода удалось установить характерные особенности. Из расчета следует, что исходными компонентами в твердой фазе для исследования системы являются кианит, силлиманит и гранат (альмандин) с углеродом.

Таблица. Расчёт возможности реакций.

	M. вес	Объем	-ΔH	- ΔG	S	Cp					
		см^3/ моль	кДж/моль		Дж/ моль·К	a	b	c	d	e	
C,графит	12.011	5.299	0	0	5.74	23.35	1.3	-37.49	–	71.5	2500
C, алмаз		3.417	1.895	2.900	2.377	19.62	4.64	-32.09		56.1	1200
Al_2O_3	101.961	25.57	1675.7	1582.3	50.92	124.56	6.9	-73.76	–	93.7	2327
Al_2C_2 , г	77.985		-564.94	-500.43	284.488	83.693	1.358	-42.592	–	83.74	2500
Al_4C_3	149.946		208.8	196.2	88.95	179.79	6.25	-113.3	–	166.4	2500
Pirop	403.1274	113.29	6286.543	5936.002	266.352	640.706	–	-47.02	–	456.2	5000
Almandine	417.7462	115.28	5265.498	44941.722	339.919	573.95	–	-292.91		502.3	5000
Andalusite	162.046	51.54	2590.27	2442.74	93.22	177.644	22.903	-68.668		40.79	2500
Kyanite	162.046	44.11	2594.29	2443.96	83.81	182.096	22.188	-85.529	–	77.03	2500
Sillimanit	162.046	49.91	2587.76	2441.07	96.11	172.10	27.786	-66.664	–	44.18	2500
α-SiO_2	60.0843	22.648	910.94	856.67	41.84	51.76	17.74	-12.3	14.94	–	847
β-SiO_2		23.72				58.91	10.0	–	–	–	1996
α-SiC	40.097	12.46	62.76	60.20	16.48	49.08	3.01	-43.6	–	68.6	2500
β-SiC			65.3	62.80	16.61	50.00	2.39	-46.44	–	75.3	2500
Al	26.9815	9.999	0	0	28.33	31.84	-18.16	-3.77	22.47	–	933
Si	28.0855	22.69	0	0	18.83	22.80	3.85	-3.56	–	–	1685
MgO	40.3044	112.48	601.700	569.450	26.94	49.45	3.31	-16.90	–	15.1	2500
$MgCO_3$	84.3142	28.02	1095.800	1012.10	65.70	71.17	68.78	-13.81	–	–	675
FeO	71.8444	12.05	272.000	251.400	60.75	50.65	8.73	-3.08	–	–	1650
$FeCO_3$	115.8542	29.38	740.570	666.720	92.90	84.681	72.084	-24.182	–	–	800
Fe_3C	179.546	–	-24.937	-19.912	104.43	107.3	12.528	–	–	–	1800
MgC_2	48.327	–	-84.0	-81.0	54.0	71.191	6.448	-15.012	–	–	2500
Mg_2C_3	84.643	–	-71.0	-66.0	100.	118.72	10.71	-25.02	–	–	2500

Образование граната (альмандина) в алюмосиликатной системе возможно в соответствии с реакциями:

$$3FeCO_3 + Al_2O_3 + 3SiO_2 = Fe_3Al_2Si_3O_{12} + 3C + 3O_2$$

$$3FeCO_3 + Al_2SiO_5 + 2SiO_2 = Fe_3Al_2Si_3O_{12} + 3C + 3O_2$$

У данных реакций объем твердых соединений в левой части на 52.02 см ^{3} больше. Эти реакции могут протекать в природных условиях, а по мере изменения давления в системе могут быть причиной существования кианит-силлиманит-гранатовой ассоциации с углеродом (наноалмазов). Для исследований использованы минералы из музея Геологического института КНЦ РАН: альмандин, кианит и силлиманит (рис. 2).

Согласно расчетам, область существования муассонита попадает в пределы по Р = 20-25 кбар и Т = 500-700 ° С. Эти параметры можно считать начальными для образования и существования наноразмер-

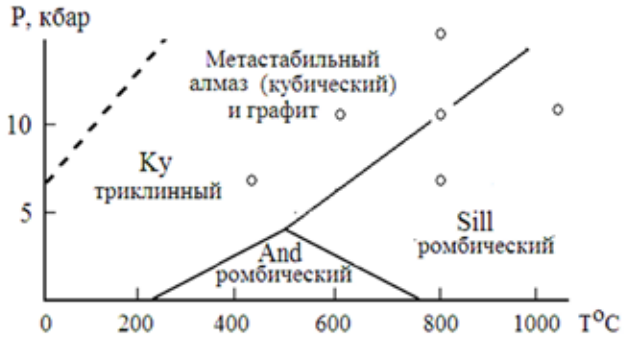


Рис. 1. P-T диаграмма состояния Al_2SIO_5 с углеродом.

ных алмазов. Рентгеновское облучение (комплекс Precision RXi) трех образцов фракции -0.5 мм обнаружило люминесценцию наноразмерных фаз, возможно, соответствующих алмазам (рис. 3). Самое яркое свечение – в гранате, слабее – в светлом силлиманите, самое слабое – в темном силлиманите и кианите. В центре рисунка помещен порошок силита, который после облучения люминесценции не дал. Таким образом, автор считает весьма вероятным, что альмандины свиты кейв содержат наноразмерные алмазы.



Рис. 2. Кианит (слева, белый и серый) и силлиманит (справа, белый). Хр. Вост. Макзабак, Кольский п-ов.

Выводы

1. Образование муассанита в алюмосиликатной системе с углеродом и алмазом возможно при наличии восстановительной среды и определенных P-T параметров с флюидом: CO_2, CH_4, CO, H_2S и др. компонентов.

2. Яркость люминесценции после воздействия на природные образцы (в виде порошков фр. -0.5 мм) рентгеновским облучением предлагается считать показателем концентрации наноалмазов.

3. По результатам выполненного исследования, минералы алюмосиликатной системы свиты кейв содержат наноразмерные алмазы.

4. Альмандин – основной концентратор наноразмерных алмазов в алюмосиликатной системе свиты кейв.



Рис. 3. Люминесценция образцов после рентгеновского облучения.

Список литературы

1. Каржавин В.К., Константинова Л.И., Рыськина М.П. Алмазы кианитов свиты кейв, Кольский п-ов) // Геология и стратегические полезные ископаемые Кольского региона. Тр. XI Всерос. Ферсмановской научн. сессии. Апатиты, 7-8 апр. 2014 г. Апатиты: Изд-во К & М, 2014. С. 80-85.
2. Минералогическая энциклопедия / К. Фрей (ред.). Л.: Недра, 1985. 572 с.
3. Наумов Г.Б., Рыженко Б.Н., Ходаковский И.Л. Справочник термодинамических величин. М.: Атомиздат, 1971. 240 с.
4. Yokokawa H. Tables thermodynamic properties of inorganic components // J. Nat. Chem. Lab. Ind. Spec. Iss. 1988. V. 83. 121 p.

ЭВОЛЮЦИЯ ВЕЩЕСТВЕННОГО СОСТАВА СУПРАКРУСТАЛЬНЫХ КОМПЛЕКСОВ РАННЕГО ДОКЕМБРИЯ КОЛЬСКОГО РЕГИОНА

Козлов Н.Е.[1, 2], Сорохтин Н.О.[1-3], Мартынов Е.В. [1, 2]

[1] Геологический институт КНЦ РАН; [2] Апатитский филиал МГТУ, г. Апатиты

[3] Институт океанологии РАН, г. Москва

Проблема дометаморфической эволюции супракрустальных комплексов раннего докембрия Кольского региона давно привлекает внимание исследователей. Если для палеопротерозойских структур в силу хорошей сохранности слагающих их метаморфитов пригодны традиционные методы, то для комплексов архея, где преобразования были сильнее, авторы вынуждены искать специальные подходы. Чаще всего для этой цели используются данные изотопного датирования. Но даже при анализе этих результатов существует неоднозначность в интерпретации датировок. Появление новых возрастов не исключает разнообразия их трактовки применительно к геологическим моделям. Отсюда следует, что методические подходы к построению возрастных шкал для структур региона и их согласование между собой требуют совершенствования. В то же время невозможно исследовать эволюцию породных ассоциаций без ранжирования объектов по времени формирования протолитов. Понимая, что при решении вопроса будущее принадлежит геохронологии, авторы работы полагают, что определенную роль могут играть и петрогеохимические методы, позволяющие выявлять тренды изменения состава пород и их ассоциаций во времени [2-5].

Следует подчеркнуть, что при большом разнообразии моделей дометаморфической эволюции раннего докембрия региона данные о составе пород, слагающих архейские и палеопротерозойские комплексы, использовались крайне редко. Такой обобщающей сводкой, объединившей материалы по геологии региона со сведениями о составе слагающих комплексов, является публикация [1]. В рамках этого направления проведены и настоящие исследования, позволившие на базе более обширного фактического материала и новых методов обработки проанализировать черты эволюции состава породных комплексов раннего докембрия региона. Ранее нами был найден фактор, позволяющий с определенной вероятностью ранжировать архейские метабазиты (и переслаивающиеся с ними метатерригенные породные комплексы) Кольского региона по времени формирования протолитов [5]. Для этого применен метод поиска тренда отличий в рядах совокупностей при веденном отношении частичного порядка [6]. Содержательно задача моделирования сводится к аппроксимации отношения частичного порядка линейной функцией F: $Z \rightarrow R$, связанной с параметрами химического состава образований в виде $F(Z_i) = M\{(c,Z_i)\}$. Качество аппроксимации оценивается значением функционала: J(F) = , где $U = \{(Z_i,Z_j)| Z_i < Z_j\}$. Таким образом, мы ищем линейный порядок F, который может адекватно описать отношение частичного порядка. Вектор **c** (фактор линейного порядка F), характеризует тренд изменчивости химических составов относительно частичного порядка (рис.). Использование этого подхода позволило существенно расширить круг решаемых задач при исследовании закономерностей изменчивости вещественного состава горных пород для произвольного количества геологических объектов, описываемых совокупностями многомерных показателей. Тем самым получена возможность искать тренды относительно множества геологических объектов, для части которых изначально не определено их взаимоотношение (в отличие от традиционных статических методов) и обычные требования, например, близости к нормальному распределению и др., могут не выполняться.

В ходе исследования данные дополнены информацией о составе супракрустальных образований, которые могут быть интерпретированы по первичной природе как метаосадочные и метавулканогенно-осадочные породы. Для их геохимической характеристики использованы такие параметры, как интенсив-

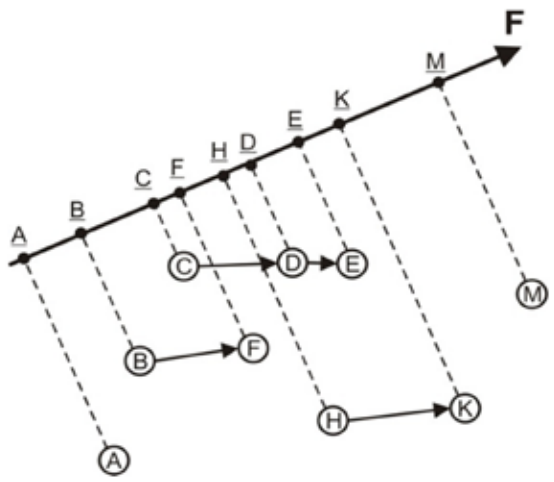


Рис. Пример представления отношения частичного порядка в виде графа: B предшествует (→) F; C → D; D → E; H → K. Положение A и M, а также B и F относительно C, D и E, а также H и K на факторе F изначально не задается.

ность выветривания (W_1) и значение параметров A в метасубграувакках и K в метапелитах [7], химический индекс изменения CIA [10], индекс изменения плагиоклаза PIA [9], а также данные о содержании в выборках метапелитов, метаморфизованные аналоги которых, как и исследованные ранее матабазиты, распознаются в метаморфических комплексах наиболее надежно и широко распространены в большинстве раннедокембрийских породных ассоциаций. Эти данные дополнены сведениями об особенностях состава метабазитов. На первом этапе изучены тенденции изменения перечисленных параметров в ходе эволюции терригенных пород палеопротерозойских толщ, положение которых в разрезах комплексов установлено надежно [1]. Полученные закономерности рассматривались как эталонные. Всего использовано около 1500 полных силикатных анализов метаосадочных пород и более 1500 – метабазитов.

Методологически авторы придерживались выбранного ранее подхода – сравнения однотипных по петрогеохимической номенклатуре образований. При реконструкции первичной природы использовалась методика А.А. Предовского [7]. С учетом того, что она не дает однозначного ответа на вопрос о первичной природе некоторой части пород кислого состава (как и иные методы), при расчете различных параметров, характеризующих условия осадконакопления, задача решалась в двух вариантах – все породы, составы которых попали в поле перекрытия осадочных и магматических образований, интерпретированы как метамагматиты или как метаосадки. Далее сравнивались закономерности, выявленные при том или ином варианте.

Результаты сопоставлений приведены в табл. При переходе от более ранних образований палеопротерозоя Кольского региона к более поздним возрастает доля метапелитов в группе метаосадочных пород, параметров W_1, W_2, CIA, PIA, глиноземистости метасубграувакк, а также уменьшение параметра K в метапелитах. Все тенденции свидетельствуют о возрастании от ранних к более поздним отделам палеопротерозоя степени осадочной дифференциации, степени выветривания (разложения) пород и в более широком плане об относительной стабилизации к концу палеопротерозоя тектонического режима, что закономерно. Выбранные петрогеохимические характеристики корректны для описания тенденций в пределах геологических систем Кольского региона. Аналогичные тенденции наблюдаются и в наметившимся ранее [5] архейском цикле развития, подчеркивая правомерность предложенной ранее трактовки относительного возраста протолитов (табл.). При более дробном разделении архейских образований на структуры, «слагающие крупные площади» (группы 2-3 и 4-6) и «формирующие пояса» (группы 7 и 8), тенденции проявляются еще более отчетливо, подчеркивая наличие внутри архея Кольского региона импульсов активизации и стабилизации тектонических режимов. Такому выводу не противоречит и изменение состава метабазитов.

Отдельно следует остановиться на особенностях состава метаморфических образований Кейвского домена. Ранее отмечено максимальное сходство метабазитов этого домена с древнейшими породам Канады, Гренландии и Карелии [5]. С учетом того, что подавляющее количество метабазитов сосредоточено в пределах патчервтундровской свиты, реже – в низах лебяжинской свиты, для поиска тенденций изменения параметров осадконакопления в древнейших образованиях Кейвской структуры выбраны метаосадки этих свит. При переходе от метаосадков этих регионов (1а) к кейвским образованиям (1) намечаются тенденции, аналогичные отмеченным для других структур Кольского региона. Эти метаосадочные комплексы могли формироваться в конце более древнего этапа в сравнении с другими архейскими комплексами.

Такой вариант трактовки возраста Кейвских образований не противоречит геологическим данным. Ранее [8], опираясь на один из основополагающих законов тектоники литосферных плит – более древняя плита всегда субдуцирует под более молодую плиту того же типа – сделано предположение о том, что кора Кейвского домена заведомо древнее всех прилегающих к ней участков литосферы.

Таблица. Изменение некоторых петрогеохимических параметров в супракрустальных образованях раннеодкембрийских комплексов Кольского региона в сравнении с данными по Канаде, Гренландии и Ц. Карелии.

Параметры	№№ групп пород*							
	1а	1	2-3	4-6	7	8	9	10
Число проб метаосадков в группах	37** 67	39 85	100 120	141 177	175 199	192 225	76 96	192 214
Число метабазитов в выборках	76	208	117	141	200	93	367	356
Глиноземистость метасубграувакк А [7]	20.8 8.7	44.5 21.1	25.1 12.1	28.4 11.3	28.9 20.9	41.9 23.4	27.2 14.9	38.9 26.8
Число метапелитов в группе метаосадков, %	14.3 4.1	12.8 5.9	16.0 13.3	40.8 23.7	29.1 25.6	61.5 52.4	32.9 26.0	48.9 43.9
Значение параметра К [7] в метапелитах	8.07	-8.8	2.4	-3.4	8.38	-7.9	13.6	-8.3
Интенсивность выветривания W_1 [7]	11.1 17.7	27.1 12.9	16.4 8.6	38.7 14.3	33.6 27.3	50.3 38.4	38.6 30.2	37.4 34.3
Химический индекс изменения CIA [10]	53.8 52.2	59.7 55.9	57.1 56.3	60.3 56.7	59.5 58.7	62.8 61.3	59.1 58.6	61.0 61.1
Индекс изменения плагиоклаза PIA [9]	54.8 53.1	63.4 58.7	59.5 61.1	62.9 58.6	62.7 61.6	64.8 63.1	65.1 63.9	65.0 65.4
Доля глиноземистых метабазитов в группе основных пород, %	61.8	57.7	57.3	56.7	67.0	46.6	36.8	34.0

Примечания. * 1 а –древнейшие образования Карелии, Канады, Гренландии, 1–6 –домены Кольского региона: 1 – Кейвский, 2 – Лоттинский (аллареченский и нотозерский комплексы), 3 – Чапомский, Терский 4 – Кольско-Норвежский, 5 – Мурманский, 6 – Беломорский подвижный пояс; 7-8 – архейские пояса Кольского региона: 7 – Лапландско-Колвицкий, 8 – Титовско-Колмозерский (Колмозеро-Воронья), 9-10 – породы среднего и верхнего карелия Кольского региона.

** В числителе – число проб и значения показателей при расчете лишь для тех пород, осадочная протоприрода которых распознается однозначно, в знаменателе – эти же данные для групп, где все неоднозначно определенные породы отнесены к метаосадкам. Поскольку поле метапелитов не перекрывается с полем метамагматитов, для них значение неизменно при любом варианте реконструкции первичной природы пород.

Выводы

1. Использование разработанного ранее [5] метода поиска тренда отличий в заданных рядах совокупностей и определения с его помощью относительного времени формирования протолитов различных породных ассоциаций позволяет выявить черты цикличности изменения параметров осадконакопления и характеристик тектонических режимов в ходе формирования раннедокембрийских комплексов Кольского региона.
2. Особенности вещественного состава метавулканогенных и части метатерригенных комплексов архея Кейвского домена позволяют предполагать, что их протолиты – древнейшие в пределах Кольского региона.

Список литературы

1. Вулканизм и седиментогенез докембрия СВ Балтийского Щита / Предовский А.А., Мележик В.А., Болотов В.И. и др. Л.: Наука, 1987. 185 с.
2. Козлов Н.Е., Сорохтин Н.О., Глазнев В.Н. и др. Геология архея Балтийского щита. СПб.: Наука, 2006. 329 с.
3. Козлов Н.Е., Иванов А.А., Мартынов Е.В. и др. Моделирование условий формирования и эволюции докембрийских комплексов на основе изучения геологии вещественного состава слагающих их породных ассоциаций // Геология и полезные ископаемые Кольского п-ова. Т. 3. Новые идеи и подходы к изучению геологических образований. Апатиты: Изд-во Полиграф, 2002. С. 96-110.
4. Козлов Н.Е., Мартынов Е.В., Иванов А.А. Черты петрогеохимических различий основных пород энсиалических и энсиматических комплексов: сравнительный анализ фанерозоя и докембрия // Геохимия. 1999. № 6. С. 582-588.
5. Козлов Н.Е., Мартынов Е.В., Сорохтин Н.О. и др. Эволюция вещественного состава метабазитов раннего докембрия Кольского региона // Вестник МГТУ. 2014. № 2. С. 304-313.
6. Мартынов Е.В. Реконструкция обстановок формирования протолитов метаморфических комплексов докембрия на основе статистического моделирования их характеристик по петрогеохимическим данным // Автореф. дис. уч. ст. к.г.-м.н. Спб., 1997. 23 с.

7. Предовский А.А. Реконструкция условий седиментогенеза и вулканизма раннего докембрия. Л.: Наука, 1980. 152 с.
8. Сорохтин Н.О. Эволюция континентальной литосферы в раннем докембрии на примере восточной части Балтийского щита. Автореф. дис. уч. ст. д.г.-м.н. Апатиты, 2000. 44 с.
9. Fedo C.M., Nesbitt H.W., Young G.M. Unraveling the effects of potassium metasomatism in sedimentary rocks and paleosols, with implications for paleoweathering conditions and provenance // Geology. 1995. V. 23. P. 921-924.
10. Nesbitt H.W., Young G.M. Early Proterozoic climates and plate motions inferred from major element chemistry of lutites // Nature. 1982. V. 299. P. 715-717.

Au-Ag-Te МИНЕРАЛИЗАЦИЯ U-РЕДКОМЕТАЛЛЬНЫХ РУД МЕСТОРОЖДЕНИЯ МЕЛОВОЕ, МАНГЫШЛАК

Кононов В.В., Смышляева О.П.

Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, г. Владивосток, kononov46@mail.ru

Особое место в ряду ураново-редкометалльных месторождений Мангышлака, Калмыкии и Сев. Кавказа занимает Меловое месторождение, привлекающее внимание отечественных и зарубежных исследователей не только масштабом, но и особенностями строения, генезиса и вещественно-минералогического состава [1, 3, 5, 7-10]. В органогенно-фосфатных рудах месторождения ранее установлены U, Sc, In, La и лантаноиды, ассоциирующиеся с минерализованным костным детритом. В сульфидах Fe, являющихся основными компонентами рудных залежей, зафиксированы примеси Ni, Co, Mo, Cu, Zn, Pb, As, а также Re и других редких элементов [2, 4, 6, 11]. В пластах фосфатного детрита и вмещающих глинистых отложениях установлены самородные Cu, Bi, W, Fe, Au, Ag, Pt, Pd [2, 6, 11]. Металлоносные залежи костного детрита рыб в месторождениях этого типа выделены в качестве сульфидно-фосфорной ураново-редкометалльной рудной формации.

Дополнительные исследования образцов из рудных залежей с применением прецизионных аналитических методов (сканирующая электронная микроскопия, электронно-зондовый анализ) позволили расширить перечень рудных минералов за счет выявления микро- и наноразмерных фаз. В органогенно-фосфатных рудах выявлена Au-Ag-теллуридная минерализация из нескольких минеральных ассоциаций: Au-Ag-блеклорудно-теллуридной, Ag-пирит-селенотеллуридной, Au-Ag-Pb-блеклорудно-теллуридной, Pb-пирит-блеклорудно-селенотеллуридной, Sb-Bi-селенотеллуридной. Перечень систем минералов дан в таблице. Включения и наросты теллуридов размером 1-15 мкм распределены в основном в блеклых рудах, большинство их выделений развито на поверхности пирита. Часть теллуридов находится в кристаллах пирита и лишь единичные наросты – на кальците, гипсе и ярозите, составляющих матрицу образцов. Вмещающие теллуридные минералы блеклые руды имеют состав (мас. %, n = 21): Cu 34.43-45.67; Sb 7.38-21.08; As 3.99-17.65; S 20.46-32.81; Fe 0-11.04. Отдельные зерна блеклых руд содержат примесь цинка 1.65-5.92 мас. %. Размеры выделений от 2 до 35-40 мкм.

Гессит (Ag_2Te) доминирует в *системе Au-Ag-Te*, образует в зернах блеклых руд включения 1-3 мкм. Химический состав (мас. %): Ag 62.31-69.26; Te 30.74-37.69.

Эмпрессит (AgTe) встречается в выделениях блеклых руд и кристаллах пирита в кварц-кальцитовой или гипсовой матрицах. Состав (мас. %): Ag 56.71-58.33; Te 41.67-43.29. Содержащие эмпрессит кристаллы пирита имеют ореолы из гнезд кварца.

Сильванит $(Ag,Te)_2$, единичное изометричное включение диаметром 1 мкм обнаружено в выделении блеклой руды. Состав (мас. %): Au 27.20; Ag 10.38; Te 62.42.

Фаза $(Au,Ag)Te_{3.3}$ представлена единичным включением в пирите, заключенном в гипсовой матрице. Состав (мас. %): Au 8.58; Ag 15.07; Te 76.35.

Штютцит Ag_5Te_3, включение в пирите. Состав (мас. %): Ag 59.27; Te 40.73.

Самородный Te присутствует в ассоциации с теллуридами Au и Ag, образует наросты и включения в блеклых рудах и пирите.

В *системе Ag-Se,S* установлен парагенезис самородного Ag, акантита и науманнита.

Самородное Ag, единичный изометричный нарост размером 2 мкм на пирите, заключенном в гипсовую матрицу. Покрыто пленкой *акантита* Ag_2S.

Таблица. Минеральные формы теллуридов и селенотеллуридов.

Минерал	Формула	Минерал-хозяин	Матрица	Примечание
Система Au-Ag-Te				
Теллур	Te	Блеклая руда Пирит	Гипс Гипс	Единичный нарост Единичное включение
Эмпрессит	AgTe	Блеклая руда Пирит	Кварц, кальцит Гипс	
Гессит	Ag_2Te	Блеклая руда	Кварц, кальцит	
Сильванит	$(Au,Ag)Te_2$	Блеклая руда	Гипс	
Фаза AuAgTe	$(Au,Ag)Te_{3.3}$	Блеклая руда	Гипс	Единичное включение
Штютцит	Ag_5Te_3	Пирит	Гипс	Единичное включение
Система Ag –Se, S				
Серебро	Ag	Пирит	Гипс	Единичный нарост
Акантит	Ag_2S	Пирит	Гипс	Продукт изменения Ag
Науманнит	Ag_2Se	Пирит Блеклая руда	Гипс Гипс	Примеси: Te, Cu Примесь: Te
Система Au-Ag-Pb-Te				
Фаза AuAgPbTe	$(Au,Ag)Pb_{0.3}Te_{2.8}$	Блеклая руда	Гипс	Единичное включение
Фазы AgPbTe	$AgPb_{0.4}Te_{0.8}$	- " -	Кварц, кальцит	- " -
	$AgPb_{0.4}Te_{0.9}$	- " -	- " -	- " -
	$AgPb_{1.5}Te_{1.8}$	- " -	- " -	- " -
	$AgPbTe_{7.0}$	- " -	Гипс	- " -
Система Pb-Te и Pb-Se				
Алтаит	PbTe	Блеклая руда Пирит	Гипс Кварц, кальцит Гипс	Примесь: Se Примесь: Se
Фаза PbSeTe	$Pb_{1.4}SeTe_{0.6}$	Блеклая руда	Гипс	Единичное включение
Система Sb-Bi-Te-Se				
Кавацулит	Bi_2Te_2Se	Кальцит	Кальцит, иллит	Единичный нарост
Теллур-антимон	Sb_2Te_3	Кальцит	Ярозит	Единичное включение
Фазы SbTe	SbTe	Гипс, ярозит	Ярозит	Примесь: Pt, Bi
	$SbTe_2$	Кальцит	Ярозит	Примесь: As, Zn
Фаза SbBiTe	$SbBi_{0.4}Te_{1.8}$	Кальцит	Ярозит	Единичное включение

Науманнит Ag_2Se, наблюдающийся в виде призматических наростов размером 1.5-3 мкм на пирите и блеклой руде. Состав (мас. %): Ag 65.51-70.79; Se 21.83-24.52. Примесь Te 5.85-7.37 объясняется, по-видимому, включениями теллуридов Ag или Te. В одном из наростов науманнита присутствует примесь Cu 3.72 мас. %.

Системы Au-Ag-Te + Pb-Te выделены на основании наблюдающегося парагенезиса фаз AgPbTe и фазы AuAgPbTe, являющихся, по-видимому, срастаниями алтаита PbTe и теллуридов Au-Ag и Te. Ансамбли включений минеральных фаз с видообразующей ролью Te располагаются в зернах блеклых руд. AuAgPbTe фаза имеет состав (мас. %): Au 18.09; Ag 8.66; Pb 11.95; Te 61.33. Включения AgPbTe фаз содержат (мас. %): Ag 7.64-38.27; Pb 17.44-47.58; Te 35.58-74.92.

Алтаит PbTe самый распространенный среди теллуридов. Включения 1-5 мкм развиты преимущественно в зернах блеклых руд и пирите. Состав (мас. %, n = 13): Pb 55.39-64.31; Te 33.40-45.33. Некоторые

из включений алтаита содержат примесь Se 1.39-5.17. Одно из включений имеет состав: Pb 64.75; Te 17.21; Se 18.02 и является, видимо, срастанием алтаита и клаусталита PbSe.

В *системе Sb-Bi-Te-Se* установлено несколько индивидуальных и неназванных минеральных фаз.

Кавацулит Bi_2Te_2Se представлен единичным наростом 10 × 14 мкм на кальците. Состав (мас. %): Bi 54.74; Te 38.06; Se 7.19.

Минеральная фаза $SbTe_{1.3}$, включение размером 1 × 2 мкм установлено на кальците. Состав близок к *теллурантимону* Sb_2Te_3 (мас. %): Sb 43.72; Te 56.28.

Фаза SbTe представлена наростами на кристаллах гипса, кальцита и ярозита. Состав (мас. %): Sb 42.54-50.50; Te 43.48-49.88. В составе одного из наростов установлены примеси Bi 6.00 и Pt 7.97.

Фаза $SbTe_2$ установленя в виде нароста 4 × 7 мкм на кальците в ярозитовой матрице. Состав (мас. %): Sb 29.54; Te 63.14; As 2.98; Zn 4.31.

Фаза $SbBi_{0.4}Te_{1.8}$ образует нарост 5 мкм на кальците в ярозитовой матрице. Состав (мас. %): Sb 32.09; Te 55.78; Bi 12.14.

В окисленных рудах установлен ряд вторичных минералов, развитых по теллуридам и селенидам: водные теллуриты Pb и Bi, селенотеллураты Pb, селенотеллуриты и водные селенотеллуриты Pb, гидроксилтеллуриты и гидроксилтеллураты Sb, Cu и Fe.

Таким образом, в органогенно-фосфатных рудах выявлен комплекс минералов, характерных для эпитермальных Au-Ag месторождений (самородные Au, Ag, Te, сульфосоли и сульфиды с теллуридами и селенидами благородных и цветных металлов). Наложение этого типа минерализации на осадочные органогенные руды могло быть обусловлено поступлением на дно морского бассейна по долгоживущим разрывным нарушениям гидротермальных растворов, обогащенных халькофильными металлами, сероводородом и летучими (Te, Se, Sb, As, Bi).

Список литературы

1. Батурин Г.Н. Металлоносность майкопских костных брекчий и костного детрита со дна океана // Докл. АН. 2008. Т. 421. № 2. С. 234-239.
2. Иванов В.В., Кононов В.В. Тонкодисперсная минерализация органогенно-фосфатных урановоредкометалльных руд // Тез. докл. XIII Межд. конф. «Ресурсовоспроизводящие, малоотходные и природоохранные технологии освоения недр». М.: РУДН, 2014. С. 473-475.
3. Коченов А.В., Зиновьев В.В. Распределение редкоземельных элементов в фосфатных остатках рыб из майкопских отложений // Геохимия. 1960. № 8. С. 714-725.
4. Коченов А.В., Столяров А.С. О некоторых формах выделения сульфидов железа в майкопских отложениях Ю. Мангышлака // Докл. АН. 1960. Т. 133. № 6. С. 1412-1415.
5. Коченов А.В., Мстиславский М.М., Столяров А.С. Ископаемые металлоносные залежи костного детрита рыб // Состояние и задачи советской литологии. М.: Наука, 1970. С. 165-171.
6. Полушкина А.П. Минералогия месторождения Мелового на Мангышлаке // Осадочные месторождения урана СССР. М.: ВИМС, 1960. С. 29-53.
7. Столяров А.С., Ивлева Е.И. Урановоредкометалльные месторождения, связанные с пластовыми концентрациями костного детрита рыб // Редкометально-урановое рудообразование в осадочных породах. М.: Наука, 1995. С. 200-222.
8. Столяров А.С., Коченов А.В. Металлоносность майкопских отложений Мангышлака // Литология и полез. ископаемые. 1995. № 2. С. 161-172.
9. Шарков А.А. О генезисе органогенно-фосфатных месторождений урана и редких земель Мангышлака // Отеч. геология. 2005. № 6. С. 29-53.
10. Шарков А.А. Урановоредкометалльные месторождения Мангышлака и Калмыкии, их генезис. М.: ЭСЛАН, 2008. 220 с.
11. Шарков А.А., Иванов В.В., Школьник Э.Л. и др. Минералогия органогенно-фосфатных руд урановоредкометалльных месторождений Мангышлака и Калмыкии. М.: ЭСЛАН, 2010. 142 с.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ МАЛОСУЛЬФИДНОГО ПЛАТИНОМЕТАЛЬНОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ СЕВ. КАМЕННИК В ЗАП.-ПАНСКОМ МАССИВЕ

Корчагин А.У., Гончаров Ю.В., Субботин В.В., Грошев Н.Ю., Габов Д.А., Иванов А.Н.

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

В результате проведённых в 2011-2013 гг. поисково-оценочных работ на участке Сев. Каменник в Зап.-Панском массиве (рис. 1) выявлено, оценено и утверждено в ГКЗ (2015 г.) новое месторождение комплексных платинометальных руд малосульфидного типа. Оруденение сосредоточено в Северном платиноносном рифе в Нижнем расслоенном горизонте массива, прослеженном на десятки километров на восток [1]. Там, в 6 км к востоку, на территории площади «Малая Пана» в 2008 г. разведано и поставлено на баланс аналогичное месторождение Киевей (рис. 1). Месторождение Сев. Каменник имеет протяженность 5.2 км. Геологической границей на западе является разлом СВ простирания, на востоке – граница лицензионной площади, на севере – выход рифа под элювиальные отложения; на юге оруденение на глубину не оконтурено. Для выяснения экономической значимости месторождения глубина изучения составила 200-250 м от поверхности.

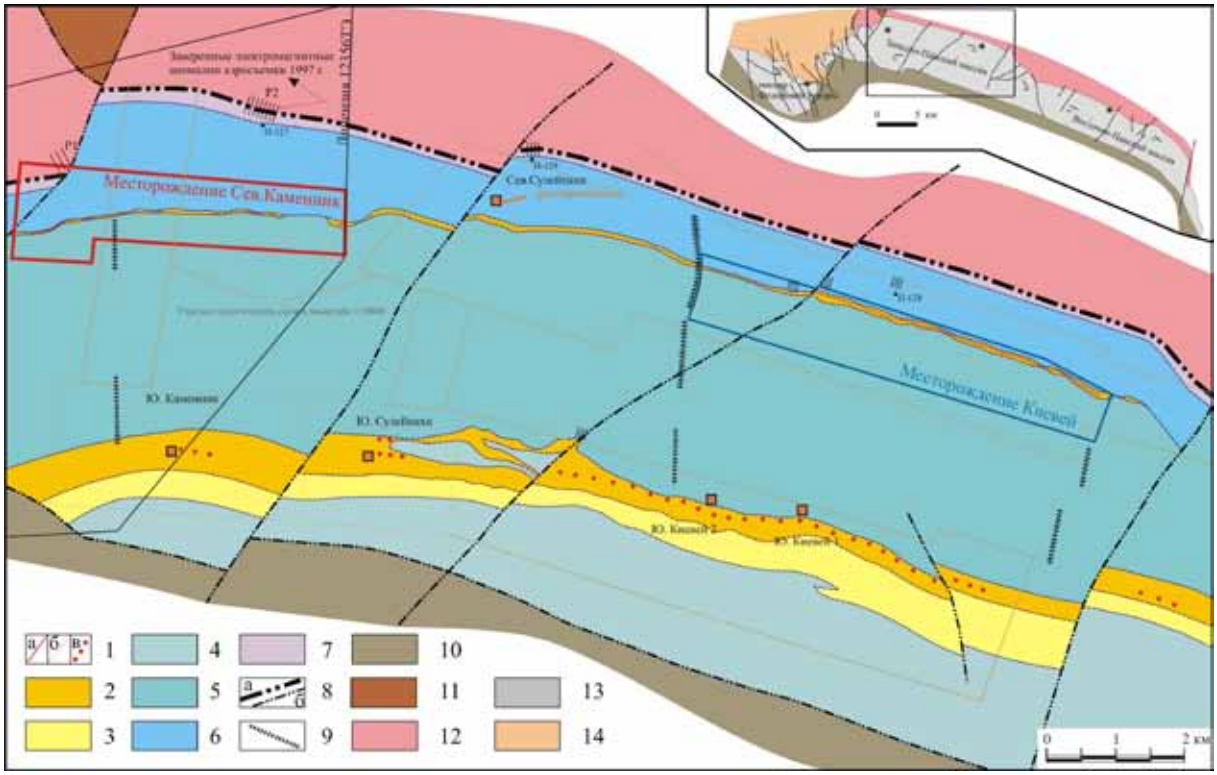


Рис. 1. Расположение месторождений и рудопроявлений ЭПГ в Зап.-Панском массиве.

1 – платиноносные рифы: Северный (а – установленный, б – предполагаемый) и Южный (в); 2 – расслоенные горизонты (нижний и верхний); 3 – расслоенный горизонт оливинсодержащих пород; 4-6 – породы третьей (4), второй (5) и первой подзон (6) габброноритовой зоны; 7 – норитовая зона; 8 – тектонизированный нижний контакт массива (а) и разрывные нарушения (б); 9 – дайки габбро-диабазов, 10 – вулканогенно-осадочные породы зоны имандра-варзуга, 11 – архейские анортозиты Цагинского массива; 12 – архейские щелочные граниты; на врезке: 13 – породы Федорово-Панского раннепротерозойского интрузивного расслоенного комплекса, 14 – архейские гранито-гнейсы.

Главная геологическая структура месторождения – Нижний расслоенный горизонт (НРГ), протягивающийся через всю площадь с запада на восток. Перерыв длиной 800 м в восточной части месторождения связан с пересечением НРГ поздним магматическим телом магнетитового габбро (рис. 2). В разрезе массива НРГ определяется частым чередованием контрастных по составу пород (анортозитов, лейкократовых габброидов, габброноритов, норитов, пироксенитов), которые выделяются на фоне преобладающих однородных массивных средне- или мелкозернистых габброноритов. Специфическими для НРГ признаками являются оливинсодержащие породы, а также породы группы норитов-пироксенитов. Наибольшие мощ-

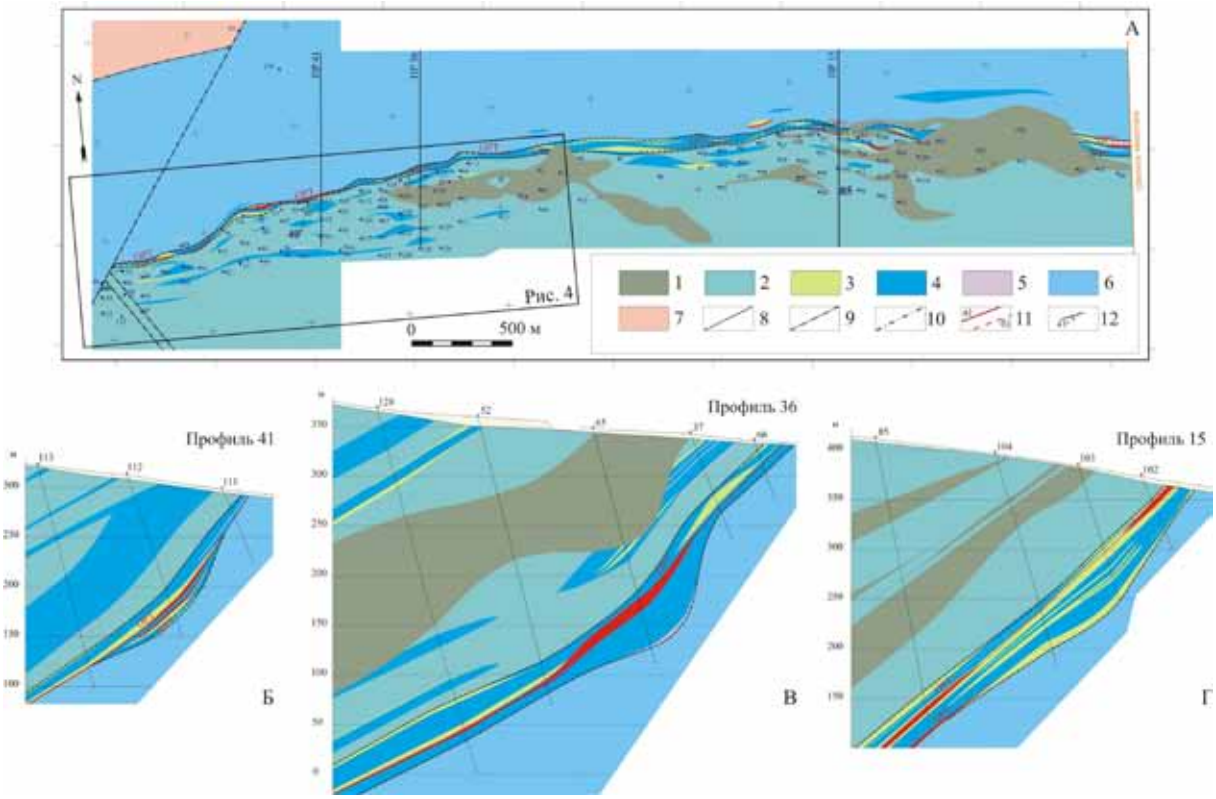


Рис. 2. Геологическая схема месторождения Сев. Каменник (А) и геологические разрезы (Б, В, Г).

1 – магнетитовое габбро; 2 – габбронориты массивные (перекрывающая толща, ГНЗ-2); 3 – лейкогаббро и лейкогаббронориты, анортозиты; 4 – чередование норитов, габброноритов средне-, крупнозернистых и лейкогаббро; 5 – нориты и пироксениты; 6 – габбронориты массивные (подстилающая толща, ГНЗ-1); 7 – щелочные граниты; 8 – границы НРГ; 9 – тектонический контакт; 10 – разрывные нарушения; 11 – малосульфидное платинометальное оруденение: а) рудные тела, б) участки некондиционных руд; 12 – элементы залегания Основного рудного тела (ОРТ).

ности этих магнезиальных дифференциатов, с которыми, как правило, пространственно сближена комплексная сульфидная минерализация, наблюдаются в местах углублений подошвы НРГ. В связи с тем, что формирование НРГ традиционно объясняется дополнительной инъекцией магмы в камеру, мы предполагаем, что подобные углубления являются результатом магматической эрозии закристаллизовавшихся кумулатов потоками новых порций магмы. Мощность НРГ в западной части площади варьирует от 5 м в пережимах до 70 м в раздувах-углублениях, в среднем 30-40 м. В восточной части площади мощность НРГ более выдержанная, с вариациями 50-80 м. Падение НРГ в южном направлении выдерживается на всём протяжении; углы падения в среднем 40-45º, но в западной части участка возрастают до 50º, в восточной постепенно снижаются до 35º.

Уровни сульфидного и связанного с ним платинометального оруденения локализуются, главным образом, в центральной или приподошвенной части НРГ (рис. 2). В отдельных разрезах насчитывается несколько таких уровней. Мощность зоны НРГ, включающей оруденение, обычно 3-10 м, в раздувах-углублениях до 35 м. При минимальной мощности НРГ (10 м и меньше) оруденение, как правило, отсутствует. Наиболее выдержанные, богатые и мощные рудные интервалы объединены в Основное рудное тело (ОРТ), прочие отнесены к Нижнему рудному телу (НРТ) и серии рудных линз локального распространения. Оруденение может быть связано со всеми типами пород (рис. 3). Анализ геологических разрезов показывает – чем больше мощность НРГ, количество и суммарная мощность слоев меланократовых кумулатов и слоев оливинсодержащих пород, тем больше мощность рудных тел и линз и содержание в них платиновых металлов.

Платинометальное оруденение не имеет геологических границ, поэтому его контуры определяются по результатам опробования. Рудные тела и линзы, залегая в целом согласно с расслоенностью НРГ, приурочены к прослоям, наиболее обогащенным сульфидами Ni и Cu (рис. 3). Расстояние между руд-

ными телами по вертикали от 3 до 20 м. Форма рудных тел пластообразная и линзовидно-пластообразная. ОРТ фиксируется на всем протяжении в западной и восточной частях месторождения. В центральной части, где НРГ уменьшается в мощности до 15-20 м, ОРТ прерывается безрудным «окном» около 1400 м на Западный и Восточный рудные объекты. В их пределах длина ОРТ по простиранию составляет 1700 м и 900 м. Истинная мощность ОРТ варьирует от 0.28 до 4.75 м, в среднем 1.57 м. Повышенные значения чаще наблюдаются в восточной части. В западной части наибольшая мощность и продуктивность ОРТ отмечается в местах углублений подошвы НРГ (рис. 3), которые в плане образуют форму, напоминающую русло потока (рис. 4).

Среднее содержание (Pt+Pd+Au) в ОРТ составляет 4.66 г/т. Повышенные значения характерны для западной части месторождения. Руды существенно палладиевые: среднее отношение Pd / Pt = 5.5. Среднее содержание цветных металлов: Ni 0.14, Cu 0.18 %. Основные запасы руды и металлов сосредоточены в ОРТ. По экономической значимости полезные компоненты образуют следующий ряд: Pd 55 %, Pt 20, Ni 16, Cu 6, Au 3.

Минеральный состав руд месторождения Сев. Каменник аналогичен месторождению Киевей в восточной части Северного рифа [2, 3]. Главными рудообразующими сульфидами являются халькопирит

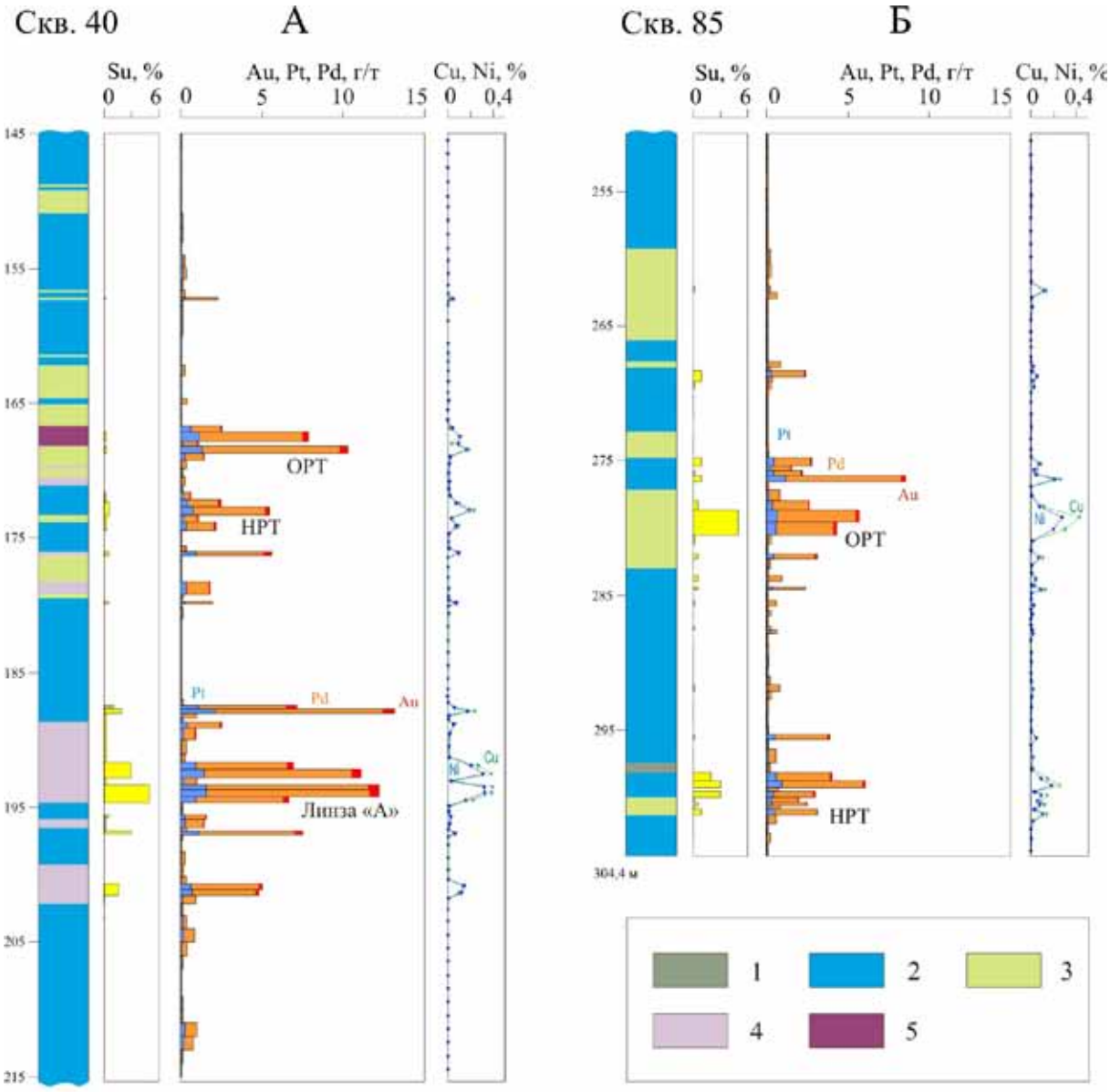


Рис. 3. Распределение сульфидов и главных рудогенных элементов в Западном (А) и Восточном (Б) рудных объектах. 1 – магнетитовое габбро, 2 – габбронориты с прослоями норитов, лейкогаббро и анортозитов, 3 – лейкократовые габбро и габбронориты, анортозиты, 4 – нориты, пироксениты, 5 – оливиновые габбронориты.

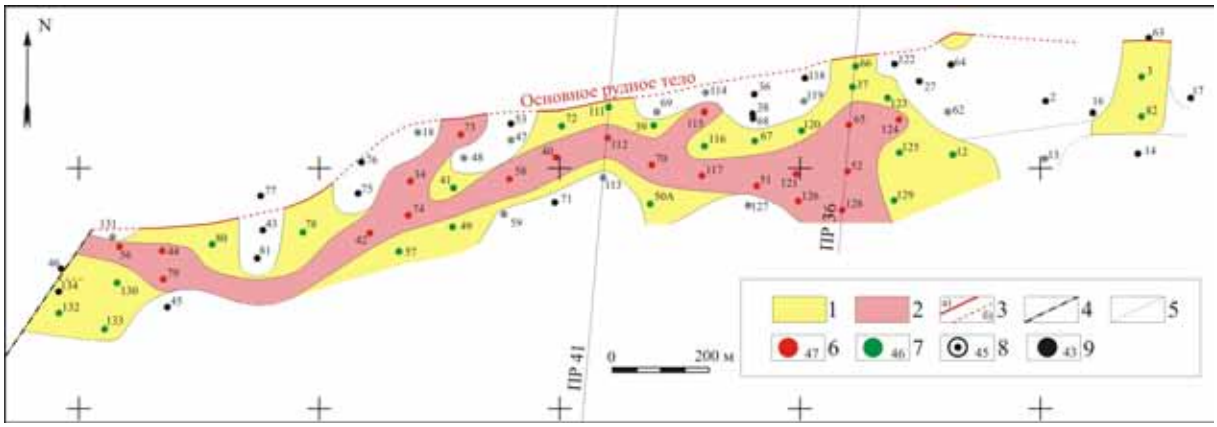


Рис. 4. Проекция Основного рудного тела на горизонтальную плоскость при бортовом содержании условного Pd 3.0 г/т до глубины 250 м. 1 – область развития платинометальных руд (m*C > 3 м*г/т $Pd_{усл}$); 2 – зона локализации наиболее продуктивных платинометальных руд (m*C > 20 м*г/т $Pd_{усл}$); 3 – выход ОРТ на поверхность: а – установленный, б – предполагаемый; 4 – разрывное нарушение; 5 – предполагаемые границы зон локализации руд; 6, 7 – проекции пересечений скважинами ОРТ различной продуктивности: 6 – m*C > 20 м*г/т $Pd_{усл}$, 7 – m*C > 3 м*г/т $Pd_{усл}$; 8 – скв. с некондиционным оруденением; 9 – безрудные скв.

(48% от массы сульфидов), пирротин (26) и пентландит (26). Они же являются главными концентраторами цветных металлов, а в пентландите в виде твердого раствора сосредоточена и половина Pd. Содержание Pd в пентландите достигает 3.15 мас. %.

В рудах месторождения установлено более 30 минералов ЭПГ и Au. Главными минералами ЭПГ являются сульфиды и висмуто-теллуриды Pt и Pd: высоцкит (Pd,Ni)S, котульскит Pd(Te,Bi), брэггит (Pt,Pd,Ni)S, мончеит Pt(Te,Bi) и меренскиит $Pd(Te,Bi)_2$. Реже встречаются самородное золото (Au, Ag, Pd), сперрилит $PtAs_2$, сопчеит $Ag_4Pd_3Te_4$, арсениды палладия и др. Более подробная характеристика минерального состава руд месторождения дана в статье «Минеральный состав оруденения нового платинометального месторождения Сев. Каменник, Зап.-Панский массив, Кольский п-ов» в этом же сборнике.

Открытие нового месторождения платинометальных руд, знаменуя установление промышленных рудных объектов на обоих флангах Северного платиноносного рифа, подтверждает его перспективность и нацеливает на тщательное изучение средней части рифа, имеющей протяженность, сопоставимую с каждым из флангов.

Работы проводились при финансовой поддержке РФФИ (гранты № 15-35-20501-мол-а-вед, № 13-05-12055-офи-м).

Список литературы

1. Korchagin A.U., Subbotin V.V., Mitrofanov F.P. *et al.* Kievey PGE-bearing deposit of the West-Pana layered intrusion: geological structure and ore composition // Interreg-Tacis Project: Strategic Mineral Resources of Lapland – Base for the Sustainable Development of the North. V. II. Apatity: KSC RAS, 2009. P. 12-32.
2. Субботин В.В., Корчагин А.У., Савченко Е.Э.. Платинометальная минерализация Федорово-Панского рудного узла: типы оруденения, минеральный состав, особенности генезиса // Вестник КНЦ РАН. 2012. № 1. С. 55-66.
3. Субботин В.В., Корчагин А.У., Габов Д.А. и др. Локализация и состав малосульфидной платинометальной минерализации в Зап.-Панском массиве // Геология и стратегические полезные ископаемые Кольского региона. Тр. IX Всерос. (с межд. участием) Ферсмановской научн. сессии, посв. 60-летию Геол. ин-та КНЦ РАН. Апатиты, 2-3 апр. 2012 г. Апатиты: Изд-во K & M, 2012. С. 302-307.

ОСОБЕННОСТИ МИНЕРАЛЬНОГО СОСТАВА МЕЖРУДНЫХ СЛАНЦЕВ ЛЕБЕДИНСКОГО ЖЕЛЕЗОРУДНОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ КМА

Кошелева М.Н., Кузнецов В.С.

Воронежский государственный университет, г. Воронеж, perry1893@yandex.ru, voronezhpodkl@inbox.ru

В пределах Курского блока Воронежского кристаллического массива (ВКМ) расположена Курская железорудная провинция – крупная региональная рудоносная площадь, которая простирается с ЮВ на СЗ на 625 км при ширине 150-250 км; площадь около 125 000 км^2. В структуре докембрийского фундамента Курского блока железорудные толщи курской серии слагают две зоны субмеридионального простирания, представляющие собой в геодинамическом отношении два палеопротерозойских внутриконтинентальных рифта: Михайловско-Белгородский (западный) и Воронецко-Алексеевский (восточный). Протяженность рифтовых зон более 300 км при ширине 10-30 км. В строении зон с общим СЗ простиранием выделяются впадины (синклинорные структуры): Волотовская, Тим-Ястребовская, Орловская в Воронецко-Алексеевской зоне, а также Белгородская и Михайловская в Михайловско-Белгородской зоне и разделяющие их перемычки [3].

В центральной части Воронецко-Алексеевской синклинорной зоны располагается рифтогенная Тим-Ястребовская структура, в строении которой принимают участие архейские образования обоянского плутоно-метаморфического комплекса, терригенно-вулканогенные породы михайловской серии, а также раннепротерозойские стратифицированные отложения терригенно-осадочных (курская железорудная серия) и терригенно-карбонатно-вулканогенных пород (оскольская серия). На ЮЗ фланге структуры расположен Старооскольский рудный узел с отрабатываемыми Лебединским и Стойленским железорудными месторождениями. Коробковская железорудная свита общей мощностью около 600 м представлена двумя подсвитами железистых кварцитов, которые разделяются двумя межрудными сланцевыми подсвитами. Нижняя подсвита мощностью от 15 до 150 м сложена магнетитовыми кварцитами часто с грюнеритом, рибекитом, биотитом. Верхняя подсвита мощностью от 160 до 250 м сложена магнетитовыми, грюнерит-магнетитовыми и биотит-магнетитовыми кварцитами, часто с карбонатом, иногда с эгирином и эгирин-авгитом. Нижняя сланцевая подсвита представлена темно-серыми кварц-биотитовыми, биотит-гранатовыми и грюнерит-биотит-гранатовыми сланцами, мощностью в среднем по месторождению 60 м. Верхняя подсвита развита только в СЗ части Лебединского месторождения, при этом в ее составе существенную роль играют углеродсодержащие сланцы [3].

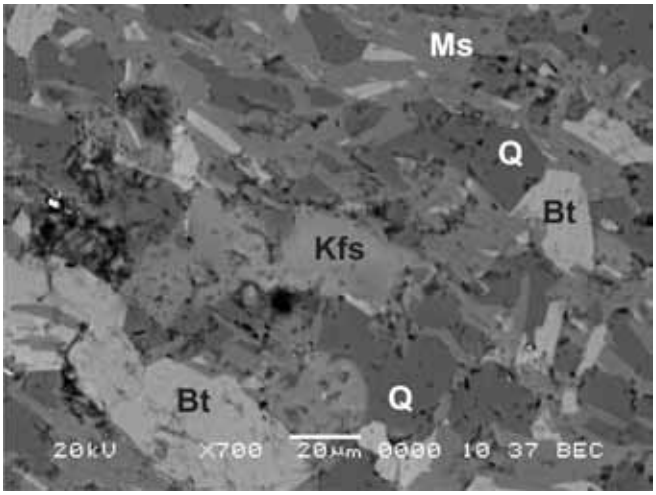


Рис. 1. Породообразующие минералы межрудных сланцев Лебединского месторождения КМА. Условные обозначения по [4].

Объектом исследований в настоящей работе являются кварцево-слюдистые сланцы нижней сланцевой подсвиты коробковской свиты ($PR_1^1kr_2$) курской серии, вскрытые в карьерах Лебединского месторождения. Интерес к данному типу сланцев обусловлен их значительной мощностью и распространенностью в составе подсвиты, где они слагают ее основную толщу. Главные породообразующие минералы представлены кварцем, слюдами (биотит и мусковит) и калиевым полевым шпатом. Их количество может варьировать в широких пределах, но в целом кварц-биотитовые разновидности незначительно преобладают над биотит-кварцевыми. В качестве второстепенных и акцессорных минералов выступают амфиболы, карбонаты, гранат, апатит, хлорит. Изучение минерального состава межрудных сланцев проводилось по прозрачно-полированным шлифам с использованием поляризационного и сканирующего электронного микроскопов, а также микрорентгеноспектрального анализа. Ниже приводится подробное описание минералов, входящих в состав изучаемых пород.

Биотит (рис. 1) является одним из главных породообразующих минералов, слагает от 35 до 60 % объема породы. Размер чешуек 0.01-0.15 мм. В проходящем свете биотит плеохроирует от темно-серого

до коричневатого или зеленоватого оттенков. Результаты микрозондовых химических анализов биотитов приведены в табл. 1. Пересчет их химического состава в формульные единицы и на миналы осуществлялся с помощью программы MAKE MINER. Все количество железа в минерале принималось как двухвалентное. В химическом составе биотита отмечается несколько повышенное содержание железа.

Таблица 1. Химические составы породообразующих минералов из межрудных сланцев Лебединского месторождения (масс. %).

	Биотит 1	Биотит 2	Мусковит 1	Мусковит 2	Калиевый полевой шпат 1	Калиевый полевой шпат 2
SiO_2	37.68	38.64	48.66	47.57	64.71	66.57
TiO_2	2.31	1.45	0.47	0.61	0.00	0.00
Al_2O_3	18.51	17.95	33.99	31.44	18.28	18.48
FeO	20.10	18.05	1.88	1.66	0.28	0.44
MnO	0.51	0.25	0.19	0.00	0.00	0.00
MgO	11.23	12.10	1.44	1.55	0.00	0.00
CaO	0.00	0.00	0.15	0.00	0.00	0.00
Na_2O	0.00	0.00	0.00	0.00	0.69	0.72
K_2O	9.07	9.39	11.11	10.75	14.80	15.49
Сумма	99.41	97.83	97.89	93.58	98.76	101.70
Количество ионов в формульной единице						
Si	2.82	2.91	3.18	3.25	3.03	3.03
Ti	0.13	0.08	0.02	0.03	0.00	0.00
Al	1.63	1.59	2.61	2.53	1.01	0.99
Al 4	1.18	1.09	–	–	–	–
Al 6	0.46	0.51	–	–	–	–
Fe^{3+}	0.00	0.00	0.00	0.00		
Fe^{2+}	1.26	1.14	0.10	0.09	0.01	0.02
Mn	0.03	0.02	0.01	0.00	0.00	0.00
Mg	1.25	1.36	0.14	0.16	0.00	0.00
Ca	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00
Na	0.00	0.00	0.00	0.00	0.06	0.06
K	0.87	0.90	0.92	0.94	0.88	0.90
OH	2.00	2.00	–	–	–	–
XSdph	28.48	29.12	–	–	–	–
XEast	27.68	34.34	–	–	–	–
XAnn	22.23	16.77	–	–	–	–
XPhl	21.61	19.77	–	–	–	–

Мусковит в межрудных сланцах имеет широкое распространение и представлен мелкочешуйчатой разностью – серицитом (рис. 1). Форма зерен удлиненная, в виде мельчайших лейсточек размером 0.01-0.05 мм. В проходящем свете мусковит бесцветный, в скрещенных николях имеет синие, фиолетовые, зеленые цвета интерференции 3-го порядка, характеризуется прямым погасанием. Рельеф минерала низкий положительный. Удлинение положительное, Ng совпадает с направлением спайности. Химический состав (табл. 1) близок к стехиометрическому.

Во всех типах межрудных сланцев присутствует кварц, который слагает основную массу породы. Зерна имеют неправильную, уплощенную или изометричную форму. В шлифах кварц имеет низкий рельеф, в проходящем свете бесцветный, в скрещенных николях серый, характеризуется «облачным погасанием». Поверхность часто не гладкая, содержит мелкие включения других минералов, чаще рудных. Размер зерен варьирует от 0.025 до 0.12 мм.

В составе филлитовидных мусковит-биотитовых сланцев также установлены калиевые полевые шпаты (табл. 1, рис. 1). С кварцем и слюдами они слагают основную ткань породы. Представлены прямоугольными, изометричными зернами размером 0.02-0.05 мм. В шлифах прозрачные, цвета интерференции

низкие, серые. Показатель преломления ниже канадского бальзама и кварца, с которым его, в силу маленького размера зерен, можно спутать. Содержание в породе около 15 %.

Акцессорные минералы представлены апатитом, цирконом, рутилом, баритом, карбонатами и сульфидами, среди последних установлены пирит, пирротин, халькопирит, галенит, сфалерит, арсенопирит. В шлифах уверенно диагностируется только апатит, представленный зернами неправильной, изометричной формы. Рельеф высокий, шагреневая поверхность. Цвета интерференции темно-серые, погасание прямое. Размер зерен 0.015-0.03 мм. Среди сульфидов наибольшим распространением пользуются пирит и пирротин, взаимоотношение которых значительно меняется в различных образцах. По кристалломорфологическим признакам, взаимоотношениям сульфидов между собой и нерудными минералами выделяется несколько морфотипов пирита и пирротина [2]. Пирит представлен послойно расположенными, вытянутыми согласно сланцеватости ксеноморфными зернами, размер которых колеблется в пределах 0.01-0.2 мм, содержание в породе редко достигает 1 %. Пирротин распространен шире, его содержание изменяется от 1-3 до 7-10 % от площади аншлифов. Пирротин образует сингенетичную вкрапленность в сланцах, его ксеноморфные зерна имеют уплощенную, линзовидную, вытянутую согласно сланцеватости форму, иногда образует прожилки мощностью до 0.3-1 мм, согласные со сланцеватостью. Остальные акцессорные минералы уверенно диагностированы при изучении тяжелой фракции минералов сланцев.

Таким образом, одним из главных породообразующих минералов сланцев является калиевый полевой шпат. Несмотря на значительную степень изученности межрудных сланцев, в работах [1, 3] не упоминается о присутствии в их составе КПШ, в данном типе сланцев описаны только кварц и слюды. Полученные данные о присутствии в породах КПШ имеют важное значение для установления генезиса осадков и палеофациальных обстановок накопления сланцев.

Список литературы

1. Геология, гидрогеология и железные руды бассейна КМА. Т. 1. Кн. 1. Докембрий. М.: Недра, 1970. 440 с.
2. Кузнецов В.С. Сульфидные минералы углеродсодержащих сланцев старооскольского типа золото-платинометаллльного оруденения, КМА) // Геологи XXI в. Матер. IX Всерос. научн. конф. студ., асп., мол. спец. Саратов, 2008. С. 62-64.
3. Орлов В.П. Железные руды КМА. М.: Геоинформмарк, 2001. 616 с.
4. Kretz R. Symbols for rock-forming minerals // Amer Miner. 1983. V. 68. P. 277-279.

ЗОЛОТО-СУЛЬФОАРСЕНИДНАЯ МИНЕРАЛИЗАЦИЯ ПРОЯВЛЕНИЯ ТАЛПУС, ЭЛЬМУССКАЯ ПЛОЩАДЬ, КАРЕЛИЯ

Кулешевич Л.В., Лавров О.Б., Дмитриева А.В.

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

Талпусский гранитный массив. Талпусский массив представляет собой небольшое вытянутое в субмеридиональном направлении интрузивное тело гранитов по возрасту (2861±10 млн. лет [1]) близкое Карташинским гранитам. Он сечет породы бергаульской свиты лопийского надгоризонта в южной части Эльмусской площади, в среднем течении руч. Талпус. Граниты содержат вкрапленники плагиоклаза и кварца размером до 3-5 мм. В основной массе присутствуют олигоклаз-альбит, кварц, биотит (1-3 об. %), срастания кварца и альбита, акцессорные апатит, титанит, ортит. Вторичные минералы гранитов представлены альбитом, серицитом, хлоритом, эпидотом (до 3-5 %), карбонатом. По плагиоклазу образуются эпидот, альбит и серицит, биотит замещается хлоритом, эпидот выделяется в интерстициях в срастании с биотитом. Содержание SiO_2 в гранит-порфирах 76.52-71.6 %, сумма щелочей 7.22-5.33, Na > K, $\sum$ REE = 248-140 ppm, mg# = 0.18-0.31. В измененных гранитах (с хлоритом) mg# возрастает до 0.33-0.41, в окварцованных породах снижается до 0.12-0.17, содержание SiO_2 увеличивается до 83-90 %, сумма щелочей (4.8-1.6), REE (65-23 ppm), а также Rb, Sr, Y, Zr, Ba снижаются.

К массиву приурочен кварцевый штокверк, изменения в ореоле преимущественно кварц-серицитовые. Во внешнем ореоле штокверка изменения представлены эпидотом, серицитом, кальцитом, хлоритом. В зальбандах кварцевых жил развита вкрапленная галенит-арсенопиритовая минерализация, во

внешнем ореоле – арсенопирит-сфалерит-халькопирит-пиритовая. На удалении от штокверка талпусские граниты испытали изменения типа березитизации, в них отмечается вкрапленность кубических кристаллов пирита (0.5-1 %). Во вмещающих толщах бергаульской свиты в ореоле гранитного массива по зонам рассланцевания формируются альбит-серицит-кварц-карбонат-хлоритовые метасоматиты.

Рудопроявление Талпус объединяет три участка (проявления), условно названные Талпус-гранитный (1), Талпус-арсенопиритовый (2) в шир-зоне и Талпус-колчеданный (2), совмещенный с колчеданной залежью [3]. Разведка объекта проводилась АО «Индустрия».

Арсенопиритовая малозолотоносная минерализация проявления ***Талпус-гранитный*** связана с кварцевым штокверком в гранитах. Кварцевые жилы приурочены к системе трещин нескольких простираний: 1) 290-295º СЗ, 2) 320-330º СЗ, 3) 45-50º, реже 30º СВ. Мощность жил СЗ простирания вблизи восточного контакта массива составляет 5-15 см, мелких прожилков 1-2 мм. Жилы и особенно их зальбанды содержит вкрапленность арсенопирита (5-10 %). В зальбандах жил в срастании с арсенопиритом в количестве 1-5 % (в сумме) встречаются пирит, в меньшем количестве сфалерит, галенит, реже халькопирит. На удалении от центральной части вскрытого штокверка ситуация меняется – преобладает пирит, арсенопирит встречается во включениях в пирите или в виде редкой вкрапленности в кварце (1-5 %). Здесь более распространены халькопирит, сфалерит, сульфосоли, золото, электрум, акантит. Среди них первым образуется арсенопирит, затем пирит, сфалерит, халькопирит, галенит, которые замещаются Cu-, Pb- и Ag-сульфосолями, затем образуются минералы благородных металлов. В штокверке относительно менее измененных гранитов наблюдается увеличение As, Pb, Zn, Cu, Sb, Ag и их прямая корреляция.

На проявлении ***Талпус-арсенопиритовый*** золото-сульфоарсенидная минерализация приурочена к меридиональной шир-зоне и накладывается на рассланцованные вмещающие толщи и колчеданы (С-303). Оруденение приурочено к кварц-серицит-альбит-карбонат-хлоритовым метасоматитам по вмещающим толщам бергаульской свиты. В метасоматитах на контакте с арсенопиритовой вкрапленной минерализацией установлены повышенные концентрации рутила (до 5-20 %), апатита (до 5-10), хлорит нескольких генераций, карбонат (кальцит и анкерит), встречаются монацит и бастнезит. Руды вкрапленные, вкраплено-прожилковые, содержат арсенопирит (7-15), пирротин (1-3), в секущих кварц-карбонатных прожилках преобладает пирит (1-5). Встречаются сульфиды полиметаллов. Арсенопирит образуется первым (рис. 1/7-8), он содержит включения галенита, золота, цементируется пирротином, реже в срастании с ним встречается халькопирит. Вкрапленная арсенопиритовая минерализация сечется пирит-кальцитовыми прожилками (с альбитом и хлоритом). В них первым выделяется кубический пирит, затем пирротин и халькопирит. Тонкодисперсное золото (от менее 1 до 7 мкм) выделяется в микропорах в арсенопирите в ассоциации с галенитом и пирротином, в микротрещинках установлено выделение «пленочного» электрума (рис. 1/9). Кубический пирит поздней генерации встречается и в других скважинах участка.

На проявлении ***Талпус-колчеданный*** колчеданные рудные залежи образуют субсогласные с вмещающими сланцами пластовые, иногда линзующиеся тела мощностью от нескольких до 7-13 м (С-93, С-303, 302). Они имеют субмеридиональное простирание. Текстура колчеданных руд массивная, вкрапленно-полосчатая. Руды содержат пирит (70-80 %) двух генераций, редкие кристаллы арсенопирита (1-5 %), в небольшом количестве пирротин, реже сульфиды полиметаллов и золото [2]. Арсенопирит в колчеданах выделяется в форме мелких кристаллов после пирита. В дефектах и микротрещинках в арсенопирите установлены единичные зерна сфалерита, пирротина, халькопирита, монацита и микровключения (1 мкм) золота-1. На границе зерен пирита (С-303) образуются более крупные золотины второй генерации размером 10-40 мкм, (рис. 1/10-12).

Рудные ассоциации. *Арсенопирит* гранитного штокверка образует мелкие (<1 мм) ромбические кристаллы в кварце и зальбандах жил. На стадии привноса серы арсенопирит оказывается включенным в более крупные кристаллы пирита, он замещается и цементируется сфалеритом и галенитом (рис. 1/1-3). На проявлении Талпус-арсенопиритовый размер ромбических зерен арсенопирита более крупный (до 1-4 мм, рис. 1/7). Он развивается самостоятельно, цементируется пирротином и сечется пиритовым прожилком. В колчеданах (Талпус-колчеданный) арсенопирит более редок, он выделяется в краевых частях массивных рудных тел и реже в пустотах в пирите массивных руд. Арсенопирит на всех участках на удалении от центральной части штокверка содержит тонкодисперсные («точечные») включения золота. Среднее содержание As в арсенопиритах штокверка 32.23-32.34 ат. %, его $T_{обр}$ около 400 ºС (по геотермометру Скотта, 1984). Арсенопирит в сланцах содержит 29.2-29.9 ат. % As (в ассоциации с пирротином его $T_{обр.}$ оценивается в 300 ºС), в колчеданах – 30.77 ат. % As ($T_{обр.}$ = 340 ºС). С арсенопиритом в ассоциации встречается *ульманнит* (Ni 24.18 %, Sb 57.2, S 18.61). Состав ассоциирующих с арсенопиритом *хлоритов* (про-

хлоритов) в штокверке позволяет оценить $T_{обр.}$ = 430 °С. На участке Талпус-арсенопиритовый Т снижалась от 300 до 140 °С. То есть, температура образования Au-As-S оруденения, расчитанная по арсенопириту и хлориту, близка.

Таблица 1. Состав сульфосолей в кварцевом штокверке в гранитах участка Талпус.

Эл	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
Fe	6.19	4.64	5.55	4.58	5.13	5.9	5.75	5.64						
Cu	34.28	33.16	34.01	35.67	39.66	37.55	38.08	37.22	1.4	1.88				
Ag	1.32	1.83	1.87	2.19				2.24				24.22	25.18	25.18
Pb									60.69	59.68	58.64	27.94	26.98	26.98
As			1.51	4.94	9.64	11.04	10.59	10.34						
Sb	30.91	28.74	29.02	24.56	16.64	16.09	15.79	15.52	19.3	19.42	21.82	28.22	28.07	28.07
S	27.3	27.43	28.05	28.05	28.93	29.42	29.79	29.04	18.62	19.02	19.54	19.62	19.76	19.76
∑	100	95.8	100	99.99	100	100	100	100	100	100	100	100	99.99	99.99
Обр	Тал-1-16	Талп-4-23	Талп-4-23	Талп-4а-2	Талп-4-27	Талп-4-34	Тал-4а-1	Тал 4а						

Примечание. 1-4 тетраэдрит, 5-8 – теннантит $(Cu,Ag)_{10}(Fe, Zn)_2(Sb,As)_4S_{13}$, 9-11 – менегинит $Pb_{13}CuSb_7S_{24}$, 12-14 – диафорит $Ag_3Pb_2Sb_3S_8$. Анализ 2 содержит 4.19 % Zn.

Пирит в центральной части кварцевого штокверка образует более крупные, чем арсенопирит, кристаллы. В ходе роста он захватывал и включал мелкие «ромбики» арсенопирита (рис. 1/1), замещался сфалеритом, халькопиритом. На проявлении Талпус-арсенопиритовый в С-303 пирит-карбонатные прожилки секут вкрапленный арсенопирит.

Пирротин наблюдается в микровключениях в арсенопирите штокверка и колчеданных рудах. На участке Талпус-арсенопиритовый его количество увеличивается, он цементирует арсенопирит. В микропорах в арсенопирите он ассоциирует с золотом и галенитом.

Сфалерит маложелезистый (Fe до 5.33-6.24 %, Cd 0.93-1.36) в кварцевом штокверке образует неправильные зерна (рис. 1/3), цементирует арсенопирит и пирит, сам обрастает галенитом. На других проявлениях он встречается реже во включениях в арсенопирите и пирите. *Халькопирит* на всех рудопроявлениях выделяется после сфалерита, проникает по микротрещинкам в арсенопирит, обрастает пирит и сфалерит. В кварцевом штокверке замещается *Cu-Sb-As-сульфосолями* ряда тетраэдрит-теннантит, для которых характерен широкий изоморфизмом Sb и As, примеси Fe, Ag и очень редко Zn (табл. 1). Встречаются зональные зерна, в которых халькопирит находится в центре, сульфосоли − по краям, As-теннантит обрастает Sb-тетраэрит (рис. 1/4).

Таблица 2. Состав золота трех проявлений участка Талпус.

Эл.	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
Ag	62.15	61.30	61.37	63.07	62.81	59.16	59.74	60.92	59.07	50.28	56.97	63.29	16.96	16.80	13.81
Au	37.85	38.70	38.63	36.93	37.19	40.84	40.26	39.08	40.93	49.72	43.04	36.71	83.04	83.20	86.19
∑	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100
Обр.	Талпус, кварцевый штокверк. Тпр_1							Т-4-1	Т-4-2	4-20	4-21	4-21	Т_4-1	4-2	4-3

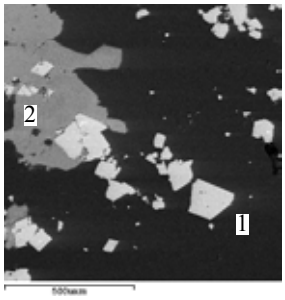
Продолжение табл.

Эл.	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30
Ag	6.31	8.67	3.29	5.30	6.62	16.38	9.08	9.5	12.68	10.46	10.05	13.94	40.13	39.22	41.24
Au	93.69	91.33	96.71	94.70	93.38	83.62	90.92	90.5	87.32	89.54	89.95	86.06	59.87	60.78	58.76
∑	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100
Обр.	34	34	15	30	31	36	16-1	162	16-6	16-7	17-1	29-1	12-1	14-1	14-2
	Талпус, колчеданы, 72а						Талпус-арсенопиритовый, 303/139.2-1						303/139.2-2		

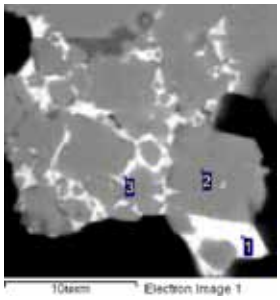
Примечание. 1-12, 28-30 – электрум, 13–27 – золото.

Галенит в центральной части штокверка в гранитах выделяется в арсенопирите в микропорах, либо цементирует его (рис. 1/2), образует мелкие хорошо ограненные сростки кристаллов с арсенопиритом в кварце. Во внешней зоне штокверка цементирует пирит, срастается с халькопиритом и Pb-Ag-Sb-S суль-

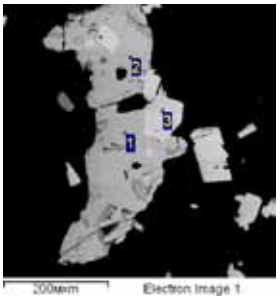
фосолями – *менегинитом и диафоритом* (табл. 1). В зальбандах кварцевых жил количество галенита и концентрация Pb могут значительно возрастать (до 2928 ppm). На участке Талпус-арсенопиритовый и в колчеданных рудах он распространен меньше, выделяется преимущественно в арсенопирите.



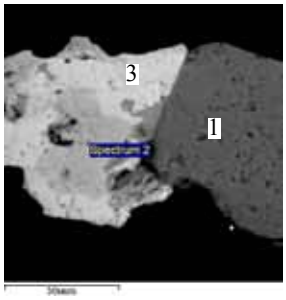
1. Талпус-гранитный. Арсенопирит (1) и пирит (2) в кварце. Tlp 402/5-6.



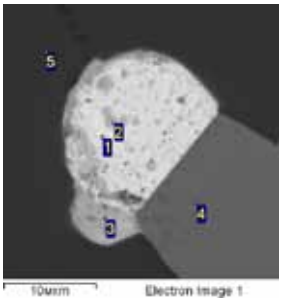
2. Арсенопирит (2) цементируется галенитом (1, 3). Тал-1.



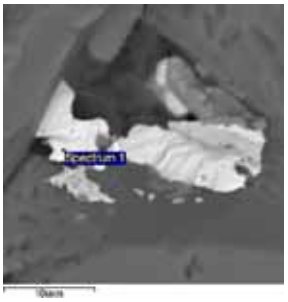
3. Сфалерит (1, 2), арсенопирит (3). Обр. 402-12-1.



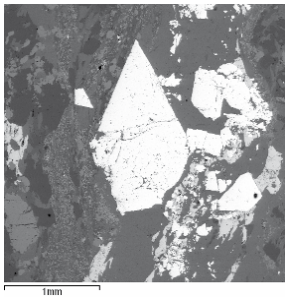
4. Пирит (1), теннантит (sp.2), тетраэдрит (3). ТАЛП-4л-19.



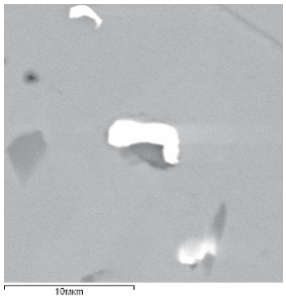
5. Золото (1), акантит (2, 3), пирит (4), кварц (5). Обр. Талп-4-2.



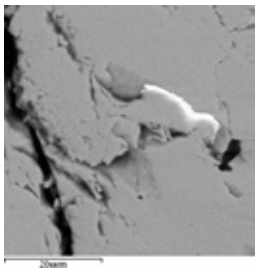
6. Золото (sp. 1) и электрум (2) в пирите. Обр. ТАЛП-4пр



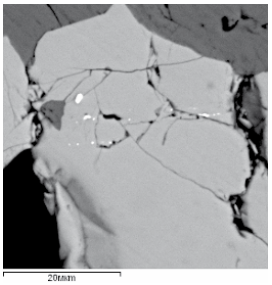
7. Талпус-арсенопиритовый. Арсенопирит (1), пирротин (2), рутил, апатит (3). 303-139, 2.



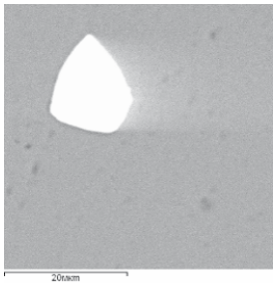
8. Золото (белое) в арсенопирите. Обр. 303-139, 2-16.



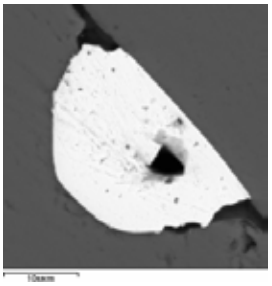
9. Электрум (пленочное, белое) в арсенопирите. 303, 139.2-12.



10. Колчеданные руды: тонкое золото (1) в арсенопирите. 34.



11. Золото в пирите. Обр. 72 А, уч. 15.



12. Золото в пирите. Обр. 72 А, уч. 30.

Рис. 1. Соотношения рудных минералов на участке Талпус.

В центральной части кварцевого штокверка в гранитах концентрация Au низкая, *золото* в арсенопирите встречается редко. Оно установлено в пирите во внешнем ореоле в зернах размером 10×30 мкм. Встречается золото (13.81-16.80 % Ag) и электрум (59.74-62.15 % Ag), (табл. 2/1-15, рис. 1/5-6). При снижении температуры они замещаются акантитом, который иногда выделяется в виде микровключений (<1 мкм) даже в самом золоте. На проявлении Талпус-арсенопиритовый также было установлено несколько генераций золота (рис. 1/8-9): тонкодисперсное и пленочное в арсенопирите. Золото-1 содержит 9-14 % Ag, электрум (пленочный) 39.22-41.24 % Ag (табл. 2/22-30). В колчеданных рудах в кристаллах арсенопирита выделяется «тонкое» золото-1 (3.29-8.67 % Ag), тогда как на границе с пиритом – более крупное золото с содержанием Ag до 16.38 % (рис. 1/10-12, табл. 2/16-21).

Таким образом, Au-S-As-оруденение проявления Талпус на Эльмусской площади в Центр. Карелии (архейской зеленокаменной структуре, частично перекрытой палеопротерозойскими отложениями) связано с одноименным гранитным массивом. В кварцевом штокверке в гранитах установлена зональность, в которой наблюдается смена галенит-арсенопиритовой минерализации арсенопирит-сфалерит-галенит-

пиритовой. На удалении от гранитов во вмещающей толще происходит замещение арсенопиритовой вкрапленности пирротиновой и образование позднего пирита в прожилках. Растворы, отделяющиеся от гранитов, оказали существенное влияние и на колчеданные руды восточнее Талпусского гранитного массива, на них также накладывается арсенопирит. В этих трех типах рудопроявлений золото-1 встречается в микровключениях в арсенопирите, золото-2 образует более крупные зерна на стадии отложения сульфидов полиметаллов или новообразованных сульфидов в колчеданных рудах. Золото этих генераций высокопробное, содержит 3-16 % Ag. Электрум (3-я генерация, 39-63 % Ag) и акантит выделяются как более поздние минералы в микротрещинках в арсенопирите и пирите. Учитывая состав арсенопирита и хлорита из зон изменений в гранитах и метасоматитах шир-зон, $T_{обр.}$ снижалась от 400-430 до 300-140 °С. Соответственно, рупроявление можно отнести к мезотермальному типу.

Список литературы

1. Иванов Д.В, Лохов К.А. Первые данные о U-Pb возрасте цирконов из гранитного массива Талпус, Эльмусская площадь, Центр. Карелия // Матер. IV межд. науч.-практ. конф. мол. уч. и спец. памяти акад. А.П. Карпинского. С.-Пб.: ВСЕГЕИ, 2015. С. 431-435.
2. Коваль А.В., Полеховский Ю.С. Условия локализации и минеральные парагенезисы золота рудопроявления Талпус, Центр. Карелия // Матер. IV межд. науч.-практ. конф. мол. уч. и спец. памяти акад. А.П. Карпинского. С.-Пб.: ВСЕГЕИ, 2015. С. 107-110.
3. Олейник И.Л., Кулешевич Л.В., Лавров О.Б. и др. Рудно-формационные типы и минеральные ассоциации золоторудных объектов Эльмусской площади // Матер. межд. конф «Золото Фенноскандинавского щита». Петрозаводск.: ИГ КарНЦ РАН, 2013. С. 141-145.

ВЛИЯНИЕ ТЕКТОНИЧЕСКИХ ДЕФОРМАЦИЙ НА ВАРИАЦИИ ТЕРМОДИНАМИЧЕСКИХ ПАРАМЕТРОВ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ПРЕОБРАЗОВАНИЙ В ЗЕМНОЙ КОРЕ

Морозов Ю.А., Кулаковский А.Л., Смульская А.И.

Институт физики Земли РАН, г. Москва, morozov@ifz.ru

Исследования по теме начались с участием акад. Ф.П. Митрофанова. Постановка задачи в какой то мере инициирована результатами, полученными им с соавторами при изучении тектонометаморфизма в зоне пластического сдвига на Воче-Ламбинском полигоне Кольского п-ова [2]. Ими была выполнена количественная оценка вариаций PT-параметров стресс-метаморфизма в этой зоне и установлены сверхдавления порядка 9-11.6 кбар, генерируемые интенсивными сдвиговыми деформациями при фоновом, преимущественно литостатическом давлении 6.5-7.5 кбар. Наши исследования стресс-метаморфизма в тектонической зоне Мейери в Приладожье стали продолжением этих пионерских работ.

В докембрии Приладожья принято выделять [1] два геоблока – карелиды (на севере региона) с выходами архейского фундамента и чехлом нижнепротерозойских пород, и свекофенниды (на западе) – нижнепротерозойские метаосадки и метавулканиты. Границей геоблоков служит «зона Мейери» надвиговой природы. Северное Приладожье в блоке карелид является классической областью зонального метаморфизма умеренных и средних давлений. Степень метаморфизма нарастает с СВ на ЮЗ и на большей части территории варьирует в пределах эпидот-амфиболитовой и амфиболитовой фаций. Свекофеннские породы Зап. Приладожья метаморфизованы в гранулитовой фации. Работами многих исследователей [1 и др.] определены P-T параметры метаморфизма карельских (ладожской серии) и свекофеннских пород. Температуры / давления амфиболитовой фации ладожской серии составляют 650-730 °С / 5.3 кбар, свекофеннских гранулитов – 865-945 °С / 5.6-6.5 кбар.

Нами изучены составы минералов и рассчитаны параметры метаморфизма в 135 образцах метаморфических пород Приладожья из разных метаморфических зон. В 58 зафиксировано давление, превышающее 6.5 кбар, т.е. верхнюю границу давлений для гранулитовой фации докембрия Приладожья. Отсюда следует, что породы, для которых давление превышает 6.5 кбар, не являются продуктами регионального метаморфизма амфиболитовой / гранулитовой фаций, а связаны с метаморфическими событиями иной природы. Две особенности отличают эти породы: а) приуроченность к зонам разломов разного масштаба (абсолютное большинство связано с зоной Мейери), б) тектонитовая природа. Тектониты этой

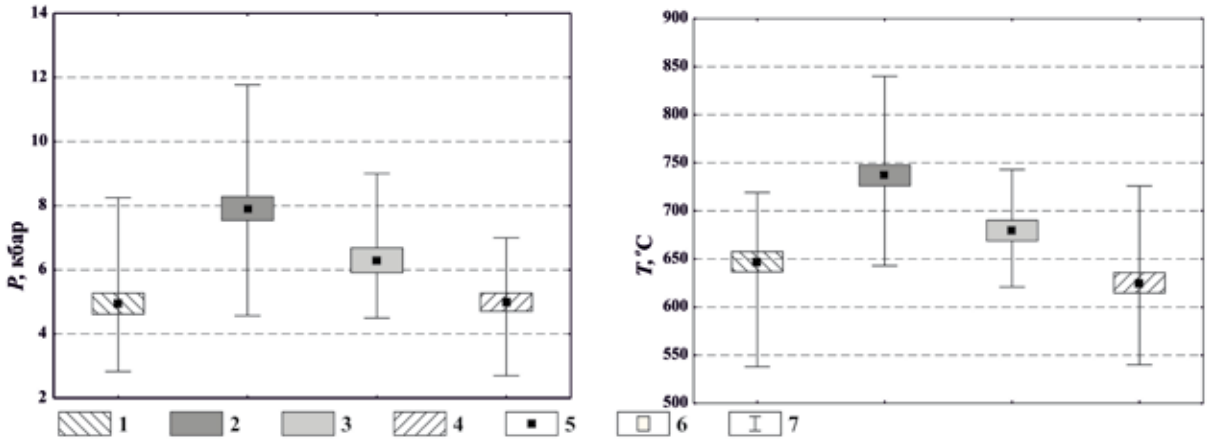


Рис. 1. Диаграммы размаха P-T параметров для регионально метаморфизованных гнейсов кислого состава и апогнейсовых тектонитов.

1-3 – породы зоны Мейери: гнейсы и плагиогнейсы (1), роговики (2), бластокатаклазиты (3); 4 – гнейсы и плагиогнейсы вне зоны Мейери; 5 – среднее; 6 – среднее ± стандартная ошибка; 7 – размах вариации.

совокупности принадлежат к одной из двух разновозрастных групп, различных по структурно-текстурным особенностям, минеральному составу и составу слагающих минералов: массивных роговиков [4] и бластокатаклазитов.

Парадоксальный на первый взгляд процесс – формирование в зонах разломов при стрессе массивных высокобарных тектонитов с квазиизотропной петроструктурой – видимо, аналогичен таковому при возникновении массивных апогаббровых пород в надвиговых зонах Беломорья. Согласно модели, предложенной в [3], при деформации основная масса гнейсов, исключая наиболее компетентные и менее обводненные разности пород (в нашем случае – метапесчаники и амфиболиты), в присутствии флюида переходит в пластичное состояние. При этом для сохраняющихся в твердом состоянии блоков (пластин) компетентных пород стресс трансформируется в нормальное гидростатическое давление. В этом квазиизотропном поле напряжений протекает рекристаллизация метапесчаников и амфиболитов с формированием высокобарных компрессионных парагенезисов (роговикоподобных по структуре и текстуре пород). Из двух групп тектонитов роговики характеризуются более высокими давлениями, чем бластокатаклазиты (рис. 1) – максимальные значения 11.5-11.6 и 9.0-9.5 кбар, соответственно. Роговики и бластокатаклазиты относятся к двум разным эпизодам стресс-метаморфизма, разделенным фазой складчатости: «жилы» бластокатаклазитов нередко секут сминающие пластины роговиков складки данной генерации.

Минеральный состав лейкократовых роговиков схож с таковым исходной «матрицы» - гнейсов, плагиогнейсов и гранито-гнейсов, но составы породообразующих минералов роговиков отличаются от минералов «матрицы». Бластокатаклазиты, наоборот, по минеральному составу

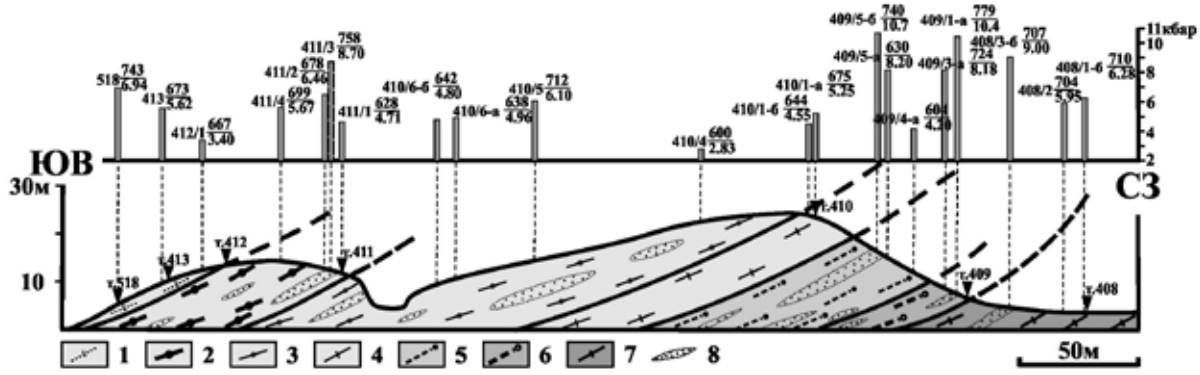


Рис. 2. Профиль через зону Мейери и рассчитанные значения температуры и давления.

1 – плагиогранито-гнейсы; 2 – катаклазированные плагиогранито-гнейсы и бластокатаклазиты, 3 – катаклазированные плагиогнейсы и роговикоподобные тектониты; 4 – катаклазированные плагиогранито-гнейсы с будинами орговикованных плагиогнейсов, 5 – ороговикованные амфиболовые плагиогнейсы, 6 – ороговикованные плагиогнейсы с пластинами апоамфиболитовых «роговиков»; 7 – катаклазированные плагиогранито-гнейсы и катаклазиты с пластинами апоамфиболитовых «роговиков»; 8 – крупные линзы «роговиков».

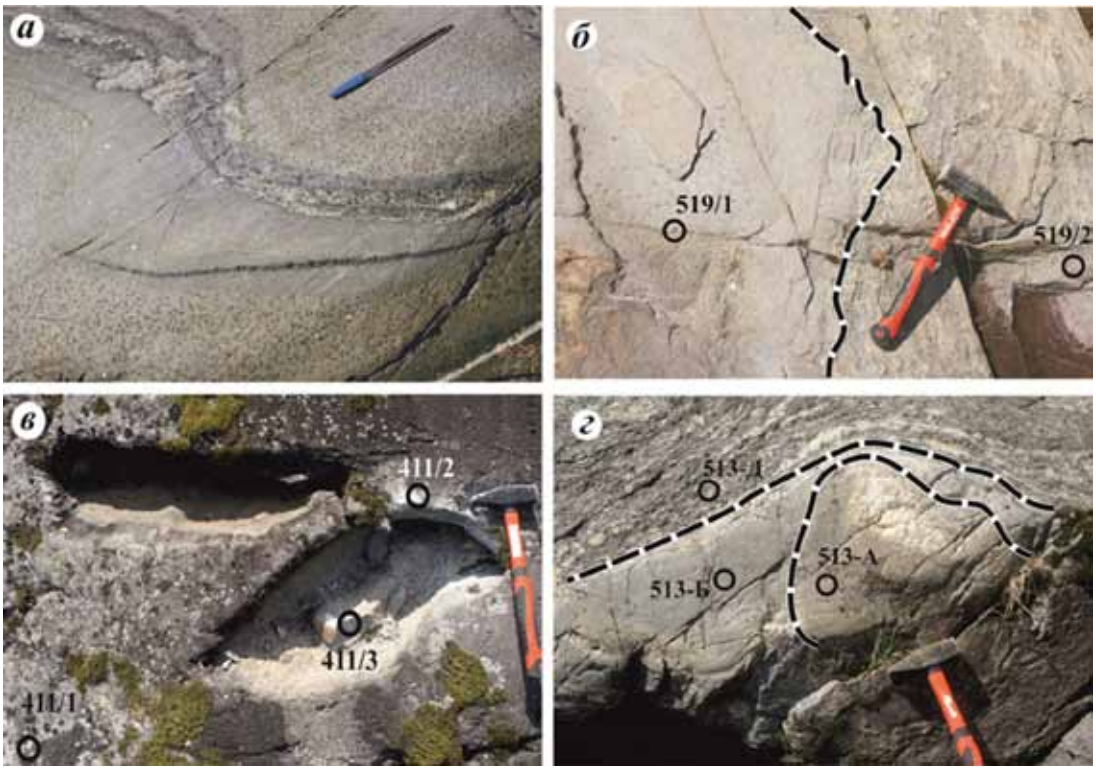


Рис. 3. Неоднородность распределения тектонитов в дециметровом диапазоне (южный берег о-ва Хавус).

а – пластина «роговиков» меж двух пластин бластокатаклазитов; б – контакт «роговика» (обр. 519/1: T = 745 °C, P = 9.66 кбар) и катаклазированного плагиогнейса (обр. 519/2: T = 660 °C, P = 5.41 кбар); в – будина «роговика» (обр. 411/3: T = 758 °C, P = 8.7 кбар) в катаклазированном плагиогнейсе (обр. 411/1: T = 628 °C, P = 4.71 кбар) (эндоконтактовая зона будины – обр. 411/2: T = 678 °C, P = 6.46 кбар); г – будина «роговика» (обр. 513-А: T = 718 °C, P = 8.74 кбар) в бластокатаклазите (обр. 513-Д: T = 727 °C, P = 5.57 кбар) (эндоконтактовая зона будины – обр. 513-Б: T = 704 °C, P = 6.31 кбар).

отличаются от гнейсов/плагиогнейсов: помимо кварца, полевых шпатов, биотита и граната обычны кордиерит, силлиманит и/или андалузит, мусковит, графит. В то же время, составы плагиоклаза, биотита и граната незначительно отличаются от составов этих же минералов в гнейсах/плагиогнейсах. Статистическая обработка микрозондовых анализов близких по минеральной ассоциации пород кислого состава – гнейсов / плагиогнейсов и апогнейсовых тектонитов – показала, что по составу граната, биотита и плагиоклаза, и по силе корреляции составов этих минералов с давлением наиболее резко выделяются роговики, демонстрирующие статистически значимое отличие от регионально метаморфизованных пород и бластокатаклазитов.

Главной особенностью распространения тектонитов является их крайне неравномерное распределение. Роговики и бластокатаклазиты перемежаются с метаморфитами с «нормальными», типичными для данных метаморфических зон, значениями пиковых температур и давления. Такая неоднородность распределения тектонитов прослеживается на масштабных уровнях, различающихся на несколько десятичных порядков – в диапазоне от километров и сотен метров до сантиметров (рис. 2-4).

Такая дискретность проявления стресс-метаморфизма, вероятно, предопределена неоднородностью разреза в шовной зоне Мейери как по исходному химическому составу флишоидной толщи ладожской серии, так и по неравномерности в степени деформаций (интенсивности тектонизации) субстрата. Дискретность на разных масштабных уровнях предполагает локальные вариации P-T параметров стресс-метаморфизма на стадиях ороговикования и бластокатаклаза. На диаграмме поля P-T параметров «роговиков» и бластокатаклазитов перекрываются друг с другом и с полем регионально метаморфизованных пород «матрицы» (гнейсов и плагиогнейсов). Используя для построения трендов стресс-метаморфизма средние значения P-T параметров, можно заметить, что прогрессивные тренды обеих стадий близки, а регрессивные ветви для гнейсов / плагиогнейсов, «роговиков» и бластокатаклазитов почти выстраиваются в одну прямую линию (рис. 5). И она очень близка к линиям прогрессивных ветвей стресс-метаморфизма обеих стадий.

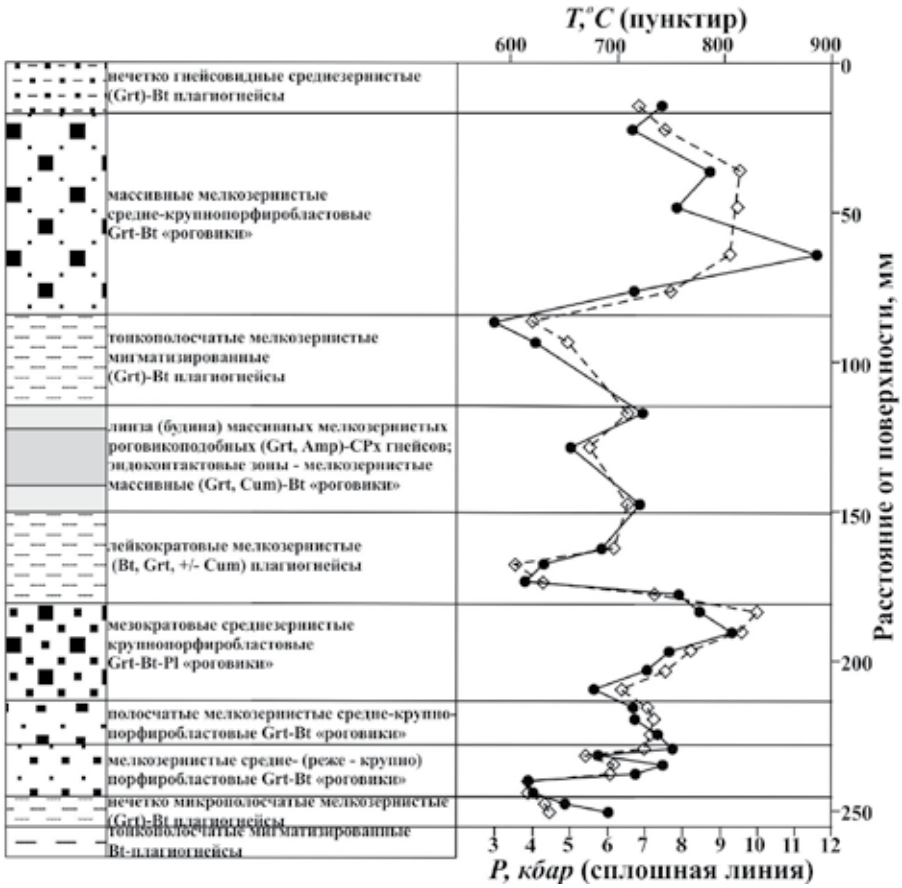


Рис. 4. Неоднородность распределения тектонитов, слабо тектонизированных и нетектонизированных гнейсов / плагиогнейсов в субгоризонтальной тектонической пластине южного берега о. Хавус (по керну скважин) в сантиметровом диапазоне.

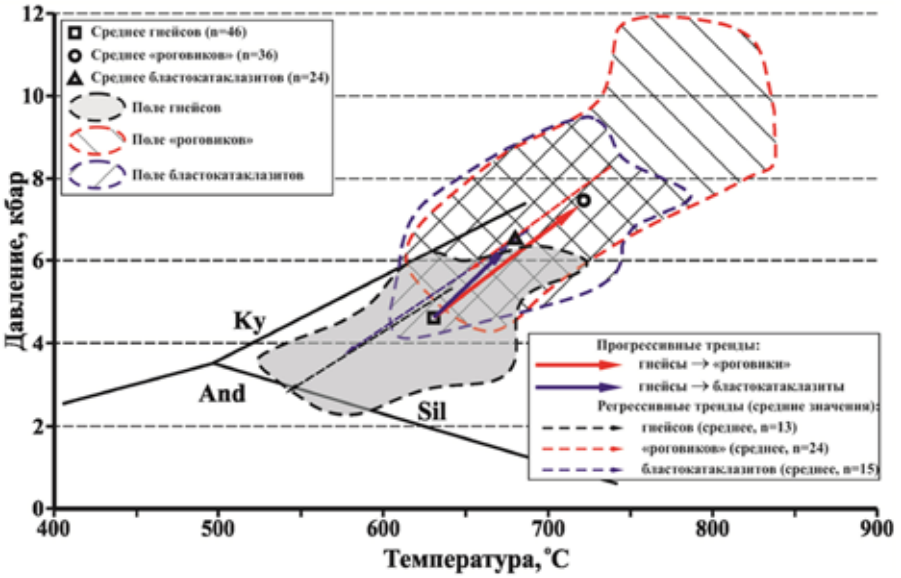


Рис. 5. Тренды стресс-метаморфизма стадий ороговикования и бластокатаклаза, рассчитанные по средним значениям P-T параметров для регионально метаморфизованных пород «матрицы» тектонитов, «роговиков» и бластокатаклазитов (n – число анализов по группам пород).

Список литературы

1. Балтыбаев Ш.К., Левченков О.А., Левский Л.К. Свекофеннский пояс Фенноскандии: пространственно-временная корреляция раннепротерозойских эндогенных процессов. СПб.: Наука, 2009. 276 с.

2. Беляев О.А., Митрофанов Ф.П., Петров В.П. Локальные вариации P-T параметров тектонометаморфизма в зоне пластического сдвига // Докл АН. 1998. Т. 361. № 3. С. 370-374.
3. Козловский В.М., Вирюс А.А. Гранулитовые парагенезисы в локальных зонах деформаций Вост. Беломорья // Гранулитовые и эклогитовые комплексы в истории Земли. Матер. научн. конф. и путеводитель научных экскурсий. Петрозаводск: Изд-во КарНЦ РАН, 2011. С. 93-97.
4. Кулаковский А.Л. Об одном типе метаморфических пород в зонах разломов // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 2003. Т. 78. Вып. 3. С. 88-98.

ОСОБЕННОСТИ СТРОЕНИЯ И СОСТАВА РЕДКОМЕТАЛЛЬНЫХ ПЕГМАТИТОВ КОЛМОЗЕРСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ, КОЛЬСКИЙ П-ОВ

Морозова Л.Н., Баянова Т.Б., Серов П.А., Базай А.В., Елизаров Д.В., Борисенко Е.С., Кунаккузин Е.Л.

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

По запасам редкометальных и благородных металлов Колмозеро-Вороньинский рудный пояс относится к одному из крупнейших в России. В его пределах располагаются крупные промышленные месторождения редкометальных пегматитов: Колмозерское, Охмыльк, Олений хребет, Васин-Мыльк и Полмос с подсчитанными запасами Li, Ta, Nb, Cs и Be [6].

Редкометальные пегматиты Колмозерского Li-Ta месторождения локализованы в архейских метагаббро-анортозитах Патчемварекского массива в зоне сочленения двух крупных региональных структур архейского возраста – Мурманского террейна и зеленокаменного пояса Колмозеро-Воронья. Колмозерское месторождение представлено 12 жилами альбит-сподуменовых пегматитов, секущими метагаббро-анортозиты Патчемварекского массива. Жилы пегматитов имеют протяженность около 1400 м и мощность до 65 м. Простирание жил СЗ со слабым изгибом к ЮЗ. Тела пегматитов осложнены апофизами, раздувами и пережимами и по данным бурения прослеживаются на глубину более 500 м. Редкометальные пегматиты содержат ксенолиты метаморфизованных и рассланцованных вмещающих пород, что свидетельствует о внедрении пегматитового расплава в измененные в процессе метаморфизма и деформации габбро-анортозиты. Контакты пегматитов с метагабброидами интрузивные, иногда тектонизированные. В зоне эндоконтакта отмечается развитие тонкоигольчатого гольмквистита и биотита.

Жилы альбит-сподуменовых пегматитов Колмозерского месторождения имеют слабо выраженное зональное строение, устанавливаемое по доминирующей минеральной ассоциации и структурным особенностям [3]. В пегматитах выделяются: 1) мелкозернистая аплитовая зона; 2) зона среднезернистого кварц-полевошпат-мусковитового пегматита; 3) зона средне-, крупно- и гигантозернистого кварц-сподумен-полевошпатового пегматита; здесь досковидные мегакристаллы сподумена достигают 1.5 м в длину; есть участки, сложенные блоковым микроклином и кварцем; 4) кварцевое ядро установлено только в жиле № 8. Выделенные зоны осложнены блоками пегматитов, отличающихся по структуре и составу, и прожилками, сложенными кварц-полевошпатовым агрегатом, в котором плагиоклаз представлен сахаровидным альбитом (рис. 1, 2). Особенностью жил альбит-сподуменовых пегматитов Колмозерского месторождения является отсутствие в них концентрической зональности и ярко выраженной графической зоны. По строению жил редкометальные пегматиты Колмозерского месторождения соответствуют LCT пегматитам альбит-сподуменового типа [7].

Основные породообразующие минералы сподуменовых пегматитов представлены кварцем (25-30 %), плагиоклазом (An_{5-10}, 30-35), сподуменом (15-20), калиевым полевым шпатом (10-15) и мусковитом (5-6). Наиболее распространенные акцессории: литиофилит, сине-зеленый апатит, спессартин, колумбит, танталит, ильменит, магнетит. Вторичные минералы представлены фосфатами и цеолитами. Всего в альбит-сподуменовых пегматитах установлено 64 минеральных вида [3]. Li в альбит-сподуменовых пегматитах месторождения образует собственные минералы-концентраторы – сподумен и литиофилит. Около 97 % Li концентрируется в сподумене, на долю литиофилита приходится всего 0.3 %. Ta и Nb концентрируются в минералах группы танталита-колумбита, Cs – в калиевом полевом шпате и мусковите, Zr и Hf – в цирконе, Be – в берилле. РЗЭ концентрируются преимущественно в гранате, иттроколумбите, пирохлоре и ильменорутиле, Y в апатите [3].

Для определения абсолютного возраста из жилы № 6 альбит-сподуменовых пегматитов отобрана проба. Особенностью состава цирконов из пегматитов является их обогащение ураном (656-3035 г/т), что типично для цирконов из редкометальных пегматитов [8] и свидетельствует об изменении их состава на гидротермально-метасоматической стадии пегматитобразования. Изотопный U-Pb возраст цирконов из пегматитов Колмозерского месторождения по верхнему пересечению дискордии с конкордией составил 1994 ± 5 млн. лет и, вероятно, отражает возраст их гидротермально-метасоматического изменения. Нижнее пересечение дискордии с конкордией равно 311 ± 14 млн. лет и отражает нарушение U-Pb системы во время палеозойского тектогенеза [1].

По общему химическому и редкоэлементому составу альбит-сподуменовые пегматиты Колмозерского месторождения соответствуют LCT пегматитам альбит-сподуменового типа. Редкометальные пегматиты обогащены высоко несовместимыми элементами Li, Ta, Nb, Cs и Rb и деплетированы Zr, Ba, Sr, Y, Th и REE. На диаграммах в координатах REE-Y, REE-Ba, REE-Sr, REE-Rb, La-Nb/Ta, La-Hf/Zr фигуративные точки располагаются в поле пегматитов [9], источником которых служили гранитные расплавы, по составу отвечающие пералюминиевым биотитовым гранитам.

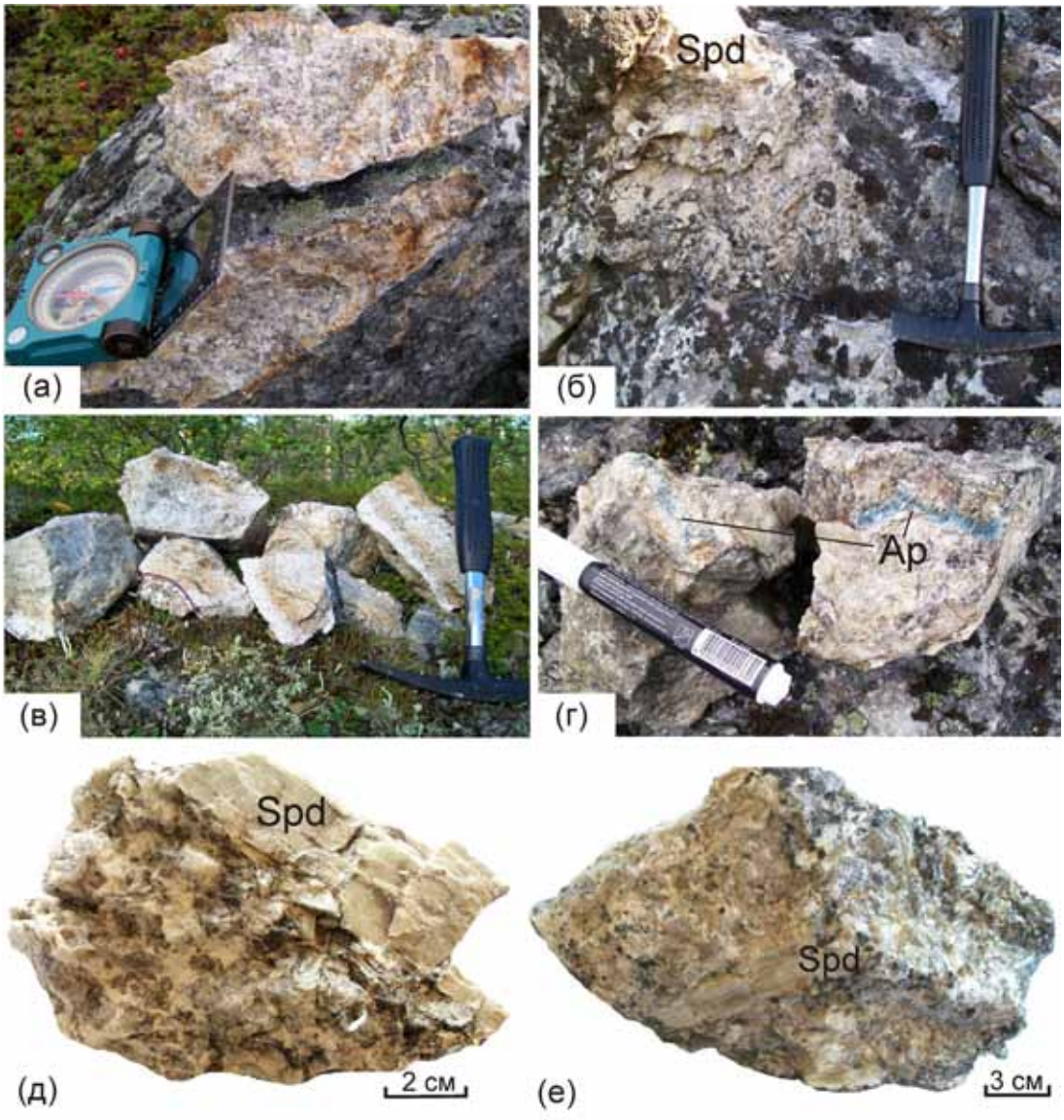


Рис. 1. Альбит-сподуменовые пегматиты Колмозерского месторождения.

а – зона среднезернистого кварц-полевошпат-мусковитового пегматита, жила 6; б – сподумен из зоны крупно- и гигантозернистого кварц-сподумен-полевошпатового пегматита, жила 1-2; в – зона контакта аплита и кварц-полевошпат-мусковитового пегматита; г – скопления апатита в кварц-сподумен-полевошпатовом пегматите; д, е – кристаллы сподумена в кварц-сподумен-полевошпатовом пегматите. Spd – сподумен; Ap – апатит.



Рис. 2. Альбит-сподуменовые пегматиты Колмозерского месторождения.

а – зона крупно- и гигантозернистого кварц-сподумен-полевошпатового пегматита, жила 6; б – блоковый кварц среди кварц-сподумен-полевошпатового пегматита, жила 6; в, г – блоковый микроклин среди кварц-сподумен-полевошпатового пегматита, жила 1-2 (в), жила 12 (г). Spd – сподумен; Qtz – кварц; КПШ – микроклин.

Исследования проводятся при финансовой поддержке РФФИ (офи-м 13-05-12055), ПРАН № 5 и IGCP-SIDA 599.

Список литературы

1. Баянова Т.Б. Возраст реперных геологических комплексов Кольского региона и длительность процессов магматизма. СПб.: Наука, 2004.
2. Гавриленко Б.В., Никитин И.В., Зозуля Д.Р. и др. Геология, тектоника, возраст и металлогения архейской шовной зоны Колмозеро-Воронья, Кольский регион // Вестник МГТУ. 2002. Т. 5. № 1. С. 43-60.
3. Гордиенко В.В. Минералогия, геохимия и генезис сподуменовых пегматитов. Л.: Недра, 1970.
4. Белолипецкий А.П., Гаскельберг В.Г., Гаскельберг Л.А. и др. Геология и геохимия метаморфических комплексов раннего докембрия Кольского п-ова. Л.: Наука, 1980.
5. Кудряшов Н.М., Лялина Н.М.. Апанасевич Е.А. Время формирования редкометальных пегматитов месторождения Васин-Мыльк, Кольский регион: результаты U-Pb геохронологического исследования микролита // Геология и геохронология породообразующих и рудных процессов в кристаллических щитах: Матер. Всерос. научн. конф. Апатиты: Изд-во K & M, 2013. С. 76-81.
6. Пожиленко В.И. Гавриленко Б.В., Жиров Д.В. и др. Геология рудных районов Мурманской обл. Апатиты: Изд-во КНЦ РАН, 2002.
7. Cerný P., Ercit T.S. Rare-element granitic pegmatites. Pt 1. Anatomy and internal evolution of pegmatite deposits // Geosci. Canada. 2005. V. 18. N 2. P. 49-67.
8. Lu Zh.H., Zhang H., Tang Y. et al. Petrogenesis and magmatic-hydrothermal evolution time limitation of Kelumute N 112 pegmatite in Altay, NW China. Evidence from zircon U-Pb and Hf isotopes // Lithos. 2012. V. 154. P. 374-391.
9. Zhu Y.F., Zeng Y., Gu L. Geochemistry of the rare metal-bearing pegmatite N 3 vein and related granites in the Keketuohai region, Altay Mountains, NW China // J. Asian Earth Sci. 2006. V. 27. P. 61-77.

НОВЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ ГЕОЛОГО-ПЕТРОГРАФИЧЕСКОГО И ГЕОХИМИЧЕСКОГО ИЗУЧЕНИЯ РАССЛОЕННОГО МАССИВА ЯРВА-ВАРАКА, МОНЧЕГОРСКИЙ РУДНЫЙ РАЙОН

Нерович Л.И. [1], Баянова Т.Б. [1], Кунаккузин Е.Л. [1, 2], Базай А.В. [1], Некипелов Д.А. [2]

[1]Геологический институт КНЦ РАН; [2]АФ МГТУ, г. Апатиты, nerovich@geoksc.apatity.ru

Массив Ярва-варака находится в 12 км к СЗ от г. Мончегорска и представляет собою интрузивное тело неправильной формы размером 1.7 × 2.2 км в плане и мощностью до 2 км. Вмещающими породами являются гнейсы кольской серии. По данным [3] в строении интрузии принимают участие породы от основного до кислого состава. Преобладают гранофировые гиперстеновые диориты, широко представлены кварцевые диориты и гранофировые нориты. Роль последних увеличивается с глубиной. Реже отмечаются пижонит-авгитовые диориты. Возраст кварцевых диоритов определен в 2496 ± 9 млн. лет, ε_{Nd} = -2.48 [7].

Для всех пород массива характерны массивная текстура и хорошая сохранность магматической, обычно гипидиоморфнозернистой структуры с участками микропегматитовой и/или гранофировой. *Нориты* сложены плагиоклазом (40-65 %), ортопироксеном (10-40), гранофиром (Pl+Kfs+Qtz, 10-17). Вторичные минералы представлены биотитом (0-20 %), амфиболом (0-5), тальком, эпидотом; акцессорные – апатитом и рудным минералом (до 5). В мафитовых норитах наблюдается три генерации плагиоклаза. Плагиоклаз 1-ой генерации (лабрадор-битовнит № 67-72) представляет собой субидиоморные широкотаблитчатые зёрна размером 0.5-10 мм. Плагиоклаз 2-ой генерации (лабрадор № 54-57) образует идиоморфные удлиненно-призматические зёрна 0.2-1.5 мм. Плагиоклаз 3-ей генерации (андезин № 30-33) наблюдается в срастании с кварцем и калиевым полевым шпатом в гранофировой массе. В фельзитовых норитах отмечено две генерации плагиоклаза: лабрадор № 59-60.7 и андезин № 30-31. Ортопироксен образует идиоморфные и субидиоморфные зёрна размером до 4 мм. Химический состав ортопироксена в мафитовых норитах соответствует энстатиту $Wo_{1.5-2.3}En_{74-80.4}Fs_{18-23.3}$, что по более ранней классификации отвечает бронзиту [1]. Состав ортопироксена в фельзитовых норитах менее магнезиальный ($Wo_{1.7-1.8}En_{67.3-70.3}Fs_{28-31}$) и соответствует пограничной области между бронзитом и гиперстеном.

Гранофир представляет собой минеральный агрегат, состоящий из взаимных, чаще графических, прорастаний кварца, калиевого полевого шпата и плагиоклаза, располагается в интерстициях идиоморфных зёрен раннего плагиоклаза и ортопироксена. *Гиперстеновые диориты* состоят из плагиоклаза (30-35 %), ортопироксена (15-20), кварца (0-10), гранофира (3-45), биотита (3-10), амфибола (0-5), эпидота (< 1), апатита (ед.з.), рудного минерала (1-5). Плагиоклаз образует две генерации. Плагиоклаз 1-ой генерации (андезин-лабрадор № 46-51) формирует идиоморфные таблитчатые зёрна размером 0.2-2.2 мм. Плагиоклаз 2-ой генерации (олигоклаз № 23-25) присутствует в гранофировой массе. Ортопироксен преимущественно образует идиоморфные призматические зёрна 0.1-2.5 мм. Иногда отмечается две генерации ортопироксена. Зерна 1-ой генерации более крупные и идиоморфные по сравнению с зернами 2-ой генерации. Химический состав ортопироксенов отвечает пограничной области энстатита и ферросилита: $Wo_{1.7-2}En_{47.2-64.4}Fs_{34-51}$, что соответствует гиперстену-феррогиперстену [1]. По сравнению с норитами в гиперстеновых диоритах не только возрастает количество гранофировой составляющей, но и более характерно развитие самостоятельных зерен кварца.

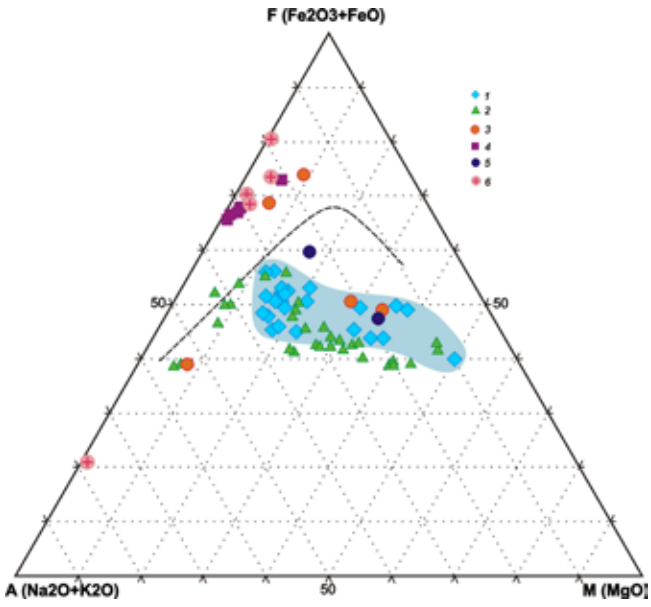


Рис. 1. Диаграмма AFM для гранофировых пород расслоенных массивов: Ярва-варака (1), Садбери (2) [6, 14, 16], Имандровский лополит (3) [4, 10], Бушвельд (4) [13], Маскокс (5) [15], Скергаард (6) [5, 9]. Голубым фоном показана область составов массива Ярва-варака.

Пижонит-авгитовые диориты отличаются от других пород аллотриоморфнозернистой структурой и состоят из плагиоклаза (30-65 %), клинопироксена (20-25), кварца (10-20), гранофира (10-25), биотита (3-4), рудного минерала (1-2). Плагиоклаз 1-ой генера-

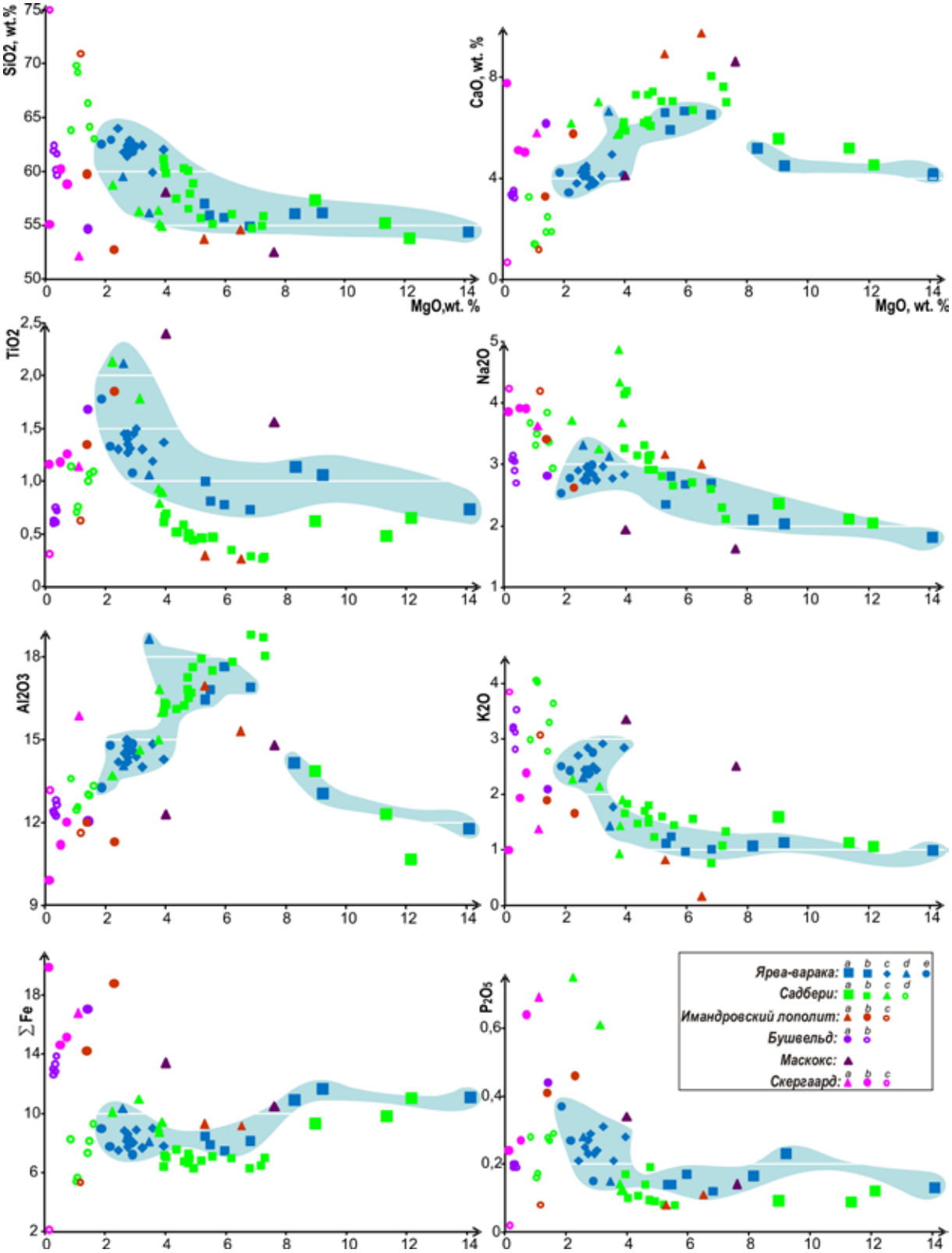


Рис. 2. Зависимость петрогенных оксидов от MgO в гранофирах расслоенных массивов: Ярва-варака – мафитовые нориты (a), фельзитовые нориты (b), гиперстеновые диориты (c), пижонит-авгитовые диориты (d), кварцевые диориты (e); Садбери – мафитовые нориты (a), фельзитовые нориты (b), кварцевое габбро (c), гранофиры (d); Имандровский лополит – кварцевое габбро (a), феррогаббродиориты и кварцевые диориты (b), гранофиры (c); Бушвельд – ферродиориты (a), гранофиры (b); Маскокс – гранофировое габбро; Скергаард – гранофировое габбро (a), габбродиориты и ферродиориты (b), гранофиры (c). Цветом дано поле составов массива Ярва-варака.

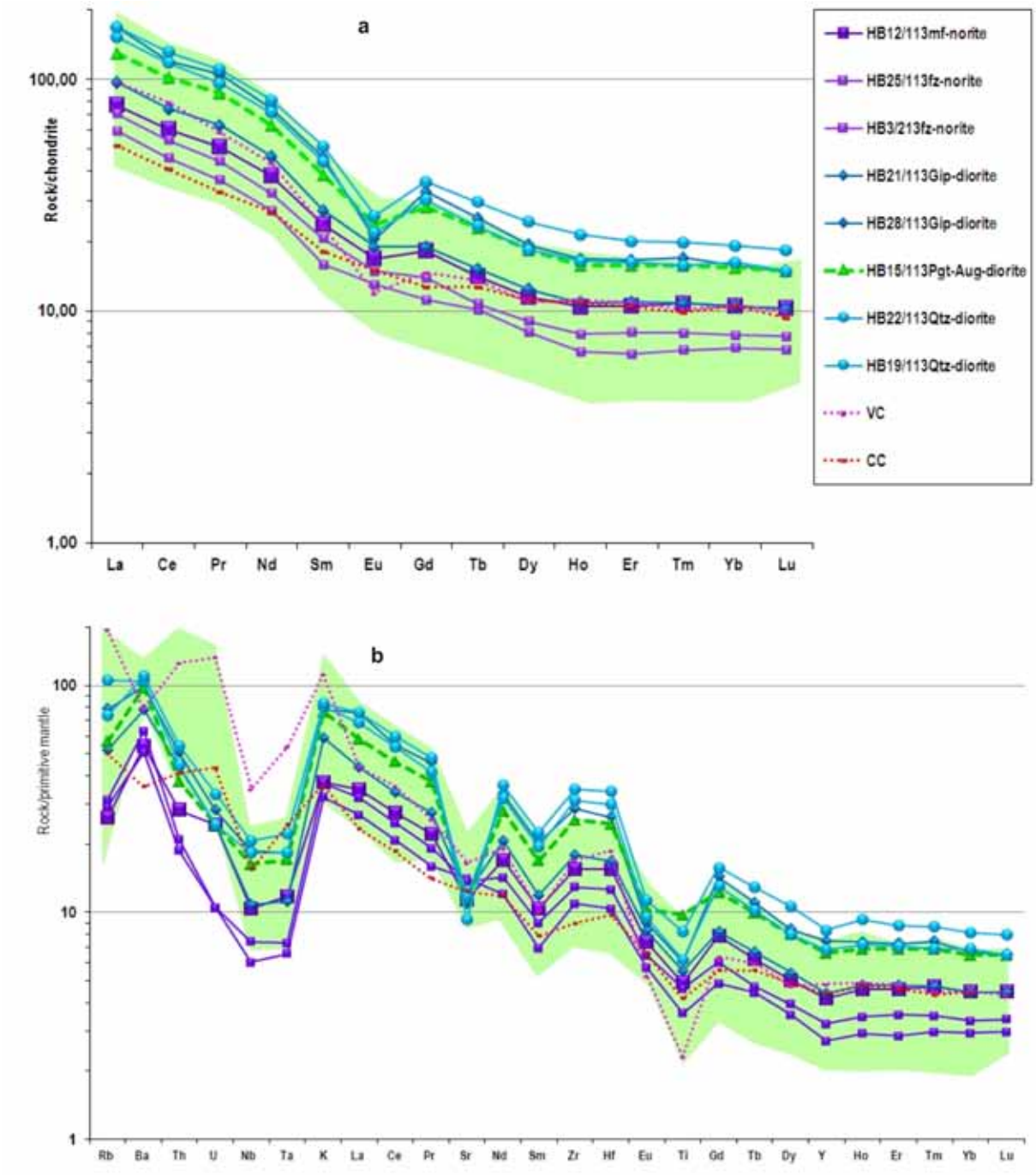


Рис. 3. Распределение нормированных к хондриту [12] (а) и примитивной мантии [17] (б) содержаний редких элементов в породах массива Ярва-варака. Фоном дано поле составов расслоенного комплекса Садбери [6, 14, 16]. VC – верхняя континентальная кора, CC – валовый состав континентальной коры [8].

ции соответствует андезину № 47 и формирует субидиоморфные, слегка резорбированные таблитчатые зёрна 0.2-1.0 мм. Плагиоклаз (андезин № 30-31) 2-ой генерации присутствует в составе гранофировой массы. Клинопироксен образует неправильные и призматические зёрна 0.2-1.0 мм и представлен пижонит-авгитом ($Wo_{9.7\text{-}16.6}En_{38.6\text{-}40.6}Fs_{43.2\text{-}51.4}$). *Кварцевые диориты* сложены плагиоклазом (28-40 %), ортопироксеном (реликты), кварцем (10-30), гранофиром (15-30), биотитом (9-30), амфиболом (0-7), рудным минералом (1-7). Плагиоклаз 1-ой генерации (андезин № 47-49) наблюдается в виде зерен таблитчатой формы, нередко с резорбированными границами размером 0.2-2 мм. Плагиоклаз 2-ой генерации (олигоклаз № 26-27) присутствует в гранофировой массе. Ортопироксен представлен реликтовыми зёрнами 0.4-0.8 мм. Минерал почти полностью замещен биотитом и амфиболом, но реликтовые зёрна сохраняют характерную для ортопироксена идиоморфную форму. Таким образом, важны два момента: наличие гранофировой состав-

ляющей во всех разновидностях пород; присутствие в норитах неравновесной ассоциации минералов – высокомагнезиального ортопироксена и кальциевого плагиоклаза с калишпатом, кварцем и относительно кислым плагиоклазом.

Согласно классификации Петрокомитета, породы массива Ярва-варака соответствуют диоритам и кварцевым диоритам. На диаграмме AFM (рис. 1) они попадают в область известково-щелочной серии. От мафитовых норитов к диоритам отмечается направленность к возрастанию содержаний SiO_2, TiO_2, щелочей и снижению ∑ Fe (рис. 2). Содержание P_2O_5 у мафитовых и фельзитовых норитов сопоставимо и далее возрастает у диоритов. Более отчетливо тенденция проявлена на диаграммах $MgO-Al_2O_3$ и MgO-CaO. Видно, что единый тренд наблюдается в ряду: фельзитовые нориты → гиперстеновые диориты → кварцевые диориты. Составы пижонит-авгитовых диоритов близки к этому ряду, хотя вариации Al_2O_3 и CaO в них выше, явно отдельное поле составов образуют мафитовые нориты. Уже на уровне петрогенных элементов очевидно, что весь спектр пород не может быть образован в процессе эволюции единого для всех пород родоначального состава.

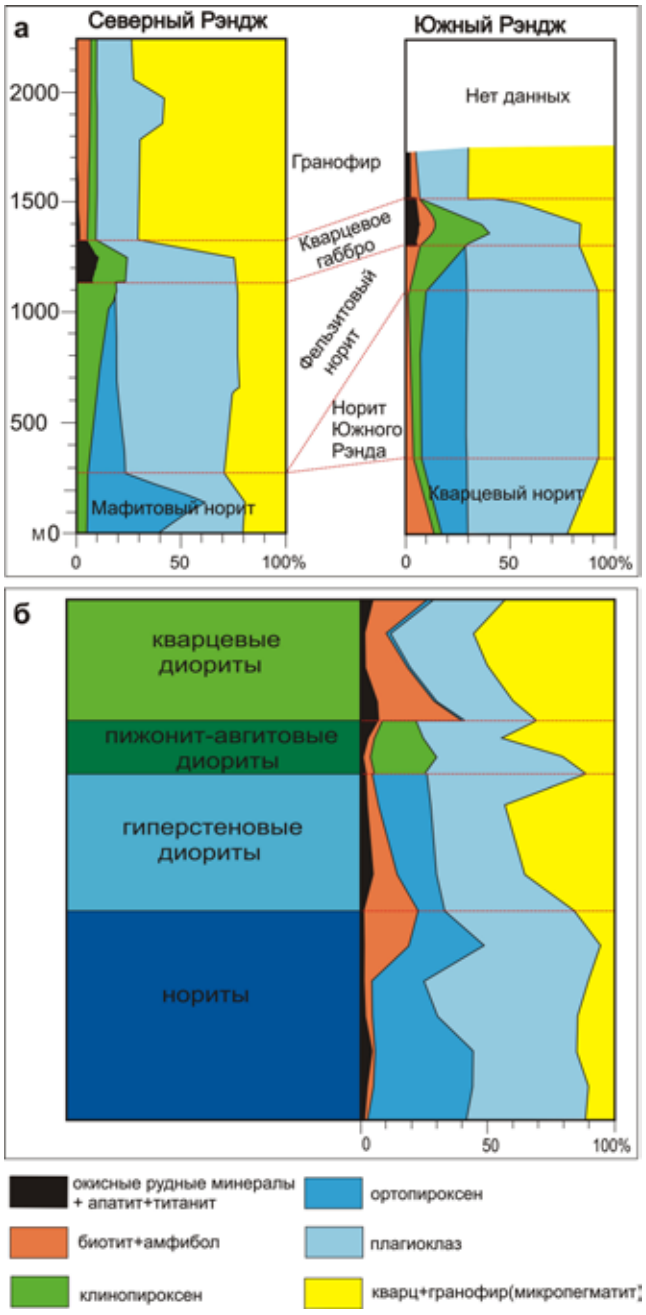


Рис. 4. Изменение минерального состава: а – по разрезу главного тела комплекса Садбери (схематизированные данные) [6]; б – в породах массива Ярва-варака. Схематизированные данные по результатам петрографического и петрохимического изучения.

Наиболее вероятным процессом, обусловившим формирование исходных расплавов для мафитовых норитов и пород ряда фельзитовые нориты – диориты является ассимиляция магнезиальной мантийной магмой корового материала. Второй расплав был в большей степени контаминирован коровым материалом, и его фракционная кристаллизация определила развитие в массиве разновидностей диоритов. Сложная ассимиляционная природа исходных расплавов подтверждается сопоставимыми с породами континентальной коры, высокими содержаниями редких элементов, преобладанием крупноионных литофильных элементов (K, Ba, Rb, легких РЗЭ) относительно тяжелых РЗЭ и Nb-Ta минимумами. В то же время, более высокие, чем в верхней континентальной коре, содержания РЗЭ в кварцевых диоритах можно связать с накоплением в процессе эволюции расплава, что согласуется с данными петрохимии (рис. 3).

Гранофир и/или микропегматит часто наблюдается в породах расслоенных комплексов. Как правило, он составляет доли процента от общего объема породы. Значительное количество гранофира – редкое явление, тем не менее, это отмечается в верхней части разрезов многих расслоенных интрузий. В Мончегорском р-не гранофировые породы наблюдаются в прикровлевой зоне Имандровского лополита, породы которого сформировались 2.44 -2.43 млрд. лет (ВЗФ) тому назад. Ниже по разрезу лополита количество гранофира не превышает 2-3 %. Кварцевые диориты прикровлевой зоны массива содержат до 20 % гранофира и рассматриваются как продукты кристаллизации остаточного расплава. Более кислые гранофиры считают результатом плавления кислых вулканитов кровли под термальным воздействием основной магмы ин-

трузива [7]. В Бушвельдском лополите (ВЗФ: 2.06 млрд. лет) гранофировые породы, соответствующие по составу ферродиоритам и феррогаббро, находятся в верхней части Верхней зоны. По мнению большинства исследователей, они представляют собой продукт кристаллизации остаточной магмы Бушвельдского массива [2]. Другой пример распространения гранофировых пород основного и среднего состава наблюдается в Скергаардском интрузиве (ВЗФ: 55.65 млн. лет). Он представляет собой овальное в плане тело площадью около 60 км^2 [9], имеет воронкоподобную форму и образован расслоенной и краевой сериями пород. В верхней части расслоенной серии и обнаруживаются гранофировые породы. По составу они, как и гранофиры Бушвельда, отвечают ферродиоритам. Согласно [2], они являются продуктом глубинной ликвации флюида, вторым ликвантом являются обогащённые магнием породы нижней зоны расслоенной серии. Отмечаются гранофировые породы и в массиве Маскокс (ВЗФ: 1.5 млрд. лет). Он представляет собой лополит протяжённостью 120 км и мощностью 2.3 км. Северная часть сложена расслоенной серией ультрамафитовых и кислых пород ряда дунит-габбро-гранофир [15].

Во всех перечисленных массивах гранофировые породы слагают небольшую часть общего разреза и располагаются в верхней части. По присутствию значительной доли гранофира во всех породах интрузива, породным разновидностям, петрохимическим особенностям и геохимии РЗЭ массив Ярва-варака наиболее близок к Садбери (рис. 4), возраст которого составляет 1.85 млрд. лет. Сегодня доминирует точка зрения, что структура Садбери представляет собой остатки крупного многокольцевого ударного бассейна [6]. Предполагается, что при формировании Садбери происходило переплавление и контаминация больших масс корового материала так называемой «мишени». По валовому химическому составу и неравновесной минеральной ассоциации Ярва-варака имеет сходство с нестратифицированными норит-диоритовыми массивами Еланского комплекса ВКМ, в образовании которых обоснована значительная роль коровой контаминации [11].

Таким образом, гранофировые породы присутствуют в расслоенных комплексах разного возраста, строения и генезиса. Чаще всего их рассматривают как продукты кристаллизации остаточной магмы и / или продукты плавления пород кровли массивов под термальным воздействием больших объемов основной магмы интрузивов. Результаты геолого-петрографического и петро-геохимического исследований говорят о наибольшем сходстве Ярва-варака и Садбери. Для обоих массивов предполагается более значительная роль коровой контаминации, чем для других известных расслоенных массивов. По-видимому, именно соотношения магнезиальной мантийной магмы и пород континентальной коры определили формирование расплавов, характеризующихся несоответствием между высокими содержаниями MgO, с одной стороны, и повышенными концентрациями SiO_2, щелочей, редких элементов, в том числе легких РЗЭ – с другой. Изложенные данные неоднозначно трактуются внутри коллектива авторов, что требует дальнейших, прежде всего изотопно-геохимических исследований.

Исследования проводятся при финансовой поддержке программ Президиума РАН (№ 5) и грантов РФФИ (13-05-00493, ОФИ_М 13-05-12055).

Список литературы

1. Гинсбург И.В. Обзор систематики пироксенов // Минералы базитов в связи с вопросами петрогенезиса. М.: Наука, 1970. С. 5-39.
2. Додин Д.А., Чернышев Я.Л., Полферов Д.Я. и др. Платинометальные месторождения мира. Т. 1. Кн. 1. Платинометальные малосульфидные месторождения в ритмично расслоении комплексах. М.: Геоинформмарк, 1994. 279 с.
3. Докучаева В.С., Борисова В.В. К вопросу о геологии и петрографии массива Ярва-Варака, Мончегорский р-н // Региональная геология, металлогения и геофизика. Апатиты: Изд-во КФ АН СССР, 1974. С. 82-87.
4. Загородный В.Г., Предовский А.А., Басалаев А.А. и др. Имандра-Варзугская зона карелид: геология, геохимия, история развития // Л.: Наука, 1982. 280 с.
5. Магматические горвые породы. О.А. Богатиков (ред.) Т. 3. М.: Наука, 1985. 488 с.
6. Налдретт А.Дж. Магматические сульфидные месторождения медно-никелевых и платинометальных руд. СПб.: Изд-во СПбГУ, 2003. 487 с.
7. Расслоенные интрузии Мончегорского рудного района: петрология, оруденение, изотопия, глубинное строение. Ф.П. Митрофанов, В.Ф. Смолькин (ред.). Апатиты: Изд-во КНЦ РАН, 2004. 177 с.
8. Тейлор С.Р., Мак-Леннан С.М. Континентальная кора: ее состав и эволюция. М.: Мир, 1988. 384 с.
9. Уэйджер Л.П., Браун Г. Расслоенные изверженные породы. М.: Мир, 1970. 552 с.

10. Химические анализы пород базит-гипербазитовых комплексов докембрия Кольского п-ова. Г.И. Горбунов (ред.). Апатиты: Изд-во КФ АН СССР, 1982. 215 с.
11. Чернышов Н. М., Чернышова М.Н. Особенности распределения и модель механизма фракционирования металлов платиновой группы в сульфидных никелевых рудах Еланского типа месторождений // Вестник ВГУ. Сер. Геол. 2011. № 2. С. 148-167.
12. Boynton W.V. Cosmochemistry of the REE: meteorite studies // Henderson P. (Ed.) REE geochemistry. Amsterdam: Elsevier, 1984. P. 63-114.
13. Cawthorn R.G. The residual or roof zone of the Bushveld complex, S. Africa // J. Petrol. 2013. V. 54. N 9. P. 1875-1900.
14. Chai G., Eckstrand R. REE characteristics and origin of the Sudbury igneous complex, Ontario, Canada // Chem. Geol. 1994. V. 113. P. 221-244.
15. Day J., Pearson D.G, Hulbert L. Re-Os isotope and PGE constraints on the origin and evolution of the 1.27 Ga Muskox layered intrusion // J. Petrol. 2008. V. 49. N 7. P. 1255-1295.
16. Lightfoot P.C., Keys R.R., Doherty W. Chemical evolution and origin of nickel sulfide mineralization in the Sudbury igneous complex, Ontario, Canada // Econ. Geol. 2001. V. 96. P. 1855-1875.
17. Sun S.S., McDonough W.F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes // Saunders A.D., Norry M.J. (Eds.). Magmatism in the oceanic basins. Geol. Soc. Spec. Publ. 1989. N 42. P. 313-345.

О РАСПРОСТРАНЕНИИ И СТРУКТУРЕ ОСАДОЧНЫХ ТОЛЩ РИФЕЯ ВДОЛЬ МУРМАНСКОГО ПОБЕРЕЖЬЯ

Никонов А.А., Зыков Д.С., Флейфель Л.Д.
Институт физики Земли РАН, г. Москва, nikonov@ifz.ru

Начиная с исследований А.А. Полканова [15] и до недавнего времени на северном ограничении Фенноскандинавского (Балтийского) щита в пределах России были известны крупные области выхода (на сушу) протерозойских осадочных пород на п-ове Среднем (СР), п-ове Рыбачьем (РБ) и о-ве Кильдин [7, 14]. Недавно в разных частях протяженного Мурманского побережья (МП) (линии Карпинского, ЛК) обнаружен ряд местонахождений, значительно пополняющих данные и возможности их интерпретации (рис. 1, №№ 1-6. Вместе с новыми результатами геофизических исследований в районах Горла Белого моря и на п-овах СР и РБ, данными бурения на п-ове РБ и датировками древних комплексов [3, 4] это дает дополнительные возможности воссоздания истории развития важнейшей шовной зоны на севере Европы.



Рис. 1. Рифей-вендские осадочные отложения вдоль Мурманского побережья.

Останцы пород рифея на МП

1. В кутовой части залива у п-ова Святой Нос останец рифея шириной не менее 0.3 км протягивается на 5 км к ЮВ (рис. 2). Он контактирует с СВ с поднятым блоком гранито-гнейсов самого п-ова по круп-



Рис. 2 (слева). Кутовая часть залива Святой Нос. Разрыв в гранито-гнейсах, по которому ЮЗ борт отщелен и наклонен к оси залива. Рис. 3 (справа). Мелководная бухта у пос. Гремиха. В центре бухты видны полого наклонные выходы песчаников (1), на берегу песчаники стоят вертикально (2). Фото Д.С. Зыкова.

ному разлому того же простирания с признаками левостороннего сдвигания [3, 4, 6, 8]. Оба борта п-ова имеют обрывистый характер и выражены клифами высотой многие десятки метров над у.м. В основании обрывов с обеих сторон обнажаются широкие, в десятки метров, зоны тектонического дробления и меланжа. С учетом резкой выраженности в рельефе самого п-ова, это позволяет рассматривать весь блок как новейший горст. В сторону материка разлом трассируется в виде зоны рассеянного хрупко-пластического течения в архейских гранито-гнейсах, развитие которой предшествовало опусканию грабена и способствовало сохранности рифейских отложений. На самом окончании залива, под обрывом высотой 40 м в обнажении 3-4-метровой высоты над пляжем видны разнозернистые песчаники и серые алевролиты с тонкой параллельной, реже косой, слоистостью, образующие моноклиналь к Ю под углом 12 °. Во время отлива на дне залива в виде небольших островков обнажаются выходы переслаивающихся коричневато-серых конгломератов, гравелитов, песчаников и алевролитов, также параллельно слоистых, реже косослоистых. Терригенная толща смята в пологие, с углами наклона 5-15 °, брахиморфные складки, нарушенные трещинами и мелкими разрывами, т.е. толща деформирована после накопления.

Грабен выклинивается в ЮВ направлении. Судя по геоморфологической выраженности СВ борта, по свежим скальным разрывам и по раздроблениям на ЮВ грабена (крупным сейсмодислокациям послеледникового возраста), древние структуры здесь подвергались активизации в новейшее время и даже в голоцене. Вне грабена, на материке к ЮЗ от него, отчетливо выражена высокая (свыше 100 м абс. выс.), несколько выше, чем выступ фундамента на материке, горизонтальная поверхность. Она сложена галечниками и песками, возникшими за счет перемыва рифей-вендских отложений, когда те были широко распространены в районе. Поверхность, возможно, межледникового возраста, не деформирована, тогда как в соседнем с СВ грабене есть признаки молодых тектонических подвижек. Только один уступ пересекает поверхность; он прямолинейный, высотой несколько метров, не эрозионного, а разрывного характера.

2. Представительный участок выходов осадочных пород протерозоя выявлен у пос. Гремиха вблизи устья р. Иоканьга, т.е. к западу от п-ова Святой Нос (рис. 3). Здесь выделяется крупный платообразный выступ кристаллических пород архея абс. выс. около 80-90 м. Нижняя часть склона занята террасой высотой около 35 м над у.м, в цоколе которой выходят песчаники и сланцы протерозоя со значительным, до 30 °, наклоном внутрь склона. В одной из крупных мелководных бухт часть берегового обрыва внизу демонстрирует выступ пачки песчаников шириной ≥ 10 м, стоящих на голове и простирающихся ЗСЗ-ВЮВ. Но на дне бухты, всего в 100-150 м, песчаники имеют наклон к ЮЮЗ под углом 6-8 °. Не приходится сомневаться в существовании здесь зоны разлома вдоль генерального простирания МП. Все побережье здесь представляет чередование вдольбереговых прямоугольных в плане выступов и впадин (горстов и грабенов) того же простирания. Стратиграфическое соотношение между толщами песчаников и сланцев установить не удалось. В соседней бухте, где берег и массив-выступ кристаллических пород высотой около 100 м вытянут в СВ-ЮЗ направлении, у его обращенного к СЗ склона на участке длиной несколько сотен м соседствуют светлые песчаники с наклоном к СВ под углом 35 ° и темные сланцы с наклоном к ЮВ под углом 15-25 °. Контакт между ними не обнажен. Ясно, однако, что обе толщи после накопления подверглись деформации

в одну или две фазы. Ввиду резкого несоответствия ориентировки осей деформаций в осадочных породах протерозоя с простиранием вытянутого по соседству (в пределах 100 м) прямолинейно крутого склона массива кристаллических пород архея трудно не признать существование между ними крупного разлома СВ-ЮЗ простирания с амплитудой ≥ 100 м. Вероятно, он возник после деформирования осадочных толщ в венде или палеозое. Лишь поэтому толщи могли сохраниться в возникшей впадине (поперечном грабене).

Таким образом, на участке вблизи устья р. Иоканьги устанавливаются два направления расколов кристаллического фундамента, в результате которых возникла ортогональная система грабенов, в которых при длительной фанерозойской денудации только и могли сохраниться ограниченные разломами фрагменты протерозойских толщ.

3. На участке пос. Дальние Зеленцы среди сильно раздробленных и ступенчато, с общим понижением к морю, перемещенных скальных пород архея, в поперечном к простиранию побережья грабенообразном понижении выявлены выходы длиной ≥ 5 км осадочных пород [5]. Их мощность ≥ 10 м, кровля на 10 м ниже поверхности гранито-гнейсового уступа, который они замыкают на западе. Ограничивающий этот выход и гранитно-гнейсовый блок, параллельный побережью уступ на высоте 60-40-20 м над уровнем моря, без сомнения, является образованием более поздним, т.е. пострифейским (послевендским?). Сильная расчлененность рельефа без следов ледниковой обработки и раздробленнность архейских пород на прямоугольные блоки не оставляют сомнения в проявлении здесь в виде разрывов новейшей и послеледниковой тектоники [1, 5].

4. Остатки терригенных отложений рифей-вендского возраста отмечены на Вост. Мурмане вблизи устья р. Варзина в простирающемся вдоль МП грабене, занятом губой Ивановка [6]. На суше выделяются параллельные побережью ступенчатые сбросы в сторону моря. Высыпки осадочных пород обнаружены на вершинах ступеней, а сами породы – на дне впадины. По-видимому, этот продольный грабен оживлялся в новейшее время в связи с субмеридиональным растяжением в береговой зоне ЛК.

5. В борту Кольского фиорда в губе Средней находка «очень многочисленных валунов красных песчаников и конгломератов» была сочтена признаком былого более широкого распространения осадочных пород протерозоя на МП [15, с. 71]. Губа Средняя занимает узкую меридиональную впадину в скальном фундаменте (Ar) длиной около 3-4 км. С юга подходит крупный прямолинейный субмеридиональный глубинный разлом, протягивающийся до ЛК. Коренные выходы протерозойских конгломератов и песчаников здесь не фиксированы. Валуны могли приноситься ледником только с юга и ЮЗ. Скорее всего, источник выноса располагался под моренным массивом в 50 км от МП. Конгломераты и песчаники могли накапливаться в узком меридиональном грабене и / или мощной тектонической зоне. Последнее вероятно, поскольку массовый захват подстилающих пород ледником мог происходить только если массивные породы протерозоя были сильно раздроблены, иначе ледник скользил бы по ложу. Такое состояние пород в узкой впадине – один из признаков новейшего дробления в зоне, которая показана на неотектонической карте [2]. Ситуация сходна с той, что обнаружена на Вост. Мурмане в районе залива Святой Нос и близ устья р. Варзины. На этих участках конгломераты и песчаники (рифей-венд) начали накапливаться после того, как архейский фундамент был (снова) расколот субмеридиональными разломами. Движения и дробление в зоне разломов происходили и позже – в палеозое (?) и новейшее время.

6. Небольшой выход пород осадочной толщи определен по фотографии 1920-х в устьевой части р. Зап. Лица на ее правом берегу. Видимая длина выхода в наземной части несколько десятков метров. На востоке он причленен к крутому выступу архейских гранитов, возможно, по разлому. Поверхность осадочной толщи, как и слоистость в теле, ровная, параллельная, наклонена к СЗ под углом 18-20 °. Наклон, безусловно, вторичен, ибо слоистость строго параллельная, т.е. отражает опускание дна фиорда-долины после накопления песчаников рифея-венда (?).

О хронологии комплексов

В пределах п-вов СР и РБ выделены два структурно-фациальных комплекса. Верхний, на п-ове РБ, отнесен к среднему и верхнему (рифей-венд) рифею. На п-ове СР возраст верхней, волоковской, серии определяется датировкой прорывающих его габбро-диабазов 600 ± 20 млн. лет (по K-Ar), а подстилающая куяканская свита датирована 830 ± 60 млн. лет (по U-Pb) [12]. Между отложениями волоковской серии и куяканской свиты выявлено угловое несогласие.

Структурные особенности и тектоническая активизация

Деформирование с разломообразованием и эродирование пород рифейского комплекса началось в средне- (и) верхнерифейское время, что привело к резкому несогласию между свитами рифея и венда. О континентальном перерыве в рифее, после отложения красноцветных песчаников, свидетельствуют остатки коры выветривания в Двинском заливе [10]. Разломы разных возрастных генераций определенно выделяются по результатам геофизического профилирования, в акватории Белого моря от Кандалакшского залива до внешнего края Воронки Белого моря (в сущности, уже в Баренцевоморском бассейне). В пределах последней разрез осадочных толщ протерозоя и палеозоя (Cm – P) наиболее полон и представителен [11], так что участок резонно принять эталонным для выделения фаз тектонической активизации.

В прибрежной, подводной части побережья Вост. Мурмана установлены подобные по размерам и простиранию (вдоль берега) грабенообразные структуры [1, 4, 7, 13]. Они образованы в архейских гранитогнейсах (как на материке), но местами в них сохранились остатки осадочного покрова, в том числе венда. Далее от берега, где кровля фундамента опускается на 0.5-2 км, наклонное к северу дно сложено осадочным комплексом. Причем и здесь породы разбиты вертикальными разломами продольного простирания [6]. Судя по распространению, наклонному залеганию и раздробленности, осадочные породы накапливались после возникновения основной зоны разломов и уступа высотой не менее 200 м, т.е. до венда. Южнее прибрежной полосы и севернее полосы в 3-5 км на дне эти особенности отсутствуют, что позволяет признать сопряженность тектонической зоны ЛК с МП.

По ограниченным данным можно наметить на фоне общего наклона толщи рифейских отложений от Кольского блока архея в сторону Баренцевой плиты частные наклоны ортогонально, внутрь поперечных долин-фиордов от их бортов к осевым линиям (устьевая часть долины р. Зап. Лицы). Поперечные к общему структурному плану нарушения могли формироваться в условиях растяжения до конца рифея и развиваться в венде. Эпохи диастрофизма и тектонической активизации в венде и палеозое фиксируются поперечными разломами с внедрением интрузий 590-300 млн. лет назад [12], что определяет условия растяжения поперек ЛК в это время.

Четкая морфологическая выраженность ЛК, сильная раздробленность скальных пород с множеством острых ребер, наличие сохранившихся зон и плоскостей скольжения, в том числе свежих, так же как обнаружение множества сейсмодислокаций поздне- и послеледникового возраста [4, 5, 7, 13] – все это дает основание принимать активизацию зоны в новейшую эпоху (после отступления палеогенового моря) до настоящего времени. По ряду признаков можно судить о тектоническом оживлении впадины Кильдинского пролива (грабена) в новейшее время.

Основные разломные зоны на п-овах Средний и Рыбачий

Геофизические исследования по профилю через п-ова СР и РБ, дополненные бурением на перешейке между ними, установили внутриформационное надвигание рифейских толщ с СВ на ЮЗ по зоне разлома СЗ простирания между п-овами [3, 4]. Тот факт, что взброс к ЮЗ, секущий свиту рифейских сланцев, в рельефе отражен реверсивно, т.е. на поверхности сниженным гипсометрически оказалось висячее крыло, указывает на то, что во время основной денудации в фанерозое разлом оставался пассивным. Внедрение диабазовых даек в контактную зону с базальными конгломератами серии аркозовых песчаников и подстилающих их глинистых сланцев на ЮЗ РБ [13] позволяет соотносить возникновение самой зоны с возрастом даек. Зона уверенно определяется как надвиговая с СВ на ЮЗ [3, 4, 13], а возраст даек определен в 600 ± 20 млн. лет [12]. Если так, то этот внутриформационный надвиг (тектоническую фазу) можно считать близким по возрасту.

В другой зоне, к ЮЗ, на СВ берегу п-ова СР у бывшего пос. Пумманки обнаружены пликативные деформации. На фоне полого моноклинального залегания осадочных пород во всем регионе и общего широтного простирания круто наклонных к северу слоев на участке, здесь в приливно-отливной зоне отчетливо видно смятие слоев в складку с осью СЗ простирания. Складка, должно быть, возникла в верхнем рифее за счет латерального давления от вдольбереговой зоны разлома к СВ. Вдоль той же древней зоны разлома по геоморфологическим признакам выделяется новейший сброс к СВ на многие десятки м, он активизирован и в поздне-последниковое время. На восточном берегу РБ п-ова в верхах серии песчаников рифея у мыса Башенный есть зона крупных пликативных деформаций СЗ простирания с взбросом к ЮЗ [16]. Зона подобна установленной бурением на перешейке между п-овами СР и РБ. Возможно, она возникла в позднем рифее-венде и, судя по аномалии в рельефе, обновлялась в новейшее время.

Выводы

Даже нахождение ограниченных фрагментов осадочных пород протерозоя (и венда), поскольку они встречены вдоль всего 250-км МП, резонно рассматривать как свидетельство их былого сплошного, по крайней мере в современной береговой полосе, распространения. Перечисленные выходы требуют специальных исследований. Но и на предварительной стадии можно вывести две главные черты. Прежде всего подтверждается заключение о наличии несогласий и, по-видимому, фаз тектонической активности с разрывными дислокациями, как это выводилось по исследованиям на п-овах РБ и СР, о-ве Кильдин и Вост. Мурмане. Вероятно, это были те же фазы: в период среднего и позднего протерозоя, на границе с вендом и позднее. Другой вывод состоит в признании, теперь уже не только по морфологическим признакам, но и геологическим свидетельствам, образования продольных и поперечных (относительно МП и всего Кольского блока) клавишных структур, разделенных сбросами, где фрагменты осадочных толщ протерозоя и сохранились от денудации. Уверенно можно заключить, что крупнейшие поперечные грабены, ныне впадины, Кольского залива (восточный фланг) и Святого Носа возникли в протерозое и обновлялись позднее. Крупнейшая шовная зона ЛК активизировалась в полосе шириной десятки км вдоль МП не только в рифее, но и на границе с вендом, вероятно, в венде и среднем палеозое и, несомненно, в новейшее и четвертичное время. Она активна и теперь.

Список литературы

1. Авенариус И.Г., Белозеров С.Н., Львова Л.А. и др. Морфоструктурный план Кольского шельфа Баренцева моря // Геоморфология. 2000. № 2. С. 34-42.
2. Атлас Мурманской области. М., 1971. 33 с.
3. Балуев А.С., Журавлев В.А., Терехов Е.Н. и др. Тектоника Белого моря и прилегающих территорий. М.: ГЕОС, 2012.
4. Балуев А.С., Казанин Г.С., Журавлев В.А. и др. Тектоническая карта Белого моря // Геология и геоэкология окраин Евразии. Вып. 3. М.: ГЕОС, 2011. С. 169-180.
5. Лукашов А.А., Романенко Ф.А. Характер и морфодинамика дизъюнктивных ограничений Балтийского щита // Тектоника и геодинамика складчатых поясов и платформ фанерозоя. Матер. 43-го тект. совещ. Т. I. М.: ГЕОС, 2010. С. 430-434.
6. Балуев А.С., Терехов Е.Н. Активные разломы палеорифтовой системы Белого моря // Активные разломы и их значение для оценки сейсмической опасности: современное состояние проблемы. Воронеж: Научн. кн., 2014. С. 44-49.
7. Верзилин Н.Н., Бобков А.А., Кулькова М.А. и др. О возрасте и образовании современного расчлененного рельефа севера Кольского п-ова // // Вестник СПБУ. Сер. Геол., геогр. 2013. № 2. С. 79-93.
8. Геол. карта Кольского региона. М-б 1:500 000. Ф.П. Митрофанов (гл. ред.). 2001.
9. Гуревич В.И., Гимпельсон И.А., Макиевский С.И. К установлению «линии Карпинского» // Докл. АН. 1972. Т. 205. № 2. С. 422-423.
10. Дибнер В.Д. Морфоструктура шельфа Баренцева моря. Л.: Недра, 1973. 211 с.
11. Казанин Г., Журавлев В., Павлов С. Структура осадочного чехла и перспективы нефтегазоносности Белого моя // Бурение и нефть. 2006. № 2. С. 26-28.
12. Михайленко Ю.В. К вопросу о стратиграфии и U-Pb возрасте верхнедокембрийских комплексов п-вов Средний и Рыбачий // Геол. и стратегические полезные ископаемые Кольского региона. Апатиты: Изд-во K & M, 2014. С. 155-159.
13. Никонов А.А., Николаева С.Б. Линеамент Карпинского на границе Фенноскандинавского кристаллического щита и Баренцевой плиты как активная тектоническая и сейсмическая зона // Комплексные исследования Шпицбергена и прилегающего шельфа. Матер. межд. научн. конф. М.: ГЕОС, 2014. С. 232-237.
14. Сергеева Э.И. О конгломератах гиперборейской серии Кольского п-ова // Вестник ЛГУ. Сер. Геол., геогр. 1962. № 12. С. 116-120.
15. Полканов А.А. Геологический очерк Кольского п-ова. Тр. Арктич. ин-та. Т. 53. Л., 1936. 172 с.
16. Теннер Д.Д. Некоторые данные по геологии Рыбачьего п-ова // Изв. Лен. геол. треста. 1936. № 1. С. 7-14.

СУЛЬФИД МЕДИ И ЖЕЛЕЗА ИЗ МЕДНО-НИКЕЛЕВЫХ РУД ЛОВНООЗЕРСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Орсоев Д.А.[1], Канакин С.В.[1], Пахомовский Я.А.[2],Ущаповская З.Ф.[3], Резницкий Л.З.[3]

[1] Геологический институт СО РАН, г. Улан-Удэ, magma@gin.bscnet. Ru

[2] Геологический институт КНЦ РАН, г. Апатиты, pakhom@geoksc.apatity.ru

[3] Институт земной коры СО РАН, г. Иркутск, garry@crust.irk.ru

Введение

При изучении Cu-Ni руд Ловноозерского месторождения нами обнаружен сульфид Cu и Fe с соотношением главных компонентов, отвечающим группе линнеита, минералы которой изоструктурны с семейством шпинели. По составу, параметрам элементарной ячейки, оптическим и физическим свойствам он не имеет известных природных аналогов. Ранее близкая по составу фаза в ассоциации с пиритом и халькопиритом описана Г.Г. Файнштейном [4] в медно-магнетитовых рудах Ю.-Чернореченского известково-скарнового рудопроявления (Ср. Урал, север Свердловской обл.). Из-за недостатка материала (выделить чистое зерно для монокристального исследования не удалось) нами проведены рентгеновские исследования только на основе изучения порошкограммы, что является недостаточным для выделения фазы в качестве нового минерала.

Краткая характеристика месторождения

Ловноозерское Cu-Ni месторождение находится на Кольском п-ове и расположено на северном берегу оз. Ловно вблизи горного массива Лавна-Туадаш тундры. В геологическом плане месторождение приурочено к субширотной части Лапландского гранулитового пояса и связано с отдельными телами ба-

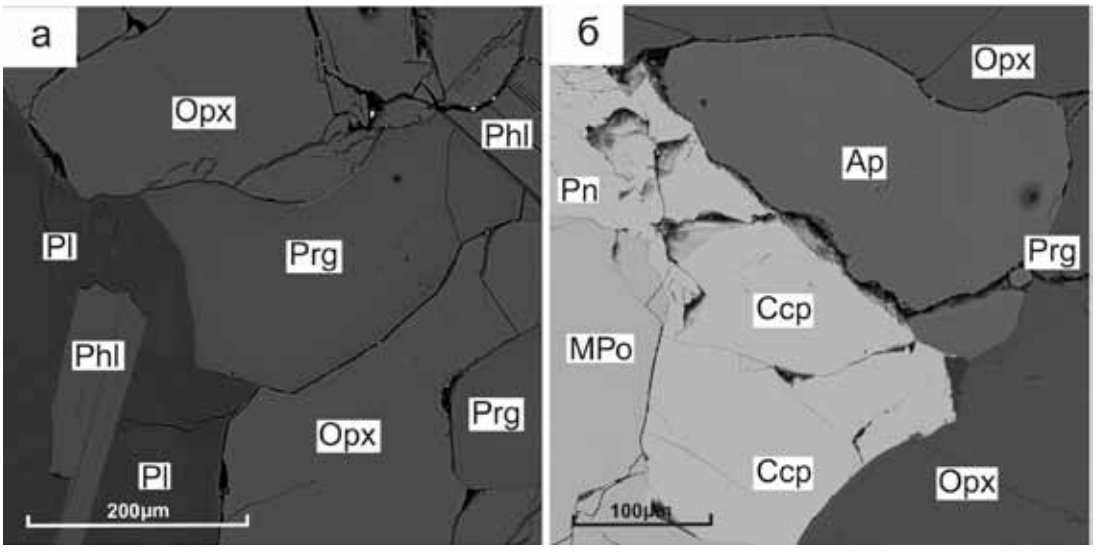


Рис. 1. Взаимоотношения минералов в норите. Обр. 286/362.4, полированный шлиф.

а – породообразующие минералы, б – апатит и сульфиды. Электронный сканирующий микроскоп LEO 1430 VP. Изображения в обратно-рассеянных электронах. Opx – ортопироксен, Pl – плагиоклаз, Prg – паргасит, Phl – флогопит, Ap – апатит, Pn – пентландит, Ccp – халькопирит, MPo – моноклинный пирротин.

зитового состава среди разнородной толщи метаморфических пород, представленных гиперстеновыми и гиперстен-амфибол-биотитовыми плагиогнейсами с прослоями гранат-биотитовых гнейсов и кислых гранулитов. На участке месторождения площадью 3.5 км^2 выявлено около 30 базитовых массивов. В 15 обнаружено сульфидное Cu-Ni оруденение, в 8 зафиксированы кондиционные руды (рудные тела № 1-3, 7-11) [1]. Большинство массивов не выходят на дневную поверхность, их оконтуривание произведено по скважинам. Как рудоносные, так и безрудные массивы имеют удлиненную линзообразную, реже сплюснутую сигароподобную форму, располагаясь поэтажно и кулисообразно. Длина рудоносных массивов по простиранию варьирует от 50-80 до 250-300 м, мощность по скважинам – от 5-7 до 70-80 м. Тектоническими нарушениями они разбиты на блоки, часто смещенные друг относительно друга на 10-20 м. Вместе с тем, выделяется особая группа крупных безрудных массивов неопределенной формы (Озерный, Северное тело

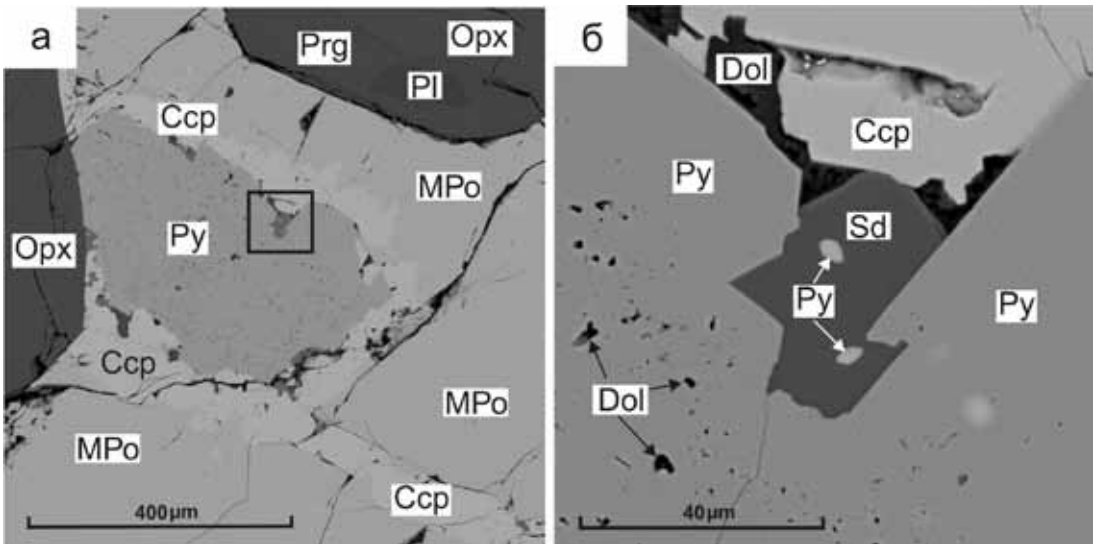


Рис. 2. Морфология позднего «пористого» пирита. Обр. 286/362.4, полированный шлиф.

а – общий вид, б – фрагмент. Электронный сканирующий микроскоп LEO 1430 VP. Изображения в обратно-рассеянных электронах. Opx – ортопироксен, Pl – плагиоклаз, Prg – паргасит, Sd – сидерит, Dol – доломит, Py – пирит, Pn – пентландит, Ccp – халькопирит, MPo – моноклинный пирротин.

и др.), в которых преобладают габбо-нориты. Базитовые тела совместно с вмещающими породами подверглись интенсивным преобразованиям в условиях гранулитовой фаций метаморфизма на ее регрессивной стадии. Локально развиты поздние гидротермально-метасоматические изменения в тектонических зонах.

Массивы метабазитов имеют согласное с линейностью вмещающих пород залегание и погружаются по удлинению в СВ направлении под углом 20-35°. Они сложены норитами, в отдельных телах встречаются габбро-нориты, реже плагиоклазовые ортопироксениты. По соотношению пироксена и плагиоклаза базитовые породы меняются от мелано- до лейкократовых разностей, переходящих в анортозиты.

Основные запасы руд месторождения сосредоточены в рудных телах № 1 и 2, сложенных норитами. В них преобладают вкрапленные и гнездово-вкрапленные руды, часто наблюдаются жилки сплошных сульфидов, местами образующие брекчиевидные руды с обломками основных пород. Для большинства второстепенных рудных тел характерна сигароподобная форма и более меланократовый состав с преобладанием габбро-норитов. Все руды отличаются высоким удельным содержанием пирротина, повышенным – пирита и сравнительно низкими – пентландита и халькопирита. По содержанию полезных компонентов ловноозерские руды значительно уступают печенгским и аллареченским. Соотношение Ni и Cu в них составляет (2-5):1 [1].

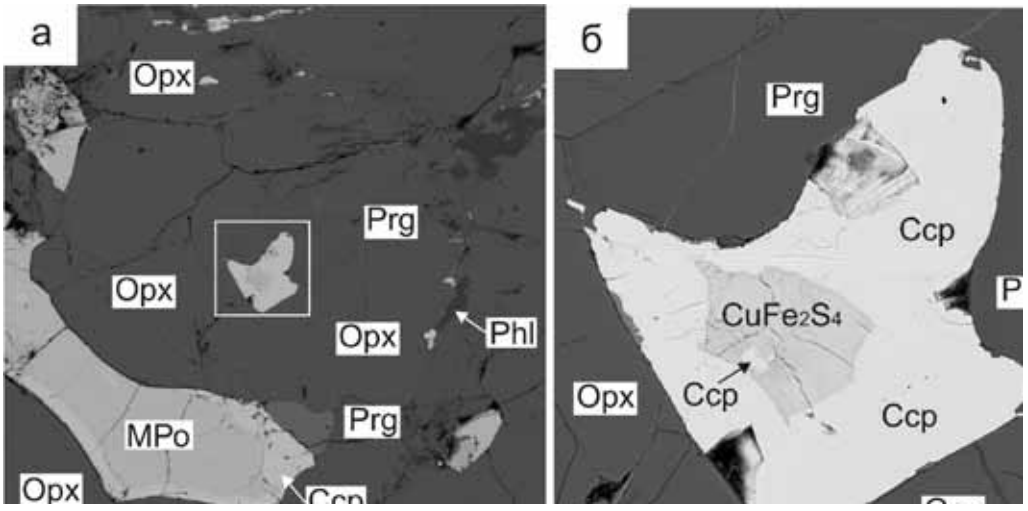


Рис. 3. Морфология минерала $CuFe_2S_4$. Обр. 286/362.4, полированный шлиф. а – общий вид, б – фрагмент. Электронный сканирующий микроскоп LEO 1430 VP. Изображения в обратно-рассеянных электронах.

Условия нахождения, физические свойства, состав и структура минерала $CuFe_2S_4$

Минерал состава $CuFe_2S_4$ обнаружен нами при документации керна скважины № 286, которая вскрыла на глубине в интервале 332.9-382.5 м рудное тело № 2. Оно не выходит на поверхность и оконтурено на глубине скважинами по падению и простиранию. Рудное тело сложено норитами с вкрапленной сульфидной минерализацией. Нориты характеризуются крайне неоднородным строением, изменяясь от меланократовых разностей до лейкократовых. Сульфид $CuFe_2S_4$ встречен в центральной части тела на глубине 362.4 м в среднезернистом меланократовом норите с редкой сульфидной вкрапленностью. Норит сложен ортопироксеном, отвечающий по составу бронзиту (*f* = 26.7 %), плагиоклазом (66 % *An*) и паргаситом (*f* = 28.5 %), в незначительных количествах присутствует флогопит (*f* = 21 %) (рис. 1*а*). Отмечаются единичные зерна апатита, содержащего F до 2.63 и Cl до 1.20 мас. % (рис. 1*б*). В качестве вторичных минералов присутствуют тальк, хлорит, сидерит, кальцит и доломит. Зерна бронзита группируются в гломеробласты, соединяясь друг с другом, они образуют каркас, а зерна плагиоклаза заполняют интерстиции. Паргасит наблюдается в виде отдельных ксеноморфных зерен размером от 0.1 до 1 мм среди бронзита, иногда образует каемки вокруг зерен ортопироксена на границе с плагиоклазом и еще реже – с сульфидами.

Сульфидная минерализация представлена моноклинным пирротином (60 об. %), пентландитом (20), тетрагональным халькопиритом (10) и пиритом (10) (рис. 1*б*). Рудные минералы располагаются в интерстициях породообразующих минералов. Они образуют самостоятельные выделения и агрегаты совместного срастания разнообразной формы и размера. Пирит поздний, развивается по пирротину, образуя, как правило, идиоморфные зерна (метакристаллы) с пористым строение за счет очень мелких включений карбонатных минералов (рис. 2*а*). Развитие метакристаллов пирита нередко сопровождается появлением каймы из зерен сидерита, кальцита и доломита (рис. 2*б*). Состав пирита характеризуется существенным преобладанием содержаний Ni над Co в отличие от раннего пирита, в котором фиксируются обратные соотношения [2].

Минерал $CuFe_2S_4$ найден в виде вытянутого зерна размером 160 × 90 мкм неправильной формы во вкрапленнике халькопирита, который располагается на контакте бронзита и паргасита (рис. 3). В этой фазе отмечаются участки реликтового халькопирита. Иногда фаза $CuFe_2S_4$ развивается с переотложенными сульфидами (чаще с халькопиритом) в поздних карбонатных жилках среди ортопироксена. Здесь она образует очень мелкие выделения, размер которых не превышает 15-20 мкм.

В отраженном свете фаза $CuFe_2S_4$ светло-желтого цвета с чуть коричневатым оттенком на желтом фоне халькопирита. Двуотражение в воздухе едва заметно, в иммерсии наблюдается более отчетливо. При скрещенных николях минерал слабо анизотропный. Внутренние рефлексы не наблюдаются. Коэффициенты отражения даны в табл. 1. Минерал $CuFe_2S_4$ имеет умеренно высокую отражательную способность и, подобно халькопириту и марказиту, аномальный тип с резким подъемом в желтой области спектра отражения.

Таблица 1. Дисперсия отражения минеральной фазы $CuFe_2S_4$, халькопирита и марказита.

Длина волны λ, нм	Неизвестный минерал $CuFe_2S_4$		Халькопирит	Марказит		Длина волны λ, нм	Минерал $CuFe_2S_4$		Халькопирит	Марказит	
	R_g'	R_p'	R	R_g	R_p		R_g'	R_p'	R	R_g	R_p
440	30.3	29.5	27.9	46.8	43.6	600	52.3	51.1	49.9	55.4	49.9
460	34.4	33.8	34.2	50.2	45.4	620	52.4	51.2	50.0	55.4	49.7
480	40.0	38.8	39.8	53.2	46.3	640	52.6	51.4	49.9	55.3	49.4
500	43.7	42.8	43.8	55.8	47.5	660	52.7	51.5	49.7	54.5	48.9
520	46.8	46.0	46.7	57.1	48.4	680	52.8	51.6	49.4	54.0	48.5
540	49.1	48.1	48.3	57.5	49.5	700	52.7	51.4	49.1	53.5	48.3
560	50.9	49.6	49.1	57.0	50.1	720	52.5	51.1	–	–	–
580	51.5	50.6	49.7	55.9	50.1	740	52.0	50.5	–	–	–

Примечание. Спектры отражения измерены на установке ПИОР (объектив 3b фирмы Лейтц с эффективной апертурой 0.1, направление колебаний поляризатора перпендикулярно плоскости падения). Эталон – пирит, аттестованный в НФЛ (Англия). Относительная погрешность измерения ± 1%. Коэффициенты отражения халькопирита и марказита по [3].

Твердость микровдавливания при нагрузке в 50 гс (ПМТ-3, тарирован по PbS) колеблется в пределах 569-741 кгс/мм^2 (n = 5), среднее 654 ± 86 кгс/мм^2, что соответствует 5-5.5 по шкале Мооса. По твердости превосходит халькопирит (165-260 кгс/мм^2), уступая пириту (1340-2400 кгс/мм^2) и марказиту (760-1680 кгс/мм^2). Результаты количественного анализа фазы $CuFe_2S_4$ из Ловноозерского месторождения и Ю.-Чернореченского известково-скарнового рудопроявления даны в табл. 2. Основные компоненты представлены S, Cu и Fe, постоянно присутствуют примеси Ni и Co. Формула рассчитана на сумму 7 атомов: $Cu_{0.969}(Fe_{1.934}Ni_{0.034}Co_{0.007})_{1.975}S_{4.056}$ и отвечает идеальной $CuFe_2S_4$, для которой расчетные содержания компонентов: Cu 20.94, Fe 36.80, S 42.26 (мас. %). Рассчитанная по эмпирической формуле плотность 4.524 г/см^3.

Таблица 2. Химический состав минеральной фазы $CuFe_2S_4$ (мас. %).

Элемент	Диапазон изменения	Среднее	Стандартное отклонение	Эталон	Состав по (Файнштейн, 2009)
S	42.84 – 43.65	43.15	0.41	Троилит	41.18
Fe	35.52 – 36.18	35.85	0.33	Троилит	33.95
Cu	19.87 – 20.62	20.44	0.37	Cu металл	21.47
Ni	0.39 – 0.89	0.65	0.25	Ni металл	0.64
Co	0.12 – 0.17	0.14	0.02	Co металл	0.50
Сумма		100.23			97.74

Примечание. Анализы выполнены на электронном микрозонде MS-46 «Cameca» в ГИ КНЦ РАН (г. Апатиты).

Индицирование линий дебаеграммы производилось на основе параметров элементарной ячейки, приведенных в [4] для аналогичного сульфида. Вероятно, эти параметры были получены монокристальным методом (a=6.21 Å, b=5.38 Å, c= 13.64 Å, β=95°, сингония моноклинная, пространственная группа $P2/m$). Соответственно, все линии проиндицированы в моноклинной сингонии для возможных пространственных групп: $P2$, $P2_1$, Pm, $P2/m$ *или* $P2_1/m$. Получены параметры элементарной ячейки: a = 6.260(4) Å, b = 5.389(5) Å, c = 13.193(12) Å, β = 94.88°(7), V = 443.5(4), Z = 4. Они согласуются с данными Г.Г. Файнштейна.

Таким образом, условия нахождения, характер взаимоотношений с другими сульфидами и тесная ассоциация с карбонатными минералами (сидеритом и доломитом) позволяют предположить, что соединение $CuFe_2S_4$ является поздним минералом и развивается по халькопириту в условиях дополнительного поступления в систему Fe и S. Его образование и появление метакристаллов «пористого» пирита обусловлены наложенными низкотемпературными процессами с участием метаморфогенно-гидротермальных растворов с летучими.

Работа выполнена при поддержке интеграционного проекта ОНЗ РАН 2.1.

Список литературы

1. Яковлев Ю.Н., Яковлева А.К., Балабонин Н.Л. и др. Медно-никелевые руды в гранулитовом комплексе. Л.: Наука, 1979. 208 с.
2. Яковлев Ю.Н., Яковлева А.К., Нерадовский Ю.Н. и др. Минералогия сульфидных медно-никелевых месторождений Кольского п-ова. Л.: Наука, 1981. 352 с.
3. Чвилева Т.Н., Безсмертная М.С., Спиридонов Э.М. и др. Справочник-определитель рудных минералов в отраженном свете. М.: Недра, 1988. 504 с.
4. Файнштейн Г.Г. Прогнозная оценка качества магнетитового сырья методами технологической минералогии на ранних стадиях геологического изучения рудопроявлений на примере объектов Прип. и Ср. Урала // Автореф. дис. уч. ст. к.г.-м.н.. М., 2009. 23 с.

МОРФОГЕНЕТИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ САМОРОДНОГО ЗОЛОТА ИЗ СКАРНОВ СЕВЕРНОГО ФЛАНГА ТЫРНЫАУЗСКОГО РУДНОГО ПОЛЯ

Парада С.Г., Столяров В.В.

Институт аридных зон ЮНЦ РАН, г. Ростов-на-Дону, parada@ssc-ras.ru

Важнейшими типоморфными признаками самородного золота являются морфология и морфометрия частиц. Но до сих пор изучались в основном частицы крупного размера (> 0.5 мм) [1, 3, 4, 7]. Изучение важнейших морфолого-морфометрических характеристик более мелких частиц сдерживается трудоемкостью их извлечения и ограниченными возможностями объемного (3D) изучения существующими методами оптической и электронной микроскопии, которые дают увеличенное изображение плоской поверхности образца. Этот недостаток можно устранить с помощью лазерного конфокального сканирующего микроскопа, созданного для биологических исследований. Изображение строится методом конфокальной микроскопии – путем последовательной съемки частей объекта, находящихся в фокусе на разной высоте. Сканирование происходит сверху вниз, после чего все изображения «сшиваются», образуя двумерную картину, а данные о «высоте» (т.е. вертикальном положении окуляра) позволяют сформировать 3D визуализацию частиц.

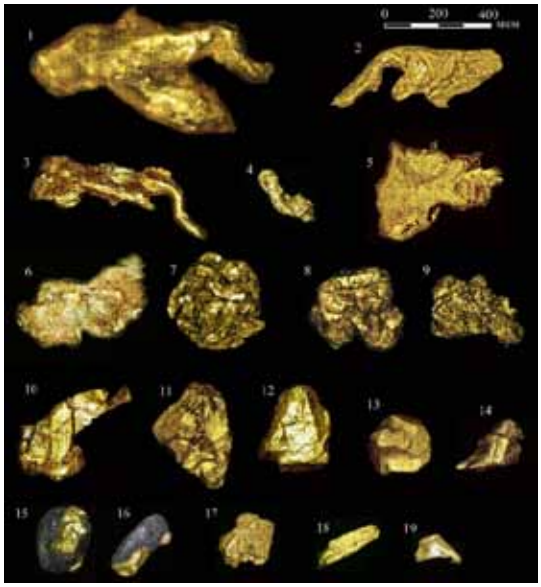


Рис. 1. Самородное золото из золото-скарновых руд Северного фланга Тырныаузского рудного поля.

Впервые нами использован ЛКСМ (KEYENCE VK-9700) для изучения мелких частиц самородного золота из нового типа золото-скарновых руд Северного фланга Тырныаузского рудного поля, характеристика которых дана в [2, 5, 6]. Визуализация частиц самородного золота дана на рис. 1, их морфометрические характеристики – в табл. 1. В соответствии с классификацией [7] и уточнениями [1] их можно отнести к двум морфотипам: 1) идиоморфному (кристаллы, их сростки, дендриты), 2) неправильному (подчиненному формам заполняемых золотом полостей). В составе 1-го типа нами выделяются частицы, которые можно отнести к следующим морфогенетическим видам [7]: 1) кристаллы и 2) плохо ограненные и округлые индивиды и сростки; в составе неправильного типа выделяются частицы, отнесенные к 3) цементационному и 5) интерстициальному морфогенетическим видам.

Кристаллы

Из выделенных частиц самородного золота к кристаллам можно отнести только одну, представленную на рис. 1 под № 13. Это ромбододекаэдр, образованный гранями 110. Он представляет правильную (изометричную) разновидность, что обусловлено свободным ростом в пустотах или метасоматическим замещением вмещающей среды.

Плохо ограненные и округлые индивиды и сростки

К этому морфогенетическому виду можно отнести почти половину частиц самородного золота (№ 1-4, 6, 15, 16), которые представляют все разновидности. Общим критерием отнесения частиц к данному виду послужили их округленные формы, контуры которых не подчиняются формам трещин или интерстиций. Предполагается, что они возникают, если вершины и ребра октаэдров притупляются множеством граней [7]. К изометричным (каплевидным) отнесена частица № 15, к лепешковидной – частица № 6. Частицы № 4 и 16 можно отнести к вытянутой (пальцевидной), а частицы № 1-3 к амебообразной разновидностям. Установлено [7], что округлые кристаллы и сростки характерны для глубинных месторождений и имеют метасоматическое происхождение. В рудах близповерхностных месторождений они почти отсутствуют, сменяясь более ограненными индивидами. Вместе с тем, амебовидные формы могут располагаться вместе с поздними сульфидами в интерстициях агрегатов и слагающих их зернах вдоль трещин спайности, а округлые изометричные, удлиненные (пальцевидные) и лепешковидные индивиды имеют метасоматическое происхождение.

Цементационный вид

Он образуется в брекчиях и на пересечениях трещин и характерен для малоглубинных месторождений [7]. Золотины, располагающиеся в брекчиях кварца и сульфидов ранних ассоциаций, имеют угловатые, близкие к изометричной формы, повторяющие формы полостей. Сходный вид имеют частицы золота, приуроченные к пересечениям различно ориентированных трещин в рудных телах, где агрегаты более ранних минералов испытали дробление. Основным критерием отнесения частиц самородного золота к данному цементационному морфогенетическому виду является их изометричность. Таких частиц пять: № 5, 7-9 и 11. Среди них отмечаются разновидности: 5 – комковидная плотная, с угловатыми ограничениями и небольшим количеством коротких ответвлений, придающим частице паукообразность, что характерно для золота, образовавшегося в слабо деформированных агрегатах силикатных минералов; 7-9 и 11 – комковидные частицы ячеистого и петельчатого строения. Эти частицы представляют собой сростки мелких ксеноморфных золотин, между которыми заключены зерна и обломки вмещающих минералов. Петельчатые выделения представляют крайние члены ряда усложняющихся по морфологии комковидных частиц золота, связанные с другими разновидностями постепенными переходами. Отмечается [7], что ячеистые и петельчатые комковидные агрегаты представляют одну из характерных для эпитермальных руд морфологическую разновидность выделений золота. Ячеистые сростки комковидных золотин характерны для богатых руд умеренносульфидных формаций. Петельчатые формы менее распространены и развиты преимущественно в зонах рудных столбов.

Таблица 1. Морфометрическая характеристика частиц самородного золота из золото-скарновых руд Северного фланга Тырныаузского рудного поля.

№ образца	Длина (мкм)	Ширина (мкм)	Высота (мкм)	Вес (мг)	Объем (куб. мкм)	Площадь рельефа (кв. мкм)	Площадь проекции на горизонтальную плоскость (кв. мкм)	Коэф. неровности
1	900	450	334	0.55	34297871	13083540	238468	55
2	850	220	276	0.17	10763286	5765028	83839	69
3	680	200	262	0.18	11384746	7364672	85315	86
4	260	100	60	0.002	143768	242190	20484	12
5	450	350	367	0.35	22117550	2490278	108796	23
6	530	250	175	0.19	11715827	884728	110564	8
7	350	350	382	0.33	20737493	3562927	96710	37
8	350	300	366	0.34	21270715	5781590	86713	67
9	350	250	252	0.15	9127506	3096124	64855	48
10	430	280	200	0.11	7052563	1507888	74498	20
11	410	280	300	0.22	13905640	2804744	77260	36
12	330	250	134	0.09	5676990	1182161	67755	17
13	150	220	160	0.06	3949340	485829	42615	11
14	300	150	148	0.04	2565238	696793	28702	24
15	250	200	178	0.07	4523418	358386	44246	8
16	280	110	248	0.07	4558141	530971	29129	18
17	220	210	107	0.03	1740734	262208	30027	9
18	270	70	74.3	0.01	758360	150746	18886	8
19	180	100	39	0.005	282169	64761	12521	5

Интерстициальный вид

Все частицы этого вида отнесены к разновидности неправильных выделений с отпечатками кристаллов других минералов: № 10, 12, 14, 17-19. Главными критериями такого отнесения были слабо уплощенная клиновидная форма с коэффициентом уплощенности 1.9-2.6 и наличие отпечатков вмещающих минералов. Хорошо видны отпечатки кристаллов граната и кальцита. Таковыми являются ромбической формы углубления, оставшиеся от граней кристаллов граната: № 12 и 19. Следы кристаллов карбоната

проявляются на поверхности золота в виде ромбоэдрических углублений: № 10 и 14. Отнесенные к интерстициальной разновидности частицы являются наиболее мелкими.

По данным табл. 1 вычислены коэффициенты изометричности частиц: а – коэффициент уплощенности как отношение средней по длине оси к самой короткой (ширина к высоте) и б – коэффициент удлиненности как отношение самой длинной оси к средней по длине (длина к ширине). Они позволяют оценить степень изометричности частиц золота. По ним частицы можно объединить в три группы: 1) изометричные (а 1.0-1.1; б 1.0-1.4); 2) уплощенно-удлиненные (а 1.0-1.4; б 2.0-3.7); 3) уплощенно-изометрические (а 1.9-2.6; б 1.0-1.8). Из всех частиц к изометричной группе относятся № 5, 7-9, 11, 13, 15; к уплощенно-удлиненной № 1-4, 6, 18; к уплощенно-изометричной № 10, 12, 14, 16, 17, 19. Ни одна из групп не попадает в наиболее широко распространенный трещинный вид выделений самородного золота, даже если в качестве коэффициента уплощенности взять отношение самой длинной оси к самой короткой [7]. Даже тогда полученные значения (1.1-4.6) ни для одной из частиц золота не достигают необходимых значений 5-20. Поэтому ни одна из частиц не может быть названа таблитчатой, пластинчатой, чешуйчатой или пленочной и отнесена к трещинному (прожилковому) виду.

Таким образом, свободное золото в скарновых рудах Зыгыркольской проявлено в виде идиоморфных кристаллических, плохо ограненных и округлых форм, а также ксеноморфных комковатых массивных, ячеистых и петельчатых частиц и интерстициальных выделений. Изометричные формы золота сформировались, вероятно, в начале поздней стадии, когда в пустотах мелкозернистых агрегатов могли существовать условия для его кристаллизации. Их образование происходило при средне- или малоглубинных условиях на фоне низкого давления и резкого падения температуры. Неправильный тип золота выделился в конце процесса рудообразования в сформировавшейся среде. Золото отлагалось в местах, где тектонические подвижки приводили к локальному растрескиванию и дроблению ранее образовавшихся минеральных агрегатов.

Список литературы

1. Гамянин Г.Н. Минералого-генетические аспекты золотого оруденения Верхояно-Колымских мезоид. М.: ГЕОС, 2001. 222 с.
2. Маркин М.Ю., Столяров В.В., Шишкалов И.Ю. Геологические условия локализации золотого оруденения северного фланга Тырныаузского рудного поля // Вестник ЮНЦ РАН. 2014. Т. 10. № 2. С. 44-51.
3. Николаева Л.А., Яблокова С.В. Типоморфные особенности самородного золота и их использование при геологоразведочных работах // Руды и металлы. 2007. № 6. С. 41-57.
4. Парада С.Г. Геоморфологический аспект гранулометрического состава золота в россыпях // Геоморфология. 2008. № 4. С. 48-54.
5. Парада С.Г., Столяров В.В. О роли палеозойских интрузий в локализации золотоносных минерализаций на северном фланге Тырныаузского рудного поля // Вестник ЮНЦ РАН. 2012 Т. 8. № 2. С. 33-41.
6. Парада С.Г., Столяров В.В. О связи золотого оруденения северного фланга Тырныаузского месторождения с интрузивными комплексами, Кабардино-Балкарская Республика // Докл. АН. 2012. Т. 445. № 4. С. 437-440.
7. Петровская Н.В. Самородное золото. Общая характеристика, типоморфизм, вопросы генезиса. М.: Наука, 1973. 346 с.

РАННЕПРОТЕРОЗОЙСКИЕ ЩЕЛОЧНЫЕ ПОРОДЫ ЦЕНТРАЛЬНО-КОЛЬСКОГО БЛОКА: ПЛУТОН ЧАГВЕ-УАЙВ

Петровский М.Н., Петровская Л.С., Елизаров Д.В.

Геологический институт КНЦ РАН, г. Апатиты, petrovskiy@geoksc.apaptity.ru

Щелочной массив Чагве-Уайв (рис. 1) располагается в 100 км к СЗ от г. Мурманска на водоразделе р. Зап. Лица и Титовка и слагает шток, хорошо дешифрирующийся на аэро- и космоснимках, размер интрузии 2 × 1.5 км. Обнажённость массива очень плохая. Но часть массива вскрыта небольшим заброшенным карьером по добыче облицовочного камня и старыми разведочными зачистками и канавами, пройденными в конце 1990-х.

Щелочные породы тундры Чагве-Уайв открыты в 1899 г. проф. Б.А. Поповым [1]. Но собранные им материалы не были подробно изучены и опубликованы. Последующий этап изучения массива связан с име-

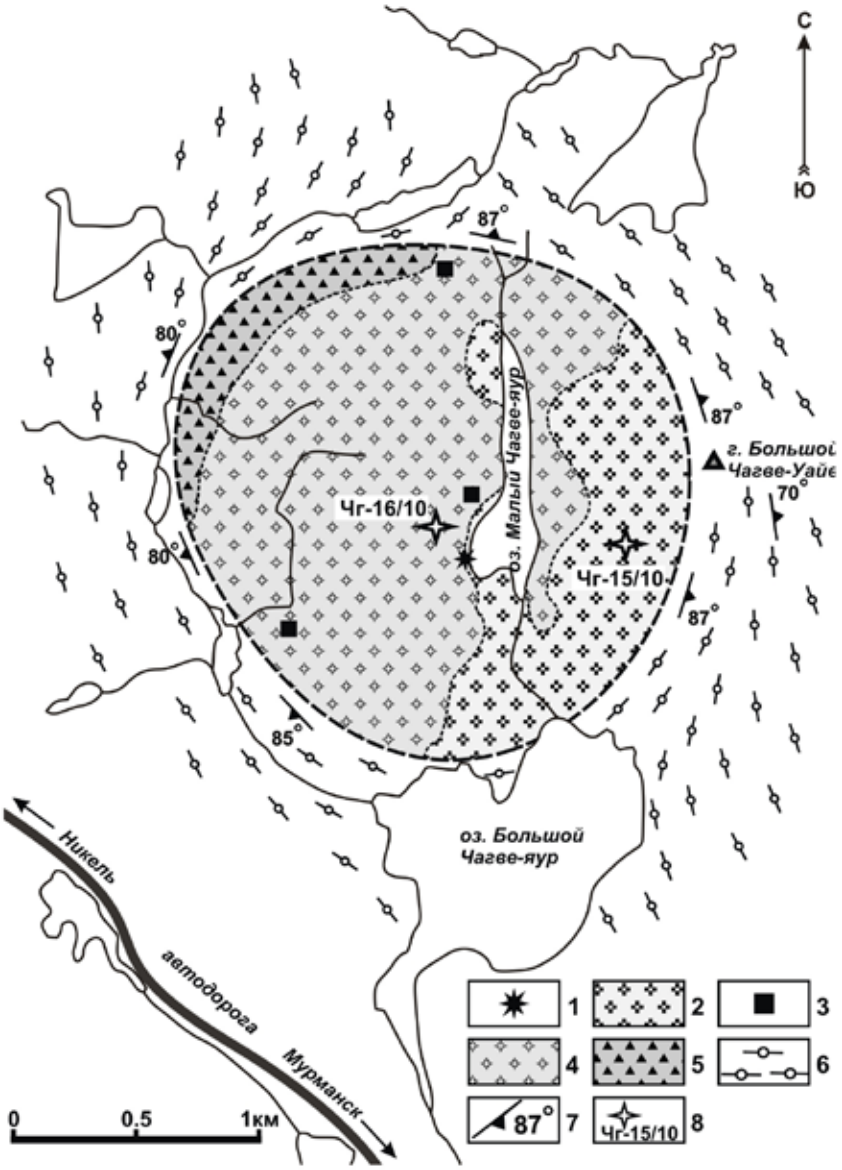


Рис. 1. Геологическая карта массива Чагве-Уайв, построена по наблюдениям автора и [2, 3].

1-5 породы массива: 1 – жила цирконовых силекситов, 2 – амфибол-клинопироксеновые кварцевые альбитовые сиениты и граносиениты, 3 – жилы сиенитовых пегматитов, 4 – клинопироксеновые сиениты и амфибол-клинопироксеновые кварцевые монцониты, 5 – биотит-клинопироксеновые сиениты; 6 – гранулито-гнейсовый комплекс Ц.-Кольского блока; 7 – элементы залегания гнейсовидности; 8 – места отбора геохронологических проб.

нем А.А. Полканова, который совершил в 1925 г. его маршрутное пересечение. Результаты исследований он опубликовал в 1938 г. [1]. В этой статье впервые дана геологическая и петрографическая характеристика главных разновидностей горных пород массива, обсужден их генезис. А.А. Полканов разделил породы массива на три возрастные группы: серых альбитовых граносиенитов 1-ой генерации, розовых кварцевых нордмаркитов 2-ой генерации и 3-я группа жильных пород, представленная кварцевыми с эгирин-авгитом (по-видимому, силекситы) и пегматитовыми жилами. Неясно, почему А.А. Полкановым выделена именно такая возрастная последовательность пород, потому как в статье приводятся данные об альбитизации нордмаркитов на контакте с граносиенитами и прорывании нордмаркитов граносиенитами [1]. Должна быть другая последовательность – сначала нордмаркиты, затем граносиениты.

В дальнейшем изучением массива занимался В.Б. Дагелайский, посетивший массив в 1961 г. Им установлены новые петрографические разновидности пород. Он обнаружил развитые вдоль СЗ контакта биотитовые граносиениты; установил шлиры щелочных эгирин-диопсидовых клинопироксенитов и выявил, что кварцевые с эгирин-диопсидом жилы обогащены цирконом и титанитом, а размер зёрен циркона достигает 3 см [2]. Полученный K-Ar методом по биотиту возраст пород массива, как для граносиенитов,

так и для сиенит-пегматитов, составил 1780 млн. лет [2]. Но последовательность главных фаз плутона он оставил ту же: альбитовые граносиениты – 1-я фаза; альбитизированные кварц-нордмаркиты – 2-я фаза. Больше исследованием Чагве-Уайвского массива никто не занимался.

Нами получены следующие результаты. В щелочном массиве Чагве-Уайв авторами выделены четыре самостоятельные магматические фазы.

1-я фаза щелочно-ультраосновная. На современном эрозионном срезе наблюдается только в виде ксенолитов в породах всех последующих фаз. Представлена биотит – рихтерит – эгирин-авгитовыми клинопироксенитами. Химический состав пород дан в табл. 1. Породы умеренно-железистые ($F_{\#}$ = 46-48 атм.%) и относятся к щелочной Na серии (n = 100·Na_2O / (Na_2O + K_2O) = 82-85 атм. %) лейцит-нормативной группы.

Таблица 1. Химический состав пород массива Чагве-Уайв (мас. %).

Компоненты	1-я фаза		2-я фаза	3-я фаза					4-я фаза			
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
SiO_2	52.07	51.25	62.37	60.05	61.55	65.30	63.85	66.78	66.98	67.72	68.76	76.40
TiO_2	0.15	0.19	0.62	0.60	0.15	0.05	1.27	0.01	0.20	0.23	0.09	0.92
Al_2O_3	1.82	1.54	12.05	12.11	12.16	14.39	14.38	15.72	14.07	14.00	14.52	1.04
Fe_2O_3	7.93	8.01	3.22	4.66	4.59	2.90	2.84	2.18	4.19	3.65	3.15	2.69
FeO	6.35	6.37	3.60	4.60	3.44	2.01	3.35	0.55	1.57	1.44	1.23	2.49
MnO	0.41	0.38	0.17	0.14	0.03	0.02	0.02	0.01	0.03	0.03	0.02	0.16
MgO	8.55	8.59	3.30	2.15	2.33	0.93	0.90	0.10	0.54	0.49	0.15	0.31
CaO	16.49	16.88	2.66	4.83	3.38	1.61	1.56	0.21	1.71	1.44	0.27	2.91
Na_2O	3.66	3.80	3.13	3.81	4.27	5.23	5.19	3.85	9.88	9.89	10.43	1.93
K_2O	1.22	1.05	7.82	6.55	7.71	6.67	6.42	10.33	0.42	0.35	0.71	0.05
P_2O_5	0.09	0.10	0.09	0.05	0.05	0.02	0.03	0.02	0.05	0.05	0.03	0.02
S	0.15	0.13	0.05	0.06	0.16	0.04	0.04	0.13	0.09	0.17	0.08	0.19
F	0.04	0.50	0.02	0.03	0.02	0.03	0.03	0.01	0.03	0.02	0.01	0.01
SrO	0.06	0.06	0.02	0.06	0.04	0.03	0.03	0.06	0.07	0.09	0.04	0.06
ZrO_2	0.02	0.02	0.01	0.01	0.01	0.01	–	0.01	–	0.01	0.04	10.54
H_2O^+	0.22	0.32	0.38	0.16	0.10	0.60	0.15	0.03	0.25	0.23	0.39	0.57
H_2O^-	0.69	1.04	0.45	0.08	0.04	0.11	0.16	0.06	0.28	0.17	0.17	0.03
Сумма	99.92	99.87	99.96	99.95	100.03	99.95	100.22	100.06	100.36	99.98	100.09	100.32

Примечания. 1-2 – биотит-амфиболовые клинопироксениты, 3 – биотит-клинопироксеновые сиениты, 4-5 – клинопироксеновые сиениты, 6-7 – кварцевые амфибол-клинопироксеновые монцониты, 8 – пегматиты сиенитов, 9-10 – кварцевые альбитовые сиениты, 11 – фаялитсодержащие граносиениты, 12 – цирконовые силекситы.

2-я фаза представлена биотит – эгирин-авгитовыми сиенитами, развитыми вдоль СЗ контакта массива. Породы умеренно-железистые ($F_{\#}$ = 48-52 атм. %) и относятся к щелочной K серии (n = 33-37 атм. %) кварц-нормативной группы.

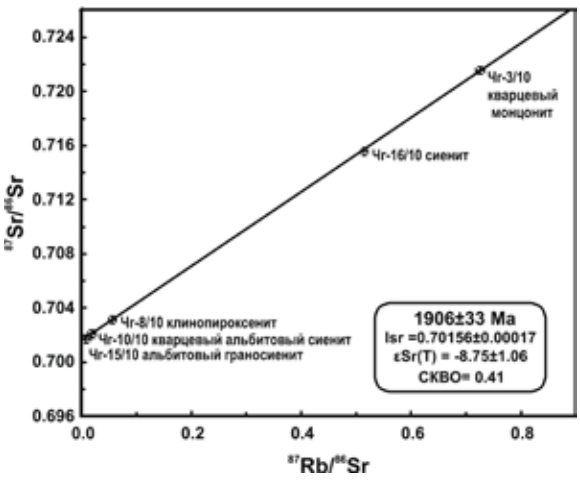


Рис. 2. Изохронная Rb-Sr диаграмма для пород массива Чагве-Уайв.

3-я (главная) фаза сложена эгирин-авгитовыми сиенитами, амфибол – эгирин-авгитовыми кварцевыми монцонитами и сиенитовыми пегматитами, породы серии слагают основную часть массива. Они характеризуются высокой железистость ($F_{\#}$ = 63-79 атм. %) и относятся к щелочной K-Na серии кварц-нормативной группы. Породы 3-й фазы секутся дайками серых кварцевых альбитовых сиенитов.

4-я фаза сложена амфибол-эгириновыми кварцевыми альбитовыми сиенитами, амфибол-эгириновыми с фаялитом граносиенитами и амфибол-эгирин-цирконовыми силекситами, породы серии слагают ВЮВ часть массива. Они характеризуются высокой железистость ($F_{\#}$ = 85-94 атм. %) и относятся к щелочной Na серии (n = 95-99 атм. %) кварцнормативной группы. Силекситы содержат рудные концен-

трации ZrO_2 достигающие 10 мас. %. Размер кристаллов циркона в силекситах обычно равен 1-2, но может быть и более 5 см.

Для пород массива авторами получены первые Sm-Nd и Rb-Sr изотопные данные, модельные возраста составили 1.82-2.34 млрд. лет, а Rb-Sr изохронный возраст по породам массива составил 1906 ± 33 Ma, при I_{Sr} = 0.70156 ± 0.00017 (рис. 2). Полученная датировка согласуется с возрастом остальных проявлений раннепротерозойского щелочного магматизма в регионе [3].

Исследования выполнены при финансовой поддержке программы № 9 ОНЗ РАН.

Список литературы

1. Арзамасцев А.А., Беа Ф., Арзамасцева Л.В. и др. Протерозойский полифазный массив Гремяха-Вырмес, Кольский п-ов: пример смешения базитовых и щелочных мантийных расплавов // Петрология. 2006. Т. 14. № 4. С. 384-414.
2. Дагелайский В.Б. Плутон щелочных пород Чагве-Уайв, Кольский п-ов / Геология и геохронология докембрия. Тр. ЛАГЕД. Вып. 19. М.-Л.: Наука, 1964. С. 288-296.
3. Полканов А.А. Плутон щелочных пород Чагве-Уайв // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1938. № 5-6. С. 771-801.

КОНТОЗЕРСКАЯ ВУЛКАНО-ПЛУТОНИЧЕСКАЯ АССОЦИАЦИЯ: ЩЕЛОЧНЫЕ ИНТРУЗИВНЫЕ СЕРИИ И ИХ ВЗАИМООТНОШЕНИЕ С ЭФФУЗИВНЫМ МАГМАТИЗМОМ

Петровский М.Н., Петровская Л.С., Базай А.В.

Геологический институт КНЦ РАН, г. Апатиты, petrovskiy@geoksc.apaptity.ru

Установлено, что интрузивный комплекс Контозерской вулкано-плутонической ассоциации (рис. 1) является полифазным. Первые две фазы сложены дифференцированными магматическими сериями (турьяитовая и нефелинсиенитовая), третья фаза не дифференцирована и сложена однородными высокощелочными нефелиновыми сиенитами. Разница во времени между ранней и завершающей сериями составляет около 10 млн. лет. Возраста по биотиту $^{40}Ar/^{39}Ar$: для нефелиновых клинопироксенитов 1-й фазы 381.4 ± 3.9 млн. лет; для нефелиновых сиенитов 2-й фазы 381.3 ± 3.9 млн. лет; для высокощелочных нефелиновых сиенитов 3-й фазы 371 ± 4 млн. лет [6, 8].

Породы турьяитовой серии образуют дифференцированный ряд якупирангит – мельтейгит – ийолит – турьяит (рис. 2). Они характеризуются низким коэффициентом агпаитности 0.65-0.98 и отсутствием агпаитовых темноцветных минералов, клинопироксен представлен диопсидом. Железистость пород меняется от 16 атм. % в якупирангитах до 42 атм. % в турьяитах. Для пород серии характерна высокая недосыщенность кремнезёмом – в норме все содержат мелилит. Как минерал он в значимых количествах присутствует только в ийолитах (5-10 об. %) и турьяитах (до 25), в мельтейгитах он встречается в виде единичных зёрен, в якупирангитах не обнаружен. Эти особенности указывают на то, что исходный расплав серии изначально принадлежал к системе *di-ak-fo-ne-aq* и имел миаскитовый состав. Среди эффузивов Контозера нами установлены только две разновидности пород с мелилитом – оливиновые меланефелиниты и мелилит-фоидные щелочные пикриты. На диаграмме TAS (рис. 2) видно, что щелочные пикриты лежат в стороне от тренда дифференциации и характеризуются большей недосыщенность кремнеземом, чем породы серии. Меланефелиниты попадают на тренд дифференциации и занимают промежуточное положение между якупирангитами и мельтейгитами.

Для щелочных пикритов коэффициент агпаитности > 1 (1.05-1.11), для меланефелинитов, как и для пород серии, он < 1 (0.80-0.91). Исходя из этих петрохимических особенностей, в качестве кандидата на исходный расплав для турьяитовой серии могут рассматриваться только меланефелиниты. Кристаллизации расплавов пород серии, меланефелинитов и щелочных пикритов описывается системой *di-ak-fo-ne-aq*. Для этой системы опубликованы: схема кристаллизации, $P(H_2O)$-T проекция и ряд изобарических сечений [2, 5]. Исходя из того, что температура кристаллизации пород серии по Ol-Cpx-геотермометру [7] равна 1100-1300 ° С, в минеральном составе пород отсутствует магматический амфибол, а температура «нонвариантной» точки Di+Ne+Ol+Mel в системе *di-ak-fo-ne-aq* при 1атм равна 1145 ° С [5], для анализа эволюции трендов кристаллизации выбрано сечение системы *di-ak-fo-ne-aq* при низком давлении воды $P(H_2O)$ < 75 МПа и Т около 1200 ° С, т.е. до появления на ликвидусе амфибола. Анализ кристаллизации расплавов щелочных пикритов и меланефелинитов показал следующие тренды по стадиям выделения минералов:

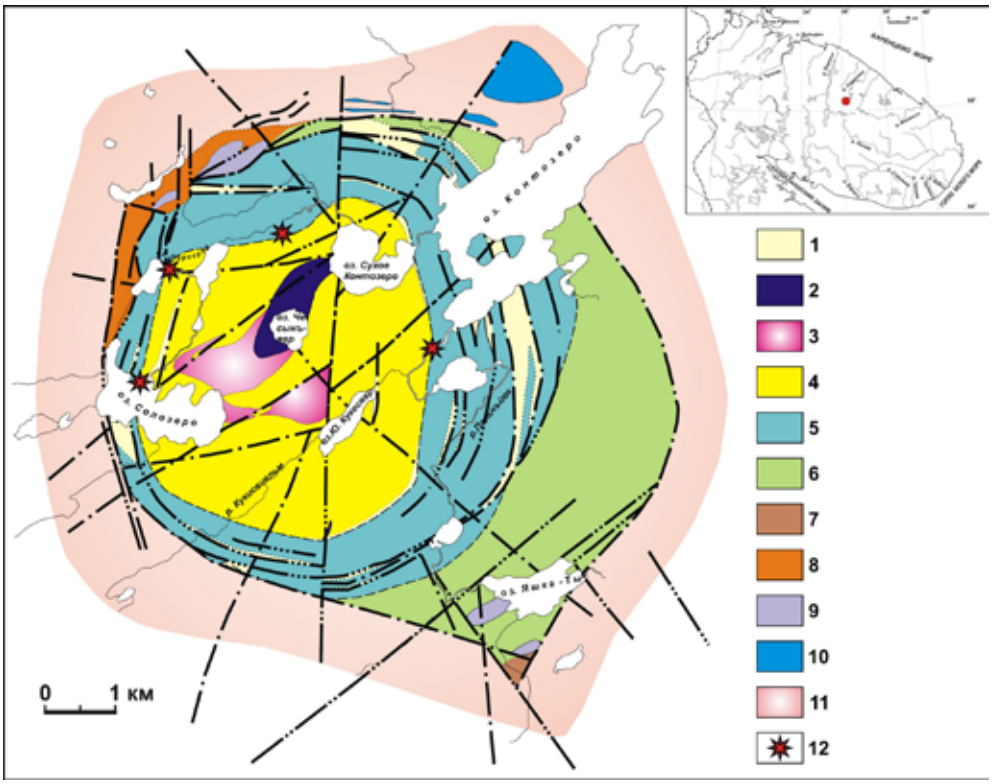


Рис. 1. Схема геологического строения Контозерской палеокальдеры по материалам СЗТГУ (Л.Г. Сапрыкина, 1978) с авторскими дополнениями.

1 – цеолит-анкерит-доломитовые метасоматиты по зонам разломов; 2 – трубки взрыва оливин-флогопитовых пикритов; 3-6 – контозерская свита: 3 – карбонатитовые агломератовые туфы и туфобрекчии жерловой фации, 4 – верхняя карбонатитовая толща; 5 – средняя мелилититовая толща; 6 – нижняя авгититовая толща; 7 – терригенно-вулканогенная толща ловозерской свиты; 8 – нерасчленённые нефелиновые сиениты, пуласкиты и малиньиты; 9 – нерасчленённые якупирангиты, мельтейгиты, ийолиты и турьяиты; 10 – габбро-клинопироксенитовые интрузии низкой щелочности; 11 – вмещающие гнейсы и гранито-гнейсы позднеархейского возраста; 12 – коренные выходы эвдиалитовых фонолитов.

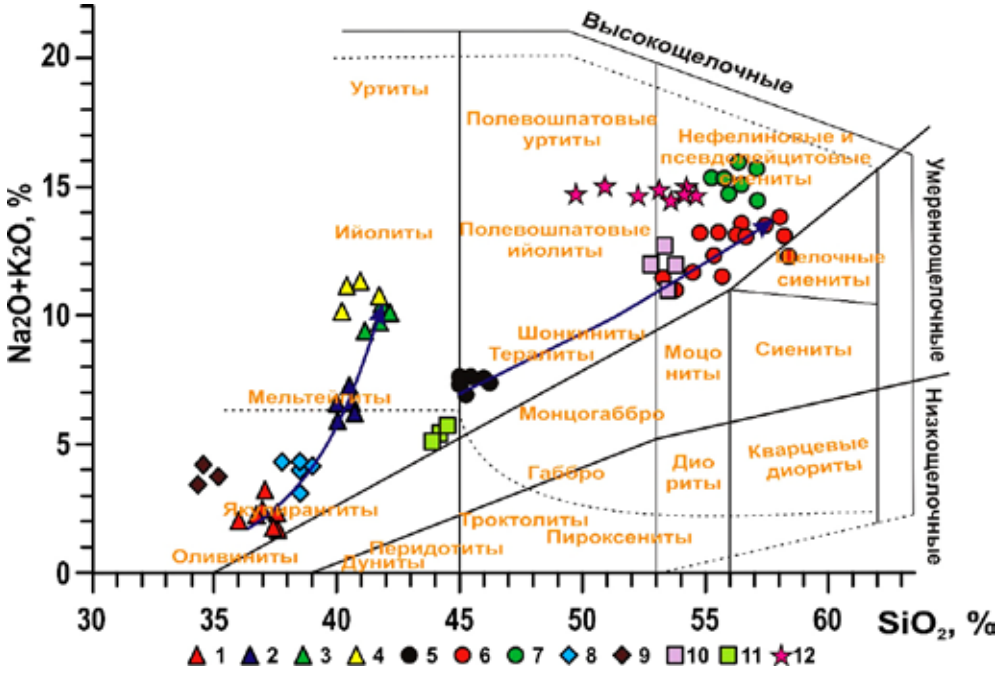


Рис. 2. Диаграмма TAS для пород Контозерской вулкано-плутонической ассоциации.

1-7 – интрузивный комплекс: 1 – якупирангиты, 2 – мельтейгиты, 3 – ийолиты, 4 – турьяиты, 5 – малиньиты, 6 – нефелиновые сиениты и пуласкиты, 7 – высокощелочные нефелиновые сиениты; 8-12 – эффузивный комплекс: 8 – оливиновые меланефелиниты, 9 – мелилитит-фоидные пикриты, 10 – тефритовые фонолиты, 11 – тефриты, 12 – эвдиалитовые фонолиты. Стрелками показаны направления дифференциации магматических серий.

1) щелочных пикритов I (L+Ol+V) → II (L+Ol+Aeg-Di+V) → III (L+Ol+Aeg-Di+Mel+V) → IV (L+Fo+Aeg-Di+Mel+Ne+V);
2) меланефелинитов I (L+Di+V) → II (L+Di+Ne+V) → III (L+Di+Ne+Ol+V) → IV (L+Di+Ne+Ol+Mel+V).

Эти тренды, при кристаллизационной дифференциации, образуют соответствующие породные серии:
1) оливиниты – верлиты – Ol-клинопироксениты – Ol-ункомпагриты – Ol-Mel-ийолиты;
2) клинопироксениты – Ne-клинопироксениты – мельтейгиты – Ol-Mel-ийолиты – Ol-турьяиты.

Видно, что тренд кристаллизационной дифференциации меланефелинитового расплава наиболее точно отвечает магматической серии 1-й фазы Контозерского интрузивного комплекса. Породы нефелинсиенитовой серии образуют грубо расслоенную толщу трахитоидных малиньитов – нефелиновых сиенитов (рис. 3).

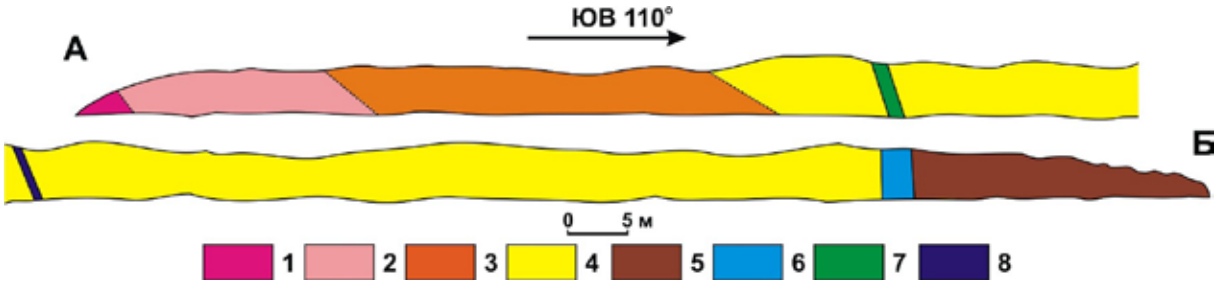


Рис. 3. Геологический разрез интрузивного комплекса в западной части Контозерской палеокальдеры.

1-2 породы 2-й фазы: 1 – меланократовые малиньиты, 2 – мезократовые малиньиты, 3 – меланократовые нефелиновые сиениты, 4 – пуласкит-нефелинсиенитовый слой; 5 – высокощелочные нефелиновые сиениты 3-й фазы; 6 – карбонатизированные и флюоритизированные милониты по нефелиновым сиенитам; 7 – дайка фонолитов; 8 – дайка авгититов.

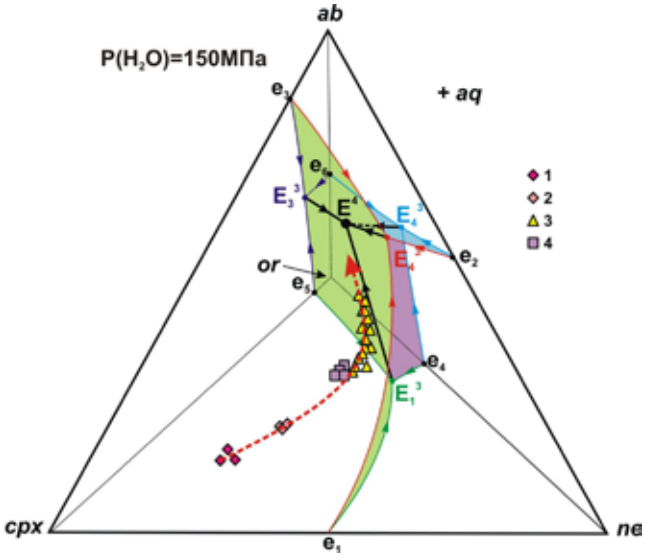


Рис. 4. Изобарическое сечение диаграммы состояния системы *ab-cpx-ne-or-aq* (мас.%) при $P(H_2O)$ = 150 МПа с упрощениями [3]. 1 – меланократовые малиньиты, 2 – малиньиты, 3 – нефелиновые сиениты и пуласкиты; 4 – тефритовые фонолиты. Красной линией показан тренд эволюции состава 2-й фазы.

На TAS-диаграмме точки составов располагаются в области высокощелочных пород и образуют дифференцированный ряд с разрывом по содержанию SiO_2 (рис. 2), что, скорее всего, объясняется кумулусной природой малиньитовых слоёв. Все породы этой серии относятся к агпаитовому ряду, коэффициент агпаитности равен 1.02-1.13 и характеризуются значительно меньшей недосыщенностью кремнезёмом (нефелин-нормативная группа), чем породы турьяитовой серии. Железистость пород меняется от 54 атм. % в малиньитах до 70 атм. % в нефелиновых сиенитах.

Температура и давление кристаллизации пород определены по двуполевошпатовому геотермобарометру [1] и нефелин-полевошпатовому геотермометру [4] и равны $P(H_2O)$ = 100-150 МПа, T = 800-950 ºC. Анализ тренда кристаллизации пород серии на изобарическом сечении диаграммы состояния системы *ab-cpx-ne-or-aq* (рис. 4) указывает на кумулусный характер малиньитов. Нефелиновые сиениты и пуласкиты отвечают этапу кристаллизации расплава на котектике Cpx-Ne-Kfsp. Исходным расплавом для нефелинсиенитовой серии, скорее всего, была магма тефритовых фонолитов, на что указывает расположение их точек на трендах кристаллизации этой магматической серии (рис. 2 и 4).

Список литературы

1. Дубровский М.И. Двуполевошпатовый термобарометр для магматических пород // Докл. АН. 1977. Т. 203. № 5. С. 1175-1178.

2. Дубровский М.И. Фазовая диаграмма системы *q-ne-fo-mo-aq* – часть расширенного «базальтового» тетраэдра при P_{H2O} = 0-6 кбар // Зап. РМО. 2007. № 3. С. 36-60.
3. Дубровский М.И. Фазовая диаграмма системы SiO_2-$NaAlSiO_4$-$KAlSiO_4$-$CaMgSiO_4$-$CaFeSiO_4$-H_2O при P_{H2O} = 0-7 кбар // Зап. РМО. 2009. № 2. С. 14-32.
4. Зырянов В.Н. Фазовое соответствие в системах щелочных полевых шпатов и фельдшпатоидов. М.: Наука, 1981. 219 с.
5. Йодер Х. Мелилитсодержащие породы и родственные им лампрофиры // Эволюция изверженных пород. М.: Мир, 1983. С. 381-399.
6. Arzamastsev A.A., Petrovsky M.N. Alkaline volcanism in the Kola Peninsula, Russia: paleozoic Khibiny, Lovozero and Kontozero calderas // Вестник МГТУ. 2012. Т. 15. № 2. С. 277-299.
7. Mori T., Green D.N. Laboratory duplication of phase equilibrium observed in natural garnet lherzolites // J. Geol. 1978. V. 86. P. 83-97.
8. Petrovsky M.N., Savchenko E.E., Kalachev V.Yu. Problem of formathion of eudialyte-bearing phonolites of Kontozero carbonatite paleo-volcano, Kola Peninsula // Geol. Ore Deposits. 2012. N 7. P. 540-556.

О ВЛИЯНИИ СТРУКТУРЫ ФУНДАМЕНТА ВОСТ.-ЕВРОПЕЙСКОЙ ПЛАТФОРМЫ НА КОНФИГУРАЦИЮ ЕЕ ГРАНИЦ НА ПРИМЕРЕ ПРИУРАЛЬСКОЙ ОКРАИНЫ

Пыстин А. М., Пыстина Ю. И.

Институт геологии Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкарский госуниверситет, г. Сыктывкар, pystin@geo.komisc.ru

Для оценки влияния структуры фундамента любой платформенной области на конфигурацию ее границ в первую очередь необходимо ответить на вопрос, насколько точно наблюдаемая на дневной поверхности граница платформы соответствует распространению консолидированного основания, потому что именно эта граница маркирует расколы литосферы. Что касается Вост.-Европейской платформы (ВЕП), как отмечал В.Е. Хаин [5], ни одна из ее границ, кроме сдвигового отрезка между Балтийским и Черным морями и, возможно, Ю.-Эмбенского сдвига, не является границей ее докембрийского основания. Так, на СЗ Скандинавские каледониды глубоко надвинуты на край ВЕП, фундамент которой выступает в тылу каледонид на о-вах Лофотен и Вестеролен в Норвежском море. На СВ древний фундамент простирается под Тиманом и далее, по крайней мере, до Печорской зоны разломов или даже до южной границы Собского поперечного поднятия в северной части Полярного Урала. На востоке по сейсмическим данным фундамент уверенно прослеживается до Главного Уральского разлома, который разделяет палеоконтинентальную и палеоокеаническую (палеоостроводужную) тектонические зоны [4, 7]. Он маркируется протяженными офиолитовыми массивами и имеет все признаки геосутуры. Поэтому Главный Уральский разлом в первом приближении можно рассматривать как восточную границу фундамента ВЕП. Возвращаясь к вопросу, почему Приуральская континентальная окраина приобрела именно такие контуры, маркируемые Главным Уральским разломом, рассмотрим возможные механизмы образования начальных расколов литосферы и причины их ориентировок в пространстве.

Расколы литосферы обусловлены процессами рифтообразования. В [6] высказано мнение, которое разделяется многими тектонистами, что начальный раскол литосферы в результате подъема разогретого мантийного материала происходит в одной или нескольких точках, где образуется трехлучевая система рифтов, сходящихся под углом 120 º. В дальнейшем раскол и раздвижение континентов идут по двум лучам, а третий отмирает и остается в теле континента. Это можно проиллюстрировать на примере раскрытия Ю. Атлантики при расхождении Ю. Америки и Африки. Идея трехлучевой системы рифтов использована С.Н. Ивановым [2] для объяснения азимутальных соотношений Тимана и Урала. Но меридионально вытянутый отрезок Урала и Тиман сходятся под углами 30 º и 150 º, а не 120 º. Кроме того, Тиман и Урал – разновозрастные системы. Поэтому объяснение не подходит. Возможно, фрагментами трехлучевой системы рифтов являются Тиман, параллельный ему Печоро-Колвинский рифт и ориентированная к ним под углом 120 º южная ветвь Урала. Тогда «отмерший» рифт должен иметь широтную ориентировку. Все это относится к доуральским рифтогенным системам.

Если говорить об Урале, то его южная СВ ветвь, скорее всего, наследует ориентировку рифейских структур, но меридиональная и полярноуральская (СВ) ориентировки Урала, а также СЗ ориентировка Пай-Хойских структур не вписываются в эту систему. Ориентировка этой части Тимано-Пайхойского

орогена и границ континентальной окраины, по нашему мнению, связана с различными структурно-вещественными особенностями фундамента и в целом литосферы. В раннем палеозое, во время заложения Уральского палеоокеана, в южной части континента был кратонный кристаллический фундамент, структурно-вещественные особенности которого сформировались в архее. Для гравитационного поля этой части фундамента характерны изометричные, кольцевые и разнонаправленные структуры.

На севере ко времени заложения Уральского палеоокеана если и были фрагменты кратонной литосферы, то они были сильно переработанными. Структура фундамента этой части платформы сформирована в результате тиманской орогении, которая сейчас признается большинством исследователей. В структуру тиманид были вовлечены блоки континентальной коры, которые сформировались или были переработаны в палеопротерозое. Для северной части ВЕП и ее протерозойского обрамления более характерны линейные гравитационные аномалии СЗ ориентировки. И только вблизи Урала ориентировка локальных аномалий совпадает с СВ простиранием уралид. Это указывает на то, что приуральские гравитационные локальные аномалии связаны с формирование уралид. СЗ ориентировка структур северного сегмента ВЕП и ее протерозойского обрамления хорошо проявляется в магнитном поле. Она характерна не только для тиманид, но и для домезопротерозойских структурно-вещественных комплексов, фрагменты которых обнажаются в небольших тектонических блоках в западной части Урала [3].

На ориентировку рифтов и расколов литосферы влияли два основных фактора: ориентировка вектора растягивающих сил и структура литосферы в зоне растяжения и рифтогенеза. На меридиональном отрезке Уральский ороген примыкает к архейскому остову ВЕП. Основные черты кристаллического основания этой части платформы сформировались в архее, в первом приближении его структура может быть охарактеризована как мозаичная. Поэтому меридиональную ориентировку орогена здесь можно объяснить широтной ориентировкой вектора растягивающих сил (в современных координатах), обусловивших рифтогенез и океанический спрединг. В полярной части Уральский ороген примыкает к протерозойскому обрамлению ВЕП, фундамент которого характеризуется четко выраженными линейными структурами СЗ ориентировки. Они сформировались в результате аккреционно-коллизионных процессов в палеопротерозое [1] и получили развитие в неопротерозое и фанерозое.

Линейный характер структур фундамента внес ограничения на ориентировку рифтовых систем. В этом случае заложение рифтов должно было происходить либо вдоль линейных структур (ориентированных в СЗ направлении), либо поперек (ориентированных в СВ направлении). СЗ ориентировку Уральский ороген имеет на Пай-Хое, СВ – на Полярном Урале. Азимуты простирания этих структур отличаются на 90 º (310 º и 40 º). В южной части Уральский ороген примыкает к протерозойскому обрамлению ВЕК, но фундамент в этой части платформы характеризуется линейными структурами СВ ориентировки. Такую же ориентировку имели заложившиеся здесь в раннем палеозое рифты, которые предопределили конфигурацию континентальной окраины, а в дальнейшем и Уральского орогена в его южной части.

Влияние структуры и вещественного состава фундамента ВЕП на конфигурацию границ доказывается отчетливой связью между ориентировкой уральских структур и их вещественным наполнением. Так, в составе структурно-вещественных комплексов габбро-гипербазитового пояса Урала дважды происходят резкие изменения: на стыке Южного – Среднего Урала и Приполярного – Полярного Урала, т. е. именно там, где уральские структуры изменяют свою ориентировку. На меридиональном отрезке этот пояс представлен массивами платиноносной дунит-клинопироксенит-габбровой ассоциации, на СВ ветвях (Полярный и Ю. Урал) распространены офиолитовые массивы дунит-гарцбургитовой ассоциации. Другой пример – в пределах СВ отрезков Урала (Полярный и Ю. Урал) широким развитием пользуются высокобарические метаморфические породы, тогда как для средней части Урала более характерны умеренно- и низкобарические метаморфические парагенезисы. Еще один пример – распространение продуктов щелочного магматизма только в средней части Урала. Примеры можно продолжить.

Обращает внимание отчетливая связь с изгибами Урала и контурами восточной окраины ВЕП основных выходов нижнедокембрийских блоков в пределах Уфимского выступа, Кожимского и Собского поперечных поднятий. Это можно объяснить тем, что при орогенезе именно на изгибах континентальной окраины возникают наибольшие напряжения, которые способствуют разрушению сплошности древней континентальной коры и выведению ее фрагментов на приповерхностные уровни.

Список литературы

1. Запорожцева И.В., Пыстин А.М. Строение дофанерозойской литосферы Европейского СВ России. СПб.: Наука, 1994. 112 с.

2. Иванов С.Н. О байкалидах Урала и природе метаморфических толщ в обрамлении эвгеосинклиналей. Св.: ИГиГ УНЦ АН СССР, 1979. 77 с.
3. Пыстин А.М., Пыстина Ю.И., Потапов И.Л. и др. Раннедокембрийская история метаморфизма пород гранулитовых и эклогитовых комплексов палеоконтинентальной зоны Урала. Сыктывкар: Геопринт, 2012. 46 с.
4. Сулейманов А.К. Работы ОГТ по профилю Урсейс // Структура и динамика литосферы Вост. Европы. Вып. 2. Результаты исследований по программе ЕВРОПРОБА. М.: ГЕОКАРТ, ГЕОС, 2006. С. 363-373.
5. Хаин В.Е. Тектоника континентов и океанов. 2000 г. М.: Научный мир, 2001. 606 с.
6. Burke K., Dewey J.F. Plume generated triple junctions: key indicators on applying plate tectonics to older rocks // J. Geol. 1973. V.81. P. 159-171.
7. Kashubin S., Juhlin C., Friberg M. *et al*. Crustal structure of the Middle Urals based on seismic reflection data // Eur. Lithosphere Dynamics / Memoirs. D.G. Gee, R.A. Stephenson (eds). Geol. Soc. London. 2006. V. 32. P. 427-442.

АССОЦИАЦИЯ ДИОРИТОВ-ЩЕЛОЧНЫХ АНДЕЗИТОВ ЗОНЫ КОЛЬЦЕВОГО РАЗЛОМА ПАНАРЕЧЕНСКОЙ ПАЛЕОКАЛЬДЕРЫ

Скуфьин П.К.

Геологический институт КНЦ РАН, Кафедра петрографии МГТУ, г. Апатиты, skuf@geoksc.apatity.ru

В Имандра-Варзугской структуре свекофеннийский надгоризонт представлен породами панареченской и самингской свит, которые формируют Панареченскую вулкано-тектоническую кальдероподобную структуру (ПВТС, рис. 1).

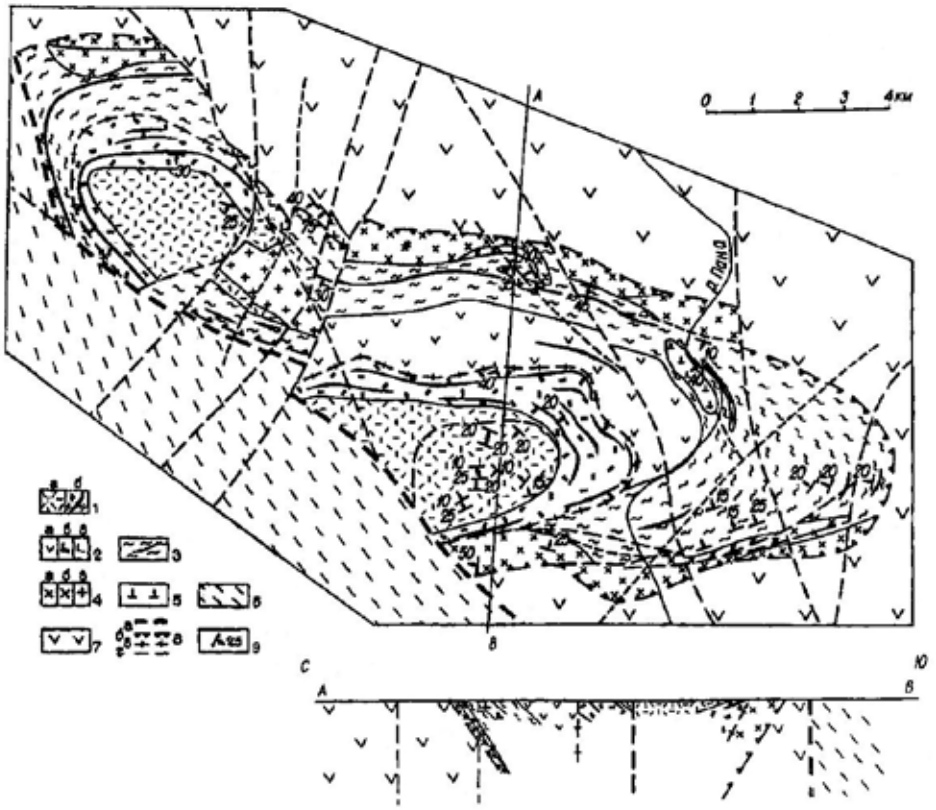


Рис. 1. Схематическая геологическая карта ПВТС.

1 – породы нижней (а) и верхней (б) подсвит самингской свиты; 2 – базиты верхнепанареченской подсвиты, 3 – осадки нижнепанареченской подсвиты; 4 – субвулканические метаандезиты (а) и диориты (б) зоны кольцевого разлома, в – граниты поперечного поднятия; 5 – ультрабазитовые породы Панареченского массива; 6, 7 – породы томингской серии (6) и ильмозерской свиты (7); 8 – дизъюнктивы: а – Томингский надвиг, б – Панареченский кольцевой разлом, в – кольцевые разломы 2-го порядка, г – крупные разрывы, д – второстепенные разрывы; 9 – залегание пород.

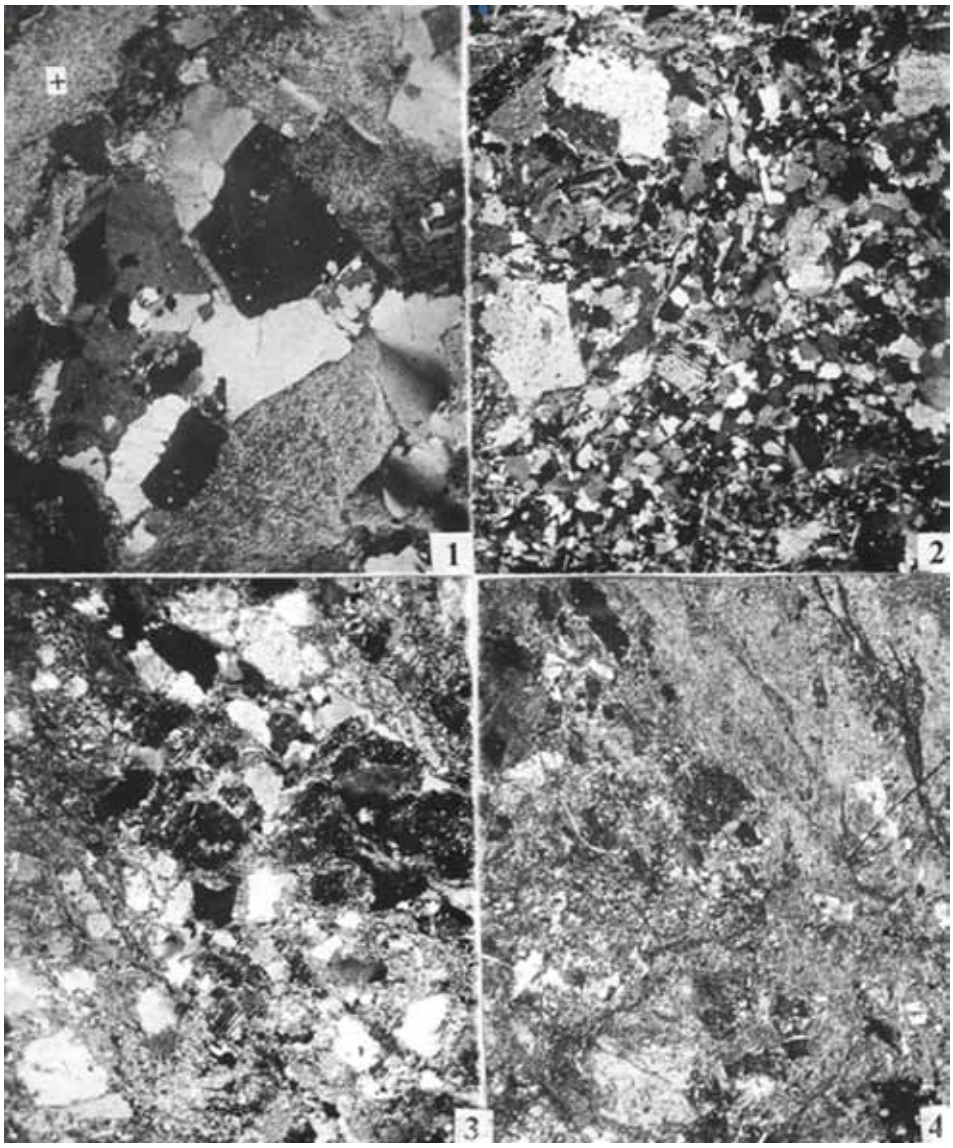


Рис. 2. Субвулканические диориты (фото шлифов).

1 – диорит (обн. 201), криптовая структура. В поле зрения – зерна кварца, серицитизированные зерна плагиоклаза и участки измененного вулканического стекла (левый верхний угол, отмечен крестиком). 2 – диорит (обн. 190), неравномернозернистая структура. 3 – диорит милонитизированный (обн. С-189), цементная структура. 4 – бластомилонит по диориту (обн. С-133), реликты цементной структуры. Видны обвальцованные зерна реликтового плагиоклаза. С анализатором.

Структура выполнена осадочными и вулканогенными породами панареченской свиты; ее ядерная часть сложена кислыми лавами самингской свиты. По периметру ПВТС зафиксирован кольцевой разлом, в зону которого внедрились многочисленные линзовидные и серповидные дайки субвулканических метаандезитов и относительно глубинных диоритов, образующих диорит-андезитовую вулкано-плутоническую ассоциацию. Породы этой ассоциации, будучи родственными образованиями, пространственно совмещенными в зоне кольцевого разлома, тем не менее оторваны друг от друга по времени образования. Лавоподобные, нередко со стекловатой основной тканью метаандезиты более молодые и менее глубинные, чем хорошо раскристаллизованные эпизональные диориты. Установлен контакт метаандезитов с диоритами, причем стекловатые метаандезиты воздействуют на диориты, которые в приконтактовой зоне мощностью около 5 см оплавлены и ороговикованы, с образованием струйчатых обособлений хлорита, магнетита и сульфидов. Установлены жилы метаандезитов мощностью до десятков см, рассекающие тела диоритов.

В обнажениях диориты выглядят неоднородными; лейкократовые прослои чередуются с мезо- и меланократовыми. В породе наблюдаются полосовидной и линзовидной формы агрегаты слюдистых минералов, неправильные обособления полевошпатового и кварц-полевошпатового состава, многочисленные дисгармоничные жилки мощностью до нескольких см, сложенные кварц-полевошпатовым и кварц-

карбонатным материалом. Под микроскопом подтверждается общее впечатление гетерозернистости и негомогенного пород. Структура диоритов гипидиоморфнозернистая и криптовая, в поле зрения видны отдельные неправильной формы участки измененного вулканического стекла (рис. 2/1). Наблюдаются разновидности с гетерозернистой структурой (рис. 2/2). Обычно эти породы затронуты процессами катаклаза и милонитизации с формированием цементной структуры (рис. 2/3), когда зерна породообразующих минералов оконтурены зонками тонкозернистых минеральных агрегатов. Часто в милонитизированных породах наблюдаются струйчатые агрегаты слюдистых минералов, карбоната и кварца (рис. 2/4). При милонитизации характерны явления протоклаза, т.е. избирательного дробления, когда в первую очередь гранулируется и замещается серицитом плагиоклаз с девитрифицированным вулканическим стеклом. Микроклин и кварц как более устойчивые минералы «плавают» в тонкодисперсной массе серицита. Иногда диориты интенсивно окварцованы; агрегаты кварца корродируют остальные породообразующие минералы и развиваются в виде полосчатых и линзовидных обособлений, часто с карбонатом, магнетитом, сульфидами.

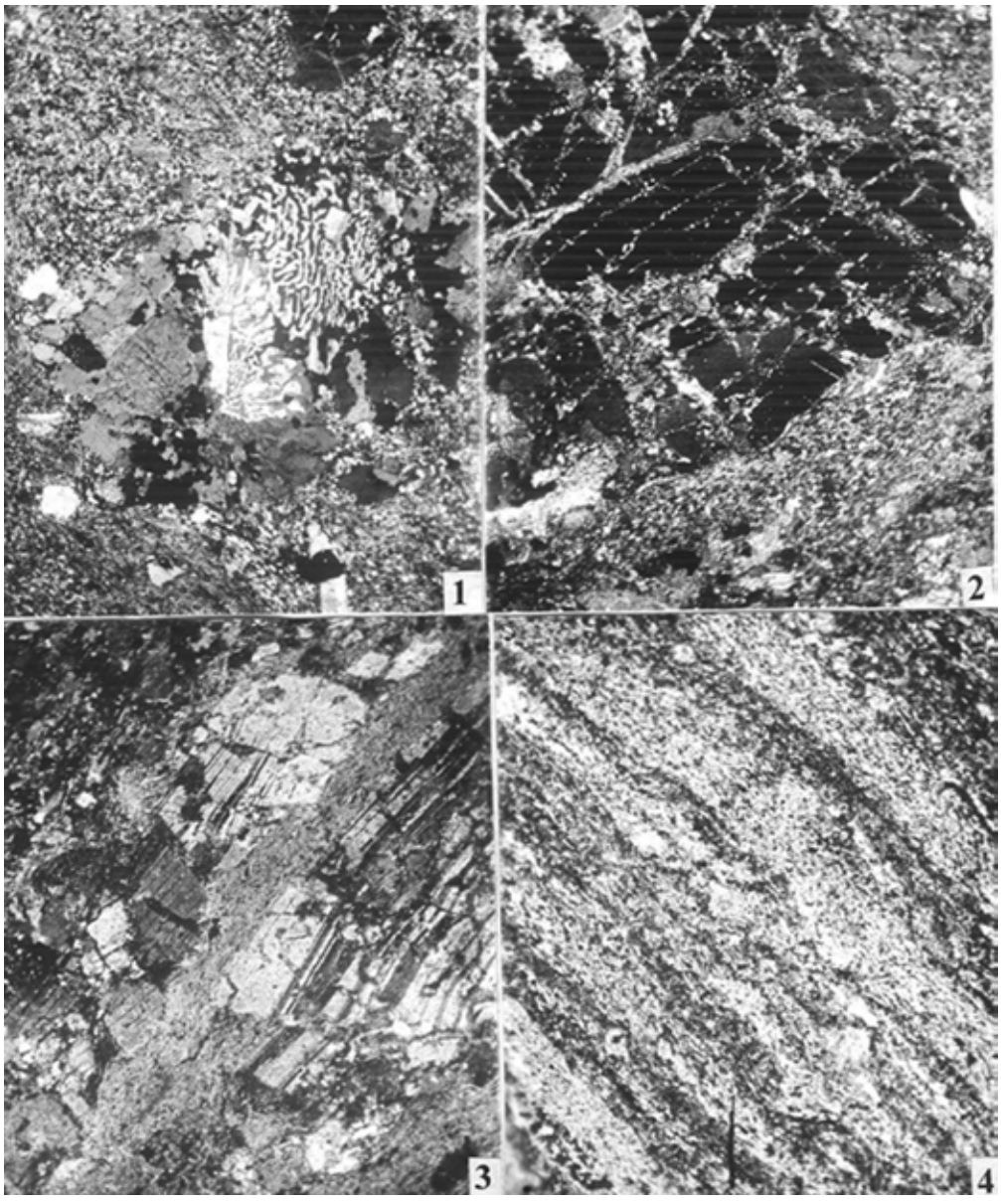


Рис. 3. Субвулканические метаандезиты (фото шлифов).

1 – метаандезит (обн. И-191); гломеропорфировая структура; видны мирмекитовые срастания кварца и плагиоклаза; реликты криптокристаллической структуры основной ткани. 2 – объемное разуплотнение порфирового вростка плагиоклаза в метаандезите (обн. И-259); бластовитрофировая структура основной ткани. 3 – метаандезит катаклазированный (обн. С-206); реликты гломеропорфировой структуры; криптокристаллическая структура основной ткани. С анализатором. 4 – метаандезит милонитизированный (обн. К-747); реликты порфировой структуры. Без анализатора.

Метаандезиты макроскопически представляют собой тонко- и мелкозернистые породы серого, светло-серого и лиловато-серого цвета с видимым порфировым строением, иногда интенсивно рассланцованные. Структура пород порфировая или гломеропорфировая с криптокристаллической, бластовитрофировой или полнокристаллически-мелкозернистой структурами основной ткани (рис. 3/1-3). В зонах милонитизации обычно преобразованы в серицит-карбонатные и хлорит-карбонатные сланцы (рис. 3/4).

Анализы среднекислых и кислых пород диорит-андезитовой ассоциации зоны кольцевого разлома сведены в табл. 1. Обработка по методу А.Н. Заварицкого показала, что породы эпизональных диоритовых массивов относятся к пересыщенным кремнекислотой, умеренно богатым щелочами разновидностям. Средний состав среднекислых пород группы близок гранодиориту по Дэли. На диаграмме А.А. Предовского (1980) фигуративное поле диоритов расположено в зоне субщелочных и частично нормальнощелочных мезитов и сиалитов.

Таблица 1. Химический состав пород диорит-андезитовой ассоциации ПВТС.

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
	С-189	И-173	С-133	С-190	И-201	К-772	658	С-143	И-191	И-259
SiO_2	61.51	62.61	62.79	64.77	65.41	52.59	53.28	53.40	56.29	57.42
TiO_2	0.44	0.75	0.69	0.62	0.62	1.03	0.99	2.85	1.03	1.08
Al_2O_3	15.04	15.53	15.84	15.42	14.68	13.53	16.00	17.28	15.87	16.59
Fe_2O_3	2.69	2.30	3.63	2.90	2.18	4.99	3.20	0.12	4.47	3.08
FeO	1.95	2.05	0.93	1.23	1.15	1.57	3.66	8.22	2.28	3.54
MnO	0.07	0.07	0.18	0.04	0.04	0.14	0.09	0.03	0.09	0.08
MgO	1.84	1.99	1.84	1.34	1.21	2.40	2.70	3.05	2.74	3.54
CaO	2.53	2.25	1.97	1.84	2.07	7.58	4.46	1.26	3.92	2.15
Na_2O	3.83	5.08	2.86	4.05	4.22	5.83	3.68	7.40	6.41	5.93
K_2O	5.73	4.05	4.84	4.27	4.88	1.24	4.16	1.94	2.18	3.12
H_2O^-	0.33	0.12	0.54	0.34	0.21	0.37	0.08	0.24	0.14	0.20
H_2O^+	2.06	1.62	2.58	2.33	1.55	1.95	2.28	1.91	2.19	1.96
P_2O_5	0.19	0.16	0.17	0.14	0.13	0.36	0.36	0.20	0.27	0.21
CO_2	1.34	1.32	1.11	1.03	1.56	5.75	5.00	1.01	1.98	0.95
$S_{общ}$	0.06	0.05	н.оп.	н.оп.	0.06	0.0	н.оп.	1.03	0.06	0.04
Cu	0.002	0.003	0.002	0.004	0.002	0.006	0.002	0.008	0.001	0.007
Ni	0.004	0.008	0.003	0.003	0.004	0.007	0.004	0.005	0.011	0.01
Co	0.002	0.003	0.001	0.001	0.005	0.003	0.001	0.004	0.008	0.007
Cr	0.006	0.01	0.004	0.004	0.02	н.оп.	0.009	0.007	0.01	0.01
V	0.011	0.01	0.005	0.006	0.01	н.оп.	0.011	0.02	0.02	0.03
Li	0.005	0.005	н.оп.	0.006	0.005	0.003	0.006	н.оп.	0.005	0.006
Rb	0.022	0.02	н.оп.	0.022	0.0	0.006	0.024	н.оп.	0.008	0.01
Σ	99.66	99.99	99.98	100.36	100.00	99.35	99.99	99.98	99.98	99.97

Примечание. Ассоциация диоритов: 1 – диорит, 2 – диорит брекчированный, 3 – диорит милонитизированный, 4, 5 – гранодиориты. Ассоциация метаандезитов: 6 – метаандезибазальт карбонатизированный, 7, 8 – метаандезибазальты, 9, 10 – метаандезиты.

Вполне закономерно положение диоритов и на диаграмме соотношения TiO_2 и P_2O_5 с суммой щелочей (рис. 4): видно относительное родство диоритов с субвулканическими метаандезитами этой же кольцевой зоны; их точки занимают положение на тренде дифференциации локального магматического очага андезитового состава. На диаграмме Кутолина, которая помогает решить вопрос о различии в химическом составе кислых пород – дифференциатов базальтовой магмы и коровых гранитоидов орогенных зон, фигуративные точки диоритов попадают в поле неопределенных решений. Средний анализ метаандезитов диорит-андезитовой ассоциации сопоставим с сиенитом по Дэли. На диаграмме А.А. Предовского поле метаандезитов охватывает зоны мезитовых и мезит-базитовых субщелочных, реже щелочных пород. Таким образом, высокая щелочность метаандезитов яляется основным критерием их отличия от диоритов. Являясь самостоятельной группой пород, метаандезиты имеют черты генетического сходства с породами

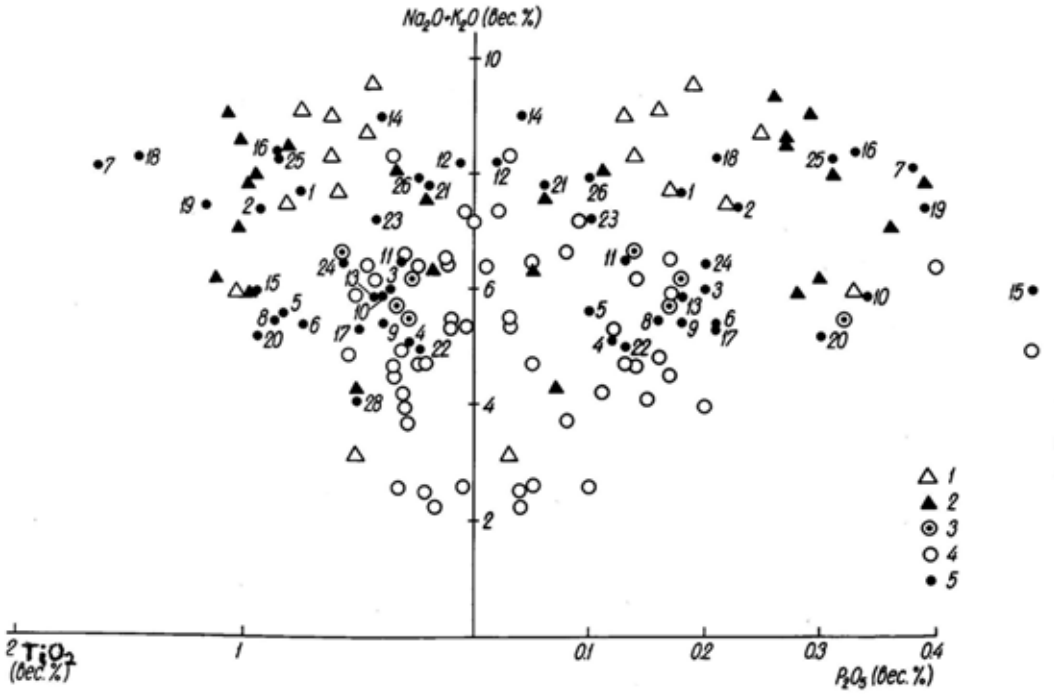


Рис. 4. Диаграмма соотношения TiO_2 и P_2O_5 с суммой щелочей $Na_2O + K_2O$ для вулканитов кислого состава ПВТС. Породы диорит-андезитовой ассоциации зоны кольцевого разлома: 1 – диориты и гранодиориты, 2 – метаандезиты. Породы гранит-риолитовой ассоциации: 3 – граниты, 4 – метариолиты и метариодациты самингской свиты.

диоритовых массивов, заметно отличаясь от них. Сопоставление средних составов этих пород с составами вулканитов, близких по времени образования и более древних, показывает, что более всего эти породы находятся в родстве между собой, чем с другими породами гранитоидного состава. U-Pb возраст по циркону метаандезитов 1907 ± 18 млн. лет, кислых лав комплекса заполнения палеокальдеры 1883 ± 26 млн. лет.

ОРГАНИЧЕСКОЕ ВЕЩЕСТВО РУДОВМЕЩАЮЩЕЙ ТОЛЩИ САФЬЯНОВСКОГО МЕДНОКОЛЧЕДАННОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ, СР. УРАЛ

Сорока Е.И.[1], Галеев А.А.[2], Петрова В.И.[3], Лютоев В.П.[4], Леонова Л.В.[1], Носова Ф.Ф.[2]

[1] Институт геологии и геохимии УрО РАН, г. Екатеринбург, sopoka@igg.uran.ru

[2] Казанский (Приволжский) федеральный университет, г. Казань; [3] ВНИИ Океанология, г. Санкт-Петербург

[4] Институт геологии Коми НЦ УрО РАН, г. Сыктывкар

Состав и особенности рассеянного органического вещества (РОВ) – важный индикатор фациальной принадлежности пород и генезиса рудообразования. С этой целью оно изучалось в рудовмещающей толще Сафьяновского медноколчеданного месторождения, Ср. Урал. Оно находится в пределах Вост.-Уральского поднятия в южной части Режевской структурно-формационной зоны (СФЗ) (рис. 1). Рудовмещающая толща сложена вулканитами кислого и среднего состава с прослоями вулканогенно-осадочных пород ранне-среднедевонского возраста [5, 14, 16]. С ЮЗ месторождение перекрывается серпентинитами, которые относятся к гипербазитам Режевского массива [16].

Руды месторождения локализованы в измененных вулканогенных и вулканогенно-осадочных породах кислого состава, которые вскрыты в карьере Главной рудной залежи длиной 400 м при ширине до 140 м. Южный фланг залежи выклинивается, северный переходит в серию апофиз, которые представлены массивными колчеданными, Cu-Zn и прожилково-вкрапленными сульфидными рудами [5, 16]. Рудовмещающая толща имеет мощность около 500 м. Вмещающие породы тектонически проработаны, брекчированы и гидротермально изменены. По [4, 5], гидротермально-метасоматическая переработка пород была

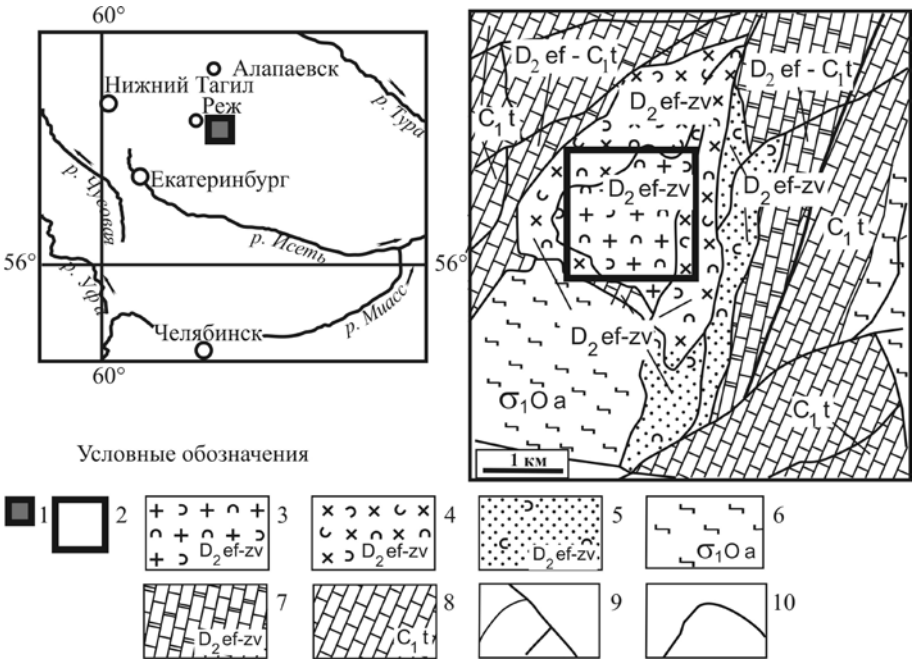


Рис. 1. Обзорная карта и геологическая схема Сафьяновского рудного поля.

1 – Сафьяновского рудное поле; 2 – карьер; 3 – риолиты, риодациты, туфы кислого состава с прослоями углеродисто-кремнистые образований; 4 – риодациты, андезиты, туфы кислого-среднего состава, углеродисто-кремнистые образования; 5 – вулканогенно-осадочные породы, песчаники, алевропесчаники; 6 – серпентиниты; 7 – мраморизованные известняки; 8 – известняки; 9 – тектонические границы, разрывные нарушения; 9 – геологические границы.

син- и посттектонической. В породах месторождения широко развита система тектонических клиньев различных масштабов, составляющая основу объемных хрупких деформаций, охватывающих верхнюю часть Режевской СФЗ до глубины 8 км [4, 5]. Именно они являются причиной неустойчивости бортов карьера, что создало проблему его углубления. В ближайшее время при достижении глубины 200 м месторождение будет отрабатываться шахтным способом.



Рис. 2. Углеродисто-кремнистые породы, вскрытые карьером, полировка, обр. 1/08.

Углеродисто-кремнистые породы входят в рудовмещающую толщу месторождения и представлены псефито-псаммитовыми туффитами, кристаллолитокластическими и пелитолитовыми (рис. 2). В их состав входят обломки кварца, кристаллы плагиоклаза, угловато-окатанные обломки риодацитов, раковины фораминифер, радиолярий и скоплениями углистого вещества (УВ), карбонатов, а также хлорит, слюда, каолинит [1, 10, 17]. Песчаниковые отложения имеют идентичный состав, градационную слоистость и волнистые контакты с углеродисто-кремнистыми породами. Битуминозные известняки вскрыты горной выработкой в ЮЗ части рудного поля в зоне разлома на глубине 285 м. Породы темно-серого, местами почти черного цвета, трещиноватые, в трещинах развиты кристаллы кальцита, доломита, кварца и барита, содержат сульфиды и битуминозное вещество (рис. 3 а). В ЮВ направлении известняки выклиниваются и переходят в углеродисто-кремнистые породы (рис. 3 б). Вне зоны разлома известняки микрозернистые сгустково-детритовые амфипоровые, разбиты трещинами с кальцитом и углеродисто-кремнистым материалом [1].

Термический анализ образцов кремнисто-углеродистых пород и битуминозных известняков показал присутствие во всех образцах слабометаморфизованного ОВ растительного происхождения до 6 %, кото-



Рис. 3. Породы Сафьяновского месторождения, вскрытые в зоне разлома горной выработкой, гл. 285 м: а) битуминозные известняки с кристаллами кальцита в полостях, обр. Ш10/12; б) углеродисто-кремнистые трещиноватые породы, по трещинам выделения кальцита, доломита, магнезита, обр. Ш16/12.

рое выгорает при 200-330 °С [10, 17]. Исследования пород, содержащих РОВ, проводились методом ЭПР. Образцы, отобранные с разных горизонтов карьера, изучались в лаборатории физики минералов КФУ А.А. Галеевым и в лаборатории физико-химических методов ИГГ УрО РАН Ю.В. Щаповой. В КФУ спектры ЭПР записывались с порошковых навесок 20-40 мг исходных и прогретых образцов при температурах 350 и 600 ºС в течение 30 мин. Запись производилась при комнатной температуре в автоматическом режиме на портативном спектрометре DX-70 с рабочей частотой 9.272 ГГц. В ИГГ УрО РАН запись спектров производилась на спектрометре ESR 70-03 DX/2 при комнатной температуре (исходные пробы) и после нагревания образцов до 300 и 600 °С в течение 30 мин. Исследования известняков и углеродисто-кремнистых пород, вскрытых штольней на глубине 285 м, проводились в лаборатории минералогии ИГ Коми НЦ УрО РАН В.П. Лютоевым на радиоспектрометре X-диапазона SE/X-2547 RadioPAN. Режим съемки идентичен. Результаты даны в табл. 1.

Таблица 1. Углеродные радикалы в ОВ пород из штольни Сафьяновского месторождения.

обр. №, порода	Исходный			Отжиг 300 °С, 30 мин.			Отжиг 600 °С, 30 мин.		
	g-фактор	ΔB,мТ	С, сп/г	g-фактор	ΔB,мТ	С, сп/г	g-фактор	ΔB,мТ	С, сп/г
Ш10/12, известняк	2.0028	0.20	10^{16}	2.0028	0.15	$0.9 \cdot 10^{16}$	2.0028	0.23	10^{16}
Ш11/12, известняк	2.0029	0.60	$1.8 \cdot 10^{18}$	2.0032	0.70	$2.6 \cdot 10^{18}$	не обн.	–	–
Ш15/12, угл.-крем. порода	2.0026	0.61	$1.5 \cdot 10^{18}$	2.0029	0.67	$2.0 \cdot 10^{18}$	не обн.	–	–
Ш16/12, угл.-крем. порода	2.0029	0.60	$1.5 \cdot 10^{18}$	2.0032	0.70	$1.3 \cdot 10^{18}$	не обн.	–	–

На рис. 4 приведены типичные спектры ЭПР углеродисто-кремнистых пород из карьера Сафьяновского месторождения. Анализ показал наличие двух типов сигнала $C_{орг}$, характерных для растительных и животных остатков [7]. Как в исходных пробах, так и после нагрева при 300 ° С появлялся сигнал в области $C_{орг}$ с широкой линией спектра. Характеристики сигнала после отжига при 300 ° С: $g \sim 2.0031 \pm 0.0001$; ширина линии $\Delta B \sim 0.5\text{-}0.7$ мТл, говорят о наличии ОВ растительных остатков, метаморфизованного в низкотемпературных условиях (не выше 300 ° С) [13]. После нагрева до 600 ° С появлялся сигнал $C_{орг}$ с $g \sim 2.0027 \pm 0.0001$ и узкой линией спектра ($\Delta B = 0.15 \div 0.2$ мТл). Сигналы с такими параметрами свойственны остаткам ископаемого ОВ белкового ряда [7]. Возможно, это ОВ образовалось в результате деятельности гнилостных микроорганизмов на стадии седиментогенеза и раннего диагенеза.

В образце известняка Ш10/12 выделены сигналы $C_{орг}$ двух типов, что может свидетельствовать об одинаковых условиях осадконакопления для углеродисто-кремнистых образований и известняков (табл. 2). Судя по интенсивностям спектров в обр. 1346 карьера [10] и Ш16/12 углеродисто-кремнистых пород, концентрация парамагнитных центров $C_{орг}$ – $1.3 \cdot 10^{18}$ спин/грамм, в образцах известняка Ш11/12 – $2.6 \cdot 10^{18}$, что характерно для углей [13]. В спектрах углеродисто-кремнистых пород (Ш16/12 и 1346) зафиксирован

сигнал E'-центра в кварце (рис. 4). Сохранение этого центра говорит о низкотемпературном преобразовании породы (не выше 300 ° С). В спектрах ЭПР известняков (обр. Ш10/12) определены дополнительные центры: центр SO_2^- (2.005) и аксиальный CO_2^- (1.999, 2.003), что говорит о низкотемпературном воздействии на известняки (< 250 º С). Спектр ЭПР образца Ш15/12 (g = 2.0026, табл. 2) характерен для ОВ битумного ряда, которое по значению g-фактора, ширине линии и слабому сигналу после нагрева при 600 º С может быть отнесен к оксикериту. За исключением g-фактора, ОВ похоже на шунгиты Карелии (g = 2.0024) [2] на регрессивной стадии метаморфизма.

Для уточнения генезиса ОВ пород рудовмещающей толщи проведено его геохимическое изучение. Аналитическая процедура включала: определение нерастворимого остатка и содержания $C_{орг}$, извлечение хлороформного (Ахл) и спиртобензольного (Асп-б) битумоидов, гуминовых кислот (ГК), определение группового состава Ахл и углеводородов (УВ), хроматографическое фракционирование с выделением суммы метано-нафтеновой и ароматической фракций УВ, ГХ-МС анализ н-алканов, циклических и полиароматических углеводородов (ПАУ). ГХ-МС анализ углеродисто-кремнистой породы с гл. 285 м (обр. Ш16/12) проводили на комплексе Hewlett Packard 6850/5973 с квадрупольным масс-детектором и программным комплексом обработки аналитической информации в ВНИИОкеангеология, отдел нефте-

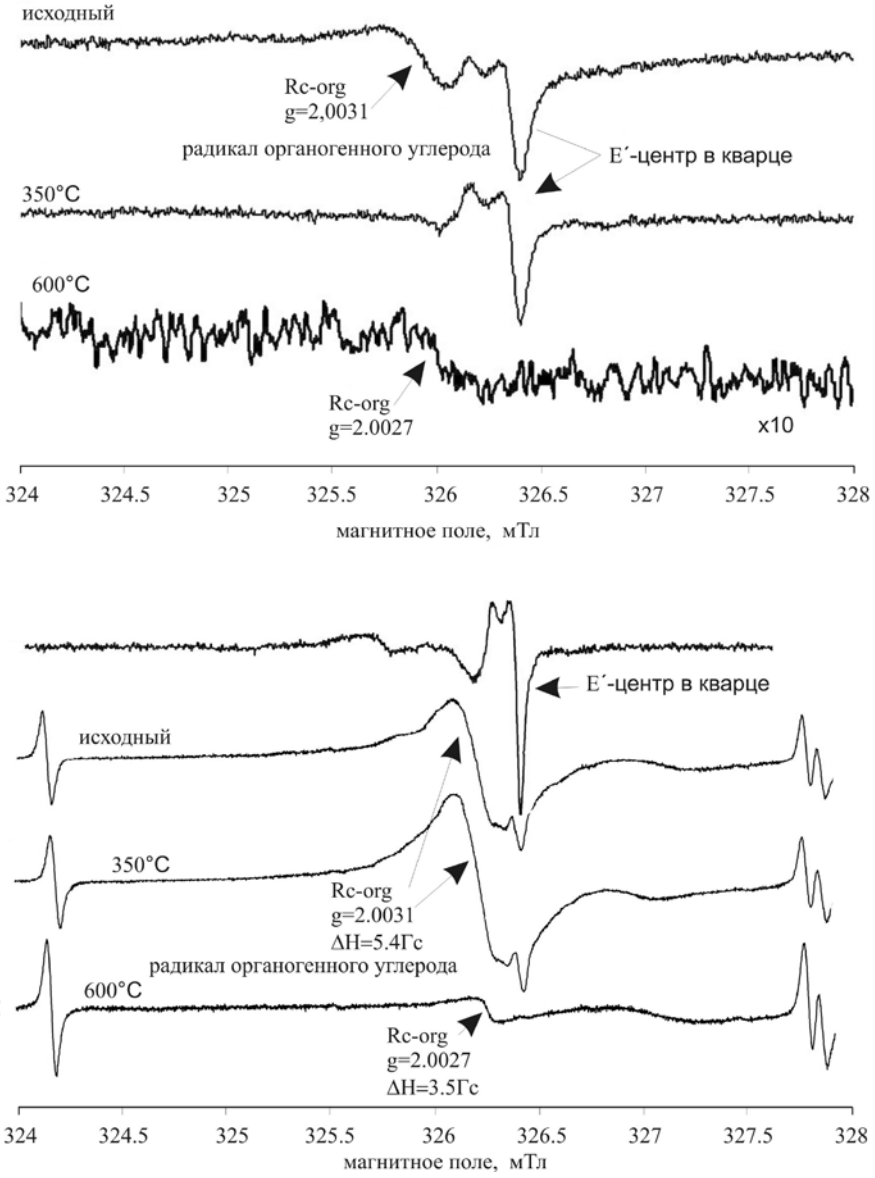


Рис. 4. Характерные спектры ЭПР в области термо-нестабильных радикалов ОВ и кварца.

газоносности Арктики и Мирового океана, лаборатория органической геохимии, аналитик В.И. Петрова. Обр. Ш14/12 – в лаборатории геохимии горючих полезных ископаемых, кафедра геологии нефти и газа КФУ, аналитик Носова Ф.Ф. Результаты исследований даны в табл. 2.

Таблица 2. Компонентный состав ОВ Сафьяновского месторождения.

		Л.К. IV-е	Ш14/12	Ш16/12
Содержание в породе, %	Н.О.	90.95		89.93
	$CaCO_3$	9.05		10.07
	Скарб	1.09		1.21
	Сорг. в н.о.	2.60		3.77
	Сорг/пор	2.86		4.19
	ОВ	3.72		5.45
	Ахл	0.006	0.007	0.011
	Асп-б	0.010	0.003	0.004
	ГК	0.000		0.000
	CPI		1.08	1.17
Групповой состав ОВ, %	Ахл	0.17	0.007	0.19
	Асп-б	0.27	0.003	0.07
	ГК	0.00		0.00
	ООВ	99.6		99.7
β = (Ахл / Сорг) × 100		0.22		0.25
Ахл/Асп-б			2.3	2.9
Состав Ахл, %	масла	31.6	14.18	32.4
	смолы	64.9	48.37	63.8
	асфальтены	3.5	37.45	3.8
УВ, %	в породе	0.002		0.003
	в ОВ	0.05		0.06
Состав УВ, %	Me-Nf	58.8		72.7
	Ar	41.2		27.3
Me-Nf/Ar		1.42		2.7
Me-Nf, %	в породе	0.0013		0.0025
Ar, %	в породе	0.0008		0.0009
C_{17} /C_{27}			24.4	10.88
Pr/Ph	в породе		0.87	0.96
Pr/C_{17}	в породе		0.62	0.45
Ph/C_{18}	в породе		0.88	0.96
Ts/Ts+Tm	в породе			0.51
22S/22S+22R	в породе			0.60
20S/(S+R)	в породе			0.38
S	в породе			0.45

Примечание: н.о. – нерастворимый остаток; Ахл – хлороформный битумоид; Асп-б – спиртобензольный битумоид; ГК – гуминовые кислоты; β – коэффициент битуминозности (в случае сингенетичной битуминозности его величина не превышает 5-10) [3, 6, 8]; УВ – углеводороды; Me-Nf – метано-нафтеновая фракция углеводородов; Ar – ароматическая фракция углеводородов; ООВ – степень полимеризации; CPI – коэффициент нечетности. Навеска образца Ш16/12 104.5 г. Навеска образца Ш14/12 100 г. Данные по образцу Л.К. IV-е из Сафьяновского карьера по [17].

В результате геохимического анализа ОВ установлено, что несмотря на высокое содержание $C_{орг}$ (4.19 %) и хлороформенного битумоида (Ахл = 0.011 %), РОВ находится на высокой стадии преобразования (ООВ > 99 %) [3, 6, 8]. Это согласуется с отсутствием гуминовых кислот. В составе растворимых компонентов РОВ доминируют неокисленные структуры (Ахл/Асп-б = 2.9), значение β = 0.25 много ниже 1,



Рис. 5. Распределение н-алканов углеродисто-кремнистых пород Сафьяновского месторождения (обр. Ш16/12).

что говорит о сингенетичности ОВ. Содержание углеводородов УОВ и ОВ в породе относительно невысоки, в их составе доминируют алифатические соединения (рис. 5).

Особенность ОВ Сафьяновского месторождения – не только повышенное содержание полиароматических соединений (ПАУ), но и то, что в составе фракции ароматических углеводородов (УВ) они составляют около 65 %. В отличие от обычных осадочных пород, в них преобладают незамещённые (голоядерные) конденсированные полиароматические соединения с 4-7 кольцами. При этом пирогенные соединения, образование которых обычно связывают с высокотемпературным воздействием на РОВ, составляют 94 % от суммы ПАУ (рис. 6). Нафтидогенные ПАУ, характерные для осадочных пород и формирующиеся путём трансформации РОВ в ходе литогенеза, в данном случае являются минорным компонентом. Такой тип распределения ПАУ позволяет предположить, что исходное ОВ претерпело специфическую трансформацию под воздействием повышенных температур [3, 8].

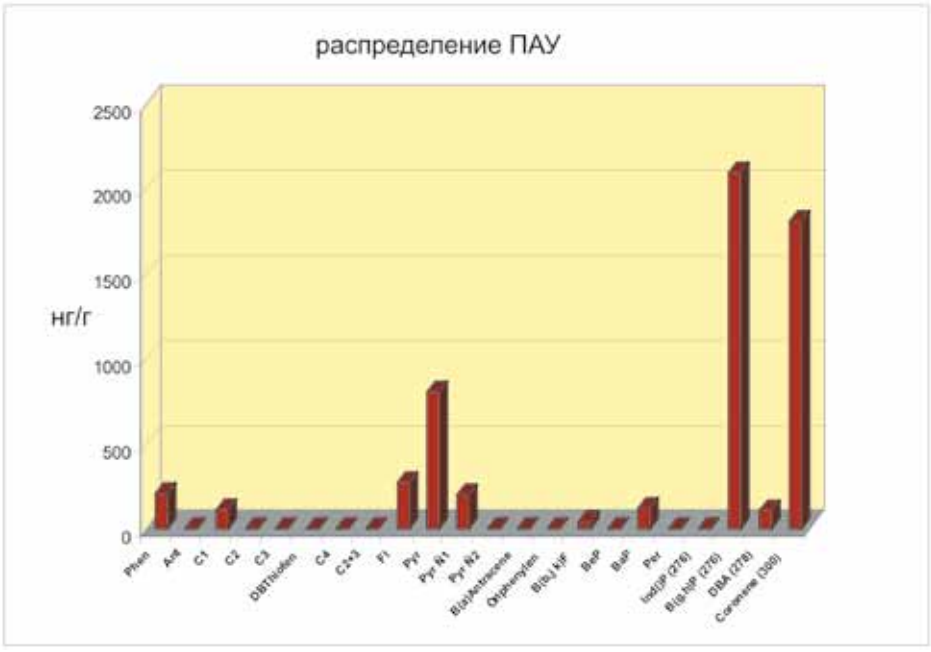


Рис. 6. Распределение ПАУ углеродисто-кремнистых пород Сафьяновского месторождения (обр. Ш16/12).

По некоторым физико-химическим параметрам (обр. Ш15/12, табл. 2) и геохимическим параметрам ОВ и УВ Сафьяновского месторождения сравнимо с низкоуглеродистыми шунгитами Шуньги ($C_{орг}$ 3 %; Ахл 0.017; Асп-б 0.01; Pr/Ph 0.78; Ts/Ts+Tm 0.42-0.76; 22S/22S+22R 0.39-0.49; низкая доля моретанов) [15]. Температура метаморфизма на Шуньге оценивается в 300-330 º С [12]. Но УВ Сафьяновского месторождения содержат ароматические соединения с повышенным ПАУ, что говорит о более низкой степени метаморфизма.

Из приведенных результатов можно сделать вывод, что ОВ Сафьяновского месторождения подвергалось низкотемпературному гидротермальному воздействию – не выше 300 º С. Так как по данным ЭПР в нем сохранились следы растительных и животных остатков (табл. 2, обр. Ш10/12), а также радиационные центры в минералах, то для некоторых образцов, в частности, известняков, температура была не выше 250 º С. Учитывая данные [9], касающиеся образования баритовых жил в рудных фациях месторождения, а также данные [11] по температуре образования околорудного хлорита, можно считать, что температурный интервал околорудных изменений пород, содержащих ОВ, составлял 130-260 º С.

Таким образом, ОВ рудовмещающей толщи Сафьяновского месторождения генетически однотипное, преимущественно сапропелевое, его накопление связано с морскими условиями. Характерная особенность ОВ, с одной стороны – его полимеризованность, что типично для РОВ стадии позднего мезокатагенеза. С другой стороны, его молекулярный состав не позволяет говорить о созревании РОВ в ходе естественного регионального метаморфизма и свидетельствует об ускоренном термокаталитическом созревании. Специфика геохимических параметров ОВ Сафьяновского месторождения может быть обусловлена гидротермальной активностью, связанной с рудообразованием, синрудными и пострудными тектоническими преобразованиями.

Список литературы

1. Анфимов А.Л., Сорока Е.И., Ярославцева Н.С. и др. Генезис углеродисто-кремнистых прослоев в рудовмещающей вулканогенно-осадочной толще Сафьяновского медноколчеданного месторождения, Ср. Урал // Вулканизм и геодинамика. Тр. V Всерос. симпоз. по вулканол. и палеовулканол. Екб.: УрО РАН, 2011. С. 474-476.
2. Галеев А.А., Филиппов М.М. Природа дефектов молекулярной структуры высших антраксолитов по данным ЭПР-спетроскопии // Геология и полезные ископаемые Карелии. Вып. 8. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2005. С. 121-127.
3. Каюкова Г.П., Киямова А.М., Миннегалиева А.М. и др. Превращения природных битумов при гидротермальных процессах // Нефтяное хозяйство. 2007. № 2. С. 105-109.
4. Кисин А.Ю. Структурная позиция и время образования прожилково-вкрапленных руд Сафьяновского Zn-Cu месторождения, Ср. Урал // Литосфера. 2009. № 5. С. 72-84.
5. Коровко А.В., Двоеглазов Д.А. О позиции Сафьяновского рудного поля в структурах Режевской структурно-формационной зоны, Ср. Урал // Геодинамика и металлогения Урала. Св.: УрО АН СССР, 1991. С. 151-152.
6. Корчагина Ю.И., Четверикова О.П. Методы исследования рассеянного органического вещества осадочных пород. М.: Недра, 1976. 230 с.
7. Муравьев Ф.А., Винокуров В.М., Галеев А.А. и др. Парамагнетизм и природа рассеянного органического вещества в пермских отложениях Татарстана // Георесурсы. 2006. № 2(19). С. 40-45.
8. Петрова В.И., Батова Г.И., Куршева А.В. и др. Органическое вещество донных осадков Обской губы: распределение, природа, источники // Геохимия. 2010. № 2. С. 1-13.
9. Сафина Н.П., Анкушева Н.Н., Мурзин В.В. Физико-химические условия формирования барита из рудных фаций Сафьяновского Cu-Zn колчеданного месторождения, Ср. Урал // Литосфера. 2012. № 3. С. 110-126.
10. Сорока Е.И., Молошаг В.П., Леонова Л.В. и др. Кремнисто-углеродистые отложения рудовмещающей толщи Сафьяновского Cu-колчеданного месторождения, Ср. Урал // Ежегодник-2009. Екб.: УрО РАН, 2010. С. 250-254.
11. Сорока Е.И., Молошаг В.П., Филиппов В.Н. и др. Хлорит из околорудных вулканогенных пород Сафьяновского месторождения // Матер. XIII Всерос. научн. чтений памяти В.О. Полякова. Миасс: ИМин УрО РАН, 2012. С. 67-73.
12. Филиппов М.М. Шунгитоносные породы Онежской структуры. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2002. 280 с.
13. Хасанов Р.Р., Галеев А.А. Минералообразующая роль захороненных растительных остатков в процессе гидрогенного медного рудогенеза // Изв. вузов. Геол. и разведка. 2004. № 1. С. 18-22.

14. Чувашов Б.И, Анфимов А.Л., Сорока Е.И. и др. Новые данные о возрасте рудовмещающей толщи Сафьяновского месторождения, Ср. Урал на основе фораминифер // Докл. АН. 2011. Т. 439. № 5. С. 648-650.
15. Шанина С.Н., Голубев Е.А., Бурдельная Н.С. Углеводороды-биомаркеры в шунгитах Карелии // Геохимия. 2013. № 9. С. 842-848.
16. Язева Р.Г., Молошаг В.П., Бочкарев В.В. Геология Сафьяновского колчеданного месторождения, Ср. Урал. Препр. Екб.: УрО РАН, 1992. 71 с.
17. Ярославцева Н.С., Масленников В.В., Сафина Н.П. и др. Углеродсодержащие алевропелиты Сафьяновского Cu-Zn колчеданного месторождения, Ср. Урал // Литосфера. 2012. № 2. С. 106-123.

МИНЕРАЛЬНЫЙ СОСТАВ ОРУДЕНЕНИЯ НОВОГО ПЛАТИНОМЕТАЛЬНОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ СЕВ. КАМЕННИК, ЗАП.-ПАНСКИЙ МАССИВ, КОЛЬСКИЙ П-ОВ

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

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

Зап.-Панский расслоенный массив – крупнейший блок в платиноносном раннепротерозойском Федорово-Панском базит-гипербазитовом интрузивном комплексе (ФПК) [1]. Промышленное Cu-Ni-ЭПГ оруденение массива связано с Северным платиноносным рифом в Нижнем расслоенном горизонте (НРГ). Менее значимые проявления установлены в Южном платиноносном рифе в Верхнем расслоенном горизонте (ВРГ) [2-5]. Контрастно расслоенные НРГ и ВРГ и выявленные в них Северный и Южный платиноносные рифы – главные элементы структуры Зап.-Панского массива.

Месторождение Сев. Каменник выявлено и разведано в 2011-2013 гг. ЗАО «Федорово Рисорсес», ОАО «Пана» и ГИ КНЦ РАН. Месторождение расположено на западном фланге НРГ и Северного платиноносного рифа. Мощность НРГ варьирует от 5 до 80 м. НРГ образован чередованием контрастных по составу пород: габброноритов, норитов, пироксенитов (в т.ч. оливинсодержащих), лейкократовых габбро и анортозитов. Общая протяженность пластообразных рудных тел и линз 5200 м, мощность 0.3-5 м, углы падения 35-55°. Рудные тела залегают в целом согласно с расслоенностью и приурочены к прослоям, наиболее обогащенным сульфидами Ni и Cu. Более подробная характеристика геологического строения месторождения дана в статье «Геологическое строение малосульфидного платинометального месторождения Сев. Каменник в Зап.-Панском массиве» в этом сборнике.

Минеральный состав оруденения изучен в 380 аншлифах из керновых проб по рудным сечениям 110 скважин. Качественные и количественные характеристики руд аналогичны оруденению месторождения Киевей в восточной части Северного рифа Зап.-Панского массива [2-5]. Рудная минерализация представлена тонкой неравномерной интерстициальной сульфидной и сульфидно-оксидной (с магнетитом, ильменитом и лейкоксеном) вкрапленностью, содержание сульфидов 1-1.5 мас. %. Главные сульфиды представлены пирротином, пентландитом и халькопиритом в отношении 1:1:1.9. Их доля в сульфидной массе 95-100 %. Они же являются главными концентраторами цветных металлов, а в пентландите в твердом растворе сосредоточено до половины всего Pd. По данным микрозондового анализа содержание Pd в пентландите 3.15 мас. %, в среднем 0.33 мас. % (42 м/з анализа). В качестве второстепенных, акцессорных и вторичных минералов в переменных количествах присутствуют пирит, троилит, макинавит, миллерит, годлевскит, зигенит, борнит, сфалерит, марказит, виоларит. Редкими являются галенит, аргентопентландит, молибденит, хаулеит, кобальтин, гессит, клаусталит, науманнит, таркианит и др.

В составе оруденения установлено 30 минералов и 7 неназванных минеральных фаз благородных металлов (табл. 1). Как и в других месторождениях ФПК, на Сев. Каменнике более 95 % ЭПГ, связанных с собственными минеральными формами, сосредоточены в зернах размером > 20 μm. Главные собственные минералы Pd: высоцкит, котульскит, меренскиит, мончеит, брэггит; Pt – брэггит, мончеит, высоцкит, меренскиит; Au – золото-серебряные сплавы (рис. 1). Эти же минералы характеризуются наиболее крупными размерами зерен: высоцкит до 50 × 300; котульскит до 100 × 100 (μm).

Таблица 1. Минералы ЭПГ и Au месторождения Сев. Каменник.

Золото (Au,Ag,Pd)	Меньшиковит $Pd_3Ni_2As_3$
Серебро (Ag,Au,Pd)	Торнроозит $Pd_{11}As_2Te_2$
Pt-Fe-сплавы	Мертиит $Pd_{11}(Sb,As)_4$
Хонгшит (Pt,Pd)Cu	**Мончеит (Pt,Pd)(Te,Bi)$_2$**
Паоловит Pd_2Sn	Кейтконнит $Pd_{20}Te_7$
Атокит $(Pd,Pt)_3Sn$	**Котульскит Pd(Te,Bi)**
Паларстанид $Pd_5(Sn,As)_2$	Соболевскит PdBi
Брэггит (Pt,Pd,Ni)S	**Меренскиит (Pd,Pt)(Te,Bi)$_2$**
Высоцкит (Pd,Pt,Ni)S	Теллуропалладинит Pd_9Te_4
Маланит $Cu(Pt,Ir)_2S_4$	Сопчеит $Ag_4Pd_3Te_4$
Лафламмеит $Pd_3Pb_2S_2$	Теларгпалит $(Pd,Ag)_3(Te,Bi)$
Лаурит $(Ru,Os,Ir)S_2$	Без названия $(Pd,Ag)_5S$
Ирарсит (Ir,Ru,Rh,Pt)AsS	Без названия $Pd_{2-x}(Bi,Pb)(S,Se)$
Холлингуортит (Rh,Pt,Pd)AsS	Без названия $(Ni,Fe,Cu,Co)_2(Rh,Pt)S_4$
Сперрилит $PtAs_2$	Без названия $(Pd,Ag)_7Se_5$
Стиллуотерит Pd_8As_3	Без названия $(Pd,Au)_{2+x}(As,Sn)$
Палладоарсенид Pd_2As	Без названия Pd_3Te_2
Винцентит $(Pd,Pt)_3(As,Sb,Te)$	Без названия $Pd_2(Pb,Bi)$
Атенеит $(Pd,Hg)_3As$	

Примечание: жирным шрифтом выделены главные минералы, остальные – второстепенные и редкие.

Морфология зерен платиноидов разнообразна. Наблюдаются идиоморфные кристаллы, округлые включения, резко ксеноморфные зерна, каемчатые обособления. Внутреннее строение зерен часто неоднородное – блочное, зональное (рис. 2, А–В). Нередки тесные срастания двух и более платиноидов, что особенно характерно для теллуридов и арсенидов (рис. 2, Г–И). Типичное положение относительно крупных зерен минералов платиновых металлов (МПМ) – на границе «крупнозернистый сульфид – силикат» и в «ореольной» зоне тонкозернистых сульфидов и вторичных силикатов. Большинство зерен размером менее 5 μm рассеяна в силикатах вблизи скоплений сульфидов.

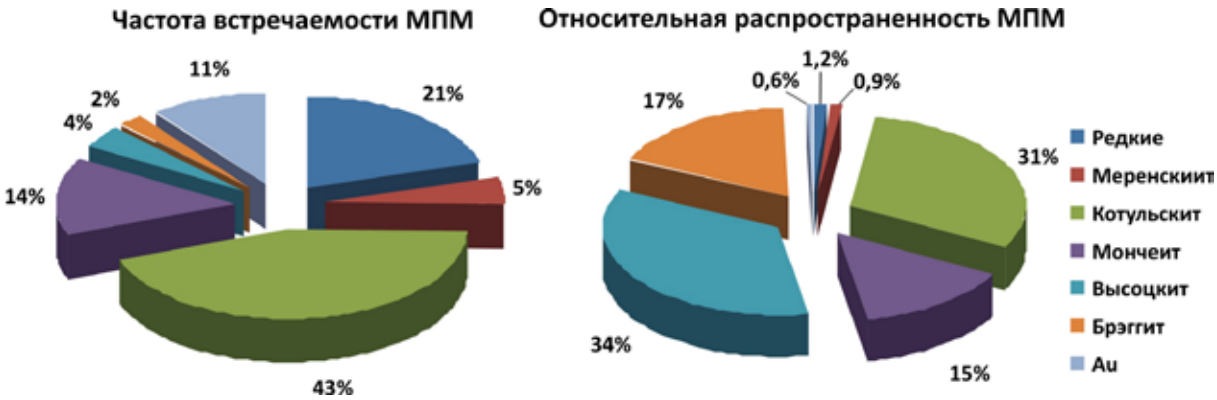


Рис. 1. Частота встречаемости и относительная распространенность МПМ, число зерен 1900.

Химический состав МПМ изучен SEM/EDS и микрозондовыми методами. Результаты исследований состава минералов в сравнении с благороднометальной минерализацией месторождений Киевей и Федорова тундра говорят о сходных условиях рудообразования. Согласно современным экспериментальным и геологическим данным [6-8 и др.], все главные МПМ кристаллизовались в высокотемпературных позднемагматических условиях из сульфидного расплава и остаточного газово-жидкого флюида после кристаллизации главных сульфидов (500-1100 ° С).

Для сульфидов Pt и Pd, как и на других месторождениях Федорово-Панского комплекса, характерен непрерывный ряд твердых растворов высоцкит-брэггит (рис. 3, *А*). Зональность кристаллов (рис. 2, *А-В*) и

дискретность в содержаниях Pt и Pd, наблюдаемая на диаграмме, говорят о существенных колебаний условий минералообразования в системе. По экспериментальным данным [9] примесь Ni в составе высоцкитов-брэггитов снижает температуру стабилизации их структуры. В перенасыщенной среде Ni является функцией температуры минералообразования: T [°C] = 998.07 (±7.88) + 0.05 (±0.02) × Pt^2 – 4.24 (±0.16) × Ni^2 [9]. Оценка температуры формирования высоцкитов-брэггитов из месторождений ФПК в расчете на средний состав минералов дана в табл. 2. Оценочные значения температур формирования Pt-Pd сульфидов ФПК согласуются с геологической позицией оруденения, особенностями петрогенезиса рудных и рудовмещающих пород и минеральным составом руд.

Химический состав висмуто-теллуридов из руд месторождения довольно сложный, но для известных минералов всегда близкий к стехиометрии. Изоморфные ряды котульскит-соболевскит и меренскиит-мончеит проявлены на Сев. Каменнике, как и на Киевее, не полно. Полнее они представлены на месторождении Федорова тундра (рис. 3, *Б*). Для последнего не характерны высокопалладиевые теллуропалладинит и кейтконнит, которые хоть и не повсеместно, но распространены в месторождениях Сев. Каменник и Киевей.

Сплавы и самородные элементы представлены, главным образом, соединениями Au и Ag с незначительными примесями Pd, Cu и Fe. Состав золото-серебряных сплавов меняется в широких пределах от вы-

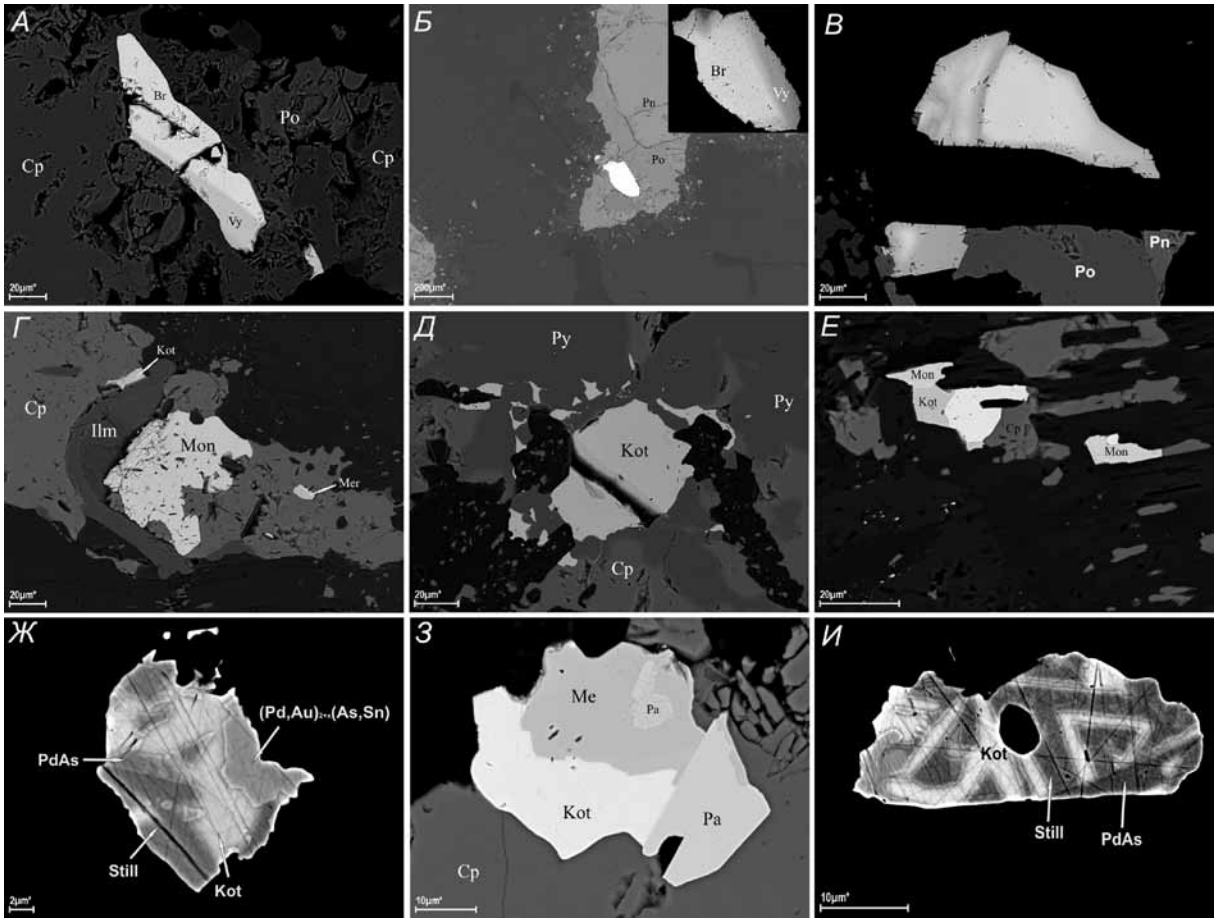


Рис. 2. Морфология и взаимоотношения минералов ЭПГ и золота, SEM-фото.

Сульфиды Pd и Pt: *А* – высоцкит (серое) и брэггит (белое) в сульфидном агрегате (темно-серое), Cp – халькопирит, Po – пирротин, обр. BGN-115/83.0(1); *Б* – зональное брэггит (Br)-высоцкитовое (Vy) зерно в пирротин – пентландитовом (Pn) вкрапленнике, обр. BGN-80/61.3; *В* – блочные, зональные зерна высоцкита (белое и светло-серое) в силикате (черное) и на краю сульфидного агрегата (темно-серое), обр. BGN-34/125.0. *Висмуто-теллуриды Pd, Pt и самородное золото*: *Г* – различные теллуриды в сульфидно-оксидном вкрапленнике, Mon – мончеит, Mer – меренскиит, Kot – котульскит, Cp – халькопирит, Ilm – ильменит. обр. BGN-124/184.8; *Д* – зерно и вкрапленность котульскита в пирит (Py) – халькопиритовом агрегате, обр. BGN-74/211.6(2); *Е* – срастание самородного Au (белое) с мончеитом и котульскитом, обр. BGN-115/83.0(1). *Арсениды Pt, Pd*: *Ж* – фаза $(Pd,Au)_{2+x}(As,Sn)$ в срастании с палладоарсенидом (PdAs), стиллуотеритом (Still) и котульскитом, обр. BGN-34/124.9; *З* – сросток котульскита, палладоарсенида (Pa) и меньшиковита (Me) в халькопирите, обр. BGN-40/193.8(2); *И* – мозаичный сросток котульскита, стиллуотерита и палладоарсенида, обр. BGN-34/124.9.

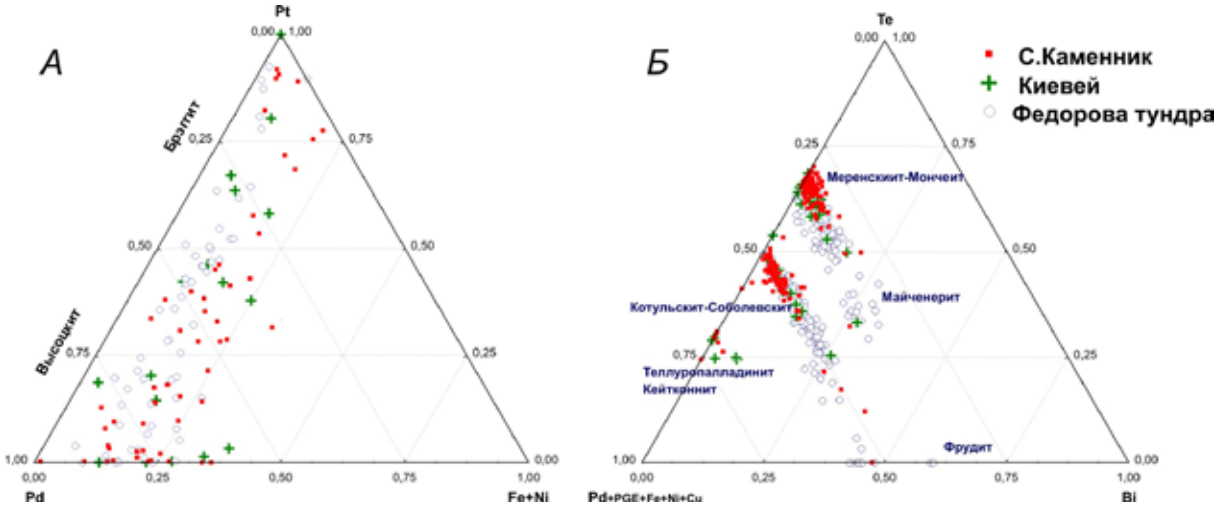


Рис. 3. Тройные диаграммы состава (а. к.) сульфидов Pd и Pt (*А*) – 129 анализов и висмуто-теллуридов Pd и Pt (*Б*) – 507 анализов, из месторождений Сев. Каменник, Киевей и Федорова тундра.

сокопробного самородного золота $Au_{0.87}Cu_{0.07}Ag_{0.05}Fe_{0.01}$ и палладистого золота $Au_{0.85}Pd_{0.11}Ag_{0.02}Fe_{0.01}Cu_{0.01}$ до серебра с существенной примесью золота и незначительной – железа $Ag_{0.57}Au_{0.42}Fe_{0.01}$. Это, по-видимому, также свидетельствует о широких вариациях условий рудогенеза.

Таблица 2. Температуры формирования минералов ряда брэггит-высоцкит на основе экспериментальных данных о системе PtS-PdS-NiS в интервале 1200-700 ° С [9].

Месторождения	Средний состав	Число SEM и м/з анализов	Т, (° С)
Южный риф	$(Pd_{0.51}Pt_{0.21}Ni_{0.15})_{0.87}S_{1.00}$	41	745
Киевей, Сев. риф	$(Pd_{0.49}Pt_{0.26}Ni_{0.14})_{0.89}S_{1.00}$	17	825
Сев. Каменник, Сев. риф	$(Pd_{0.61}Pt_{0.31}Ni_{0.11})_{1.03}S_{1.00}$	32	878
Федорова тундра	$(Pd_{0.54}Pt_{0.26}Ni_{0.10})_{0.90}S_{1.00}$	59	898
Вост. Чуарвы	$(Pd_{0.65}Pt_{0.30}Ni_{0.10})_{1.05}S_{1.00}$	20	919

Самой малораспространенной группой МПМ в минерализованных зонах месторождения Сев. Каменник, как и в пределах всего Северного рифа, являются арсениды. В основном они связаны с локально развитой низкотемпературной борнит-миллеритовой сульфидной ассоциацией. Для арсенидов характерно образование сложных полиминеральных комплексных сростков с теллуридами и сплавами (рис. 2, *Ж-И*). По основным морфологическим, минералогическим и геохимическим параметрам установлено несомненное сходство оруденения и условий рудообразования нового месторождения Сев. Каменник с оруденением месторождения Киевей.

Список литературы

1. Митрофанов Ф.П., Балабонин Н.Л., Баянова Т.Б. и др. Кольская платинометальная провинция: новые данные // Платина России. Кн. 1. М.: ЗАО «Геоинформмарк», 1999. С. 43-52.
2. Габов Д.А., Рундквист Т.В., Субботин В.В. Платинометальная минерализация Зап.-Панского массива, Кольский п-ов // Докл. АН. 2007. Т. 414. № 2. С. 215-218.
3. Korchagin A.U., Subbotin V.V., Mitrofanov F.P. *et al*. Kievey PGE-bearing deposit of the West-Pana layered intrusion: geological structure and ore composition // An Interreg-Tacis project: strategic mineral resources of Lapland – base for the sustainable development of the North. V. II. Apatity: KSC RAS, 2009. P. 12-32.
4. Субботин В.В., Корчагин А.У., Савченко Е.Э.. Платинометальная минерализация Федорово-Панского рудного узла: типы оруденения, минеральный состав, особенности генезиса // Вестник КНЦ РАН. 2012. № 1. С. 55-66.
5. Субботин В.В., Корчагин А.У., Габов Д.А. и др. Локализация и состав малосульфидной платинометальной минерализации в Зап.-Панском массиве // Геология и стратегические полезные ископаемые

Кольского региона. Тр. IX Всерос. Ферсмановской научн. сессии. Апатиты, 2-3 апр. 2012 г. Апатиты: Изд-во K&M, 2012. С. 302-307.
6. Дистлер В.В., Гороховская Т.Л., Евстигнеева Т.Л. и др. Петрология сульфидного магматического рудообразования. М.: Наука, 1988. 232 с.
7. Налдретт А.Дж. Магматические сульфидные месторождения медно-никелевых и платинометальных руд. СПб.: Изд-во СПбГУ, 2003. 487 с.
8. Makovicky E. Ternary and quaternary phase systems with PGE // Geology, geochemistry, mineralogy and mineral beneficiation of PGE. Spec. vol. 54. Canad. Inst. of Mining, Metallurgy and Petroleum, 2002. P. 131-176.
9. Verryn S.M.C., Merkle R.K.W. The system PtS-PdS-NiS between 1200° and 700°C // Canad. Miner. 2002. V. 40. N 2. P. 571-584.

ОСОБЕННОСТИ ЗОЛОТОНОСНЫХ РОССЫПЕЙ ПРАВО-СООЛИЙСКОГО УЗЛА, ЗАП. СИХОТЭ-АЛИНЬ

Сушкин Л.Б.

ООО «Рос-ДВ», г. Хабаровск, sushkinl@mail.ru

Одними из наиболее значительных и ярких геологических открытий в россыпной золотоносности на Юге Д. Востока России в самом конце XX в. стало обнаружение богатых погребённых россыпей Северного Сихотэ-Алиня на Н. Амуре (Бекчи-Улский, Турчикский, Белогорский рудно-россыпные узлы), а также промышленной россыпной золотоносности в Право-Соолийском узле СЗ Сихотэ-Алиня (рис. 1). В качестве примера высокорентабельных погребённых россыпей могут служить выявленные в Орёльской впадине глубокозалегающие россыпи Соболиный Лог, Наташин Лог и др., характеристики которых позволяют успешно отрабатывать их на глубинах 20-50 м и более. Высокая продуктивность этих россыпей убедительно свидетельствует о богатстве коренных источников, выявление которых является не менее актуальной задачей.



Рис. 1. Вид на верхнюю (по течению) часть Право-Соолийского рудно-россыпного узла. Богатая часть россыпи на слиянии руч. Средний, Ключевой и Промежуточный. Фото автора.



Рис. 2. Схематическая геолого-структурная карта Болотистого рудного поля м-ба 1: 25 000 (Сушкин, 2006 ф).

1. Аллювиальные отложения. 2. Базальты, андезибазальты. 3. Глинистые отложения тектонического обрамления рудного поля. 4. Щебенисто-глинистые отложения эрозионно-тектонических провалов и впадин. 5. Андезиты, андезибазальты. 6. Дациты, андезидациты. 7. Диабазы, габбро-диабазы и автобрекчии. 8. Габбро-диориты (1), габбро-диоритовые и диоритовые порфириты (2). 9. Песчаниковая (1), алевролитовая (2) толща. 10. Разрывные нарушения установленные (1), предполагаемые (2). 11. Кольцевые разломы (1), дайки среднего и основного состава (2). 12. Границы долин основных водотоков.

В конце 1990-х промышленная россыпная золотоносность СЗ Сихотэ-Алиня установлена в Право-Соолийском рудно-россыпном узле Сооли-Тормасинского рудного района. Источником богатых россыпей в долинах ручьев Средний, Ключевой, Промежуточный, 1-й Правый, Встречный, Болотистый послужило Болотистое рудное поле [1, 2, 8, 10-14, 20-22]. В геологическом отношении Сооли-Тормасинский рудный район (600 км ^{2}) принадлежит к Западной структурно-формационной зоне Сихотэ-Алинской складчатой системы. В структурном плане она находится в пределах Зап.-Сихотэ-Алинского синклинория и одноименной вулканогенной зоны, прослеживающейся вдоль Центр.-Сихотэ-Алинского разлома на 300 км.

Первые сведения о золотоносности территории относятся к 1950-м. В 1953 г. в южной части листа М-53-XXX при проведении геологической съемки масштаба 1:200000 в бассейне руч. Болотистого выявлены единичные шлиховые пробы с 1-2 знаками золота. Перспективы золотоносности площади тогда были оценены отрицательно (Попов, 1954 ф). В 1968-72 гг. в восточной части района, включающей нижнюю часть долины руч. Болотистый и долину р. Сооли, при геолого-съёмочных и поисковых работах выявлен шлиховой поток со знаковыми содержаниями золота (Исполинов, 1973 ф).

В то же время Плотниковым И.А. проводились работы с целью определения перспектив рудоносности. В результате было указано на возможность выявления золоторудных проявлений на правобережье среднего и нижнего течения р. Сооли. Установленной шлиховой золотоносности не было придано должного значения, что объясняется доминировавшими представлениями о специализации района на олово и направлением главных усилий на изучение зоны Центр.-Сихотэ-Алинского разлома.

В 1977 - 1978 гг. при геологическом доизучении м-ба 1: 200 000 в пределах листа М-53-XXX в притоках руч. Болотистого – руч. Средний и Промежуточный установлены шлиховые пробы с весовым содержанием золота. В целом в бассейне руч. Болотистого выделен ореол рассеяния золота площадью 35 км^2, оконтуренный по 36 шлихам. В его пределах по результатам детализации установлена металлометрическая аномалия площадью 2 км^2 и коренное проявление золота, связанное с кварц-турмалиновыми метасоматитами и альбитизированными диоритами (Дымович, 1979 ф). На рекомендованном В.А. Дымовичем участке в бассейне руч. Среднего в 1978-1981 гг. проведены поисковые работы на рудное и россыпное золото. Попытка поиска россыпей проходкой шурфов в долине руч. Среднего оказалась неудачной из-за обводнённости аллювия. Но попытки добить ряд шурфов путем бурения скважин малого диаметра показали золото в нем. В одной из проб установлено содержание до 7 г/м^3. Долина руч. Болотистого с притоками руч. Средний, Встречный и Промежуточный была рекомендована для оценочных работ (Погадаев, Дымович, 1981 ф.).

Промышленная россыпная золотоносность бассейна руч. Болотистый выявлена ООО «Рос-ДВ» в 1997 г. при проходке в долине руч. Средний буровой линии № 34, которая установила промышленную золотоносность на всю ширину долины. Дальнейшими работами выявлены и разведаны россыпные месторождения руч. Ключевого, Промежуточного, Встречного, Болотистого (Замбржицкий, Петухов, 2002 ф), которые успешно отрабатываются более 15 лет. Общая протяжённость разведанной россыпи руч. Среднего, Встречного, Болотистого превышает 20 км, продолжаясь в долине р. Якчи – верхнего правого притока р. Сооли. Выполненные поисковые, поисково-оценочные и эксплуатационные работы позволяют сделать следующие выводы (рис. 2).

1. Болотистое рудное поле тяготеет к восточной, наиболее разрушенной и эродированной части единой крупной Право-Соолийской долгоживущей палеоген-неогеновой вулкано-плутонической структуры центрального типа (палеовулкана щитового типа), генетически связанной с глубинным очагом базитового магматизма.
2. Болотистое рудное поле расположено в той части данной структуры, где вулкано-купольное поднятие представлено эрозионным окном вулканогенно-осадочных пород, прорванных интрузией габбро-диоритов, являющейся элементом эродированной магматической системы эоцен-миоценового палеовулкана.
3. С близостью Центр.-Сихотэ-Алинского разлома связано формирование золотого оруденения Право-Соолийского узла и его золотоносных россыпей, сформированных на этапе эрозии этой наиболее близкой к зоне крупного разлома и потому разрушенной части вулканогенного пояса.

В результате минералого-геохимических исследований, сопровождавших первый этап поисковых работ, охарактеризованы гидротермально-метасоматические образования дорудной стадии (грейзены, турмалиниты, аргиллизиты), а также вкраплено-прожилковая кварцевая и сульфидная минерализация рудной и пострудной стадий. При этом установлена высокая пробность самородного золота (923-977), отсутствие связи с серебром, отмечена разнообразная, в том числе проволоковидная форма выделений (рис. 3), доминирующая роль сростков золота с кварцем и единичные сростки с висмутином. В 1994 г.



Рис. 3. Россыпное золото из россыпи руч. Среднего. Фото автора и С.В. Яблоковой, ЦНИГРИ.

при промывке делювия правого борта руч. Среднего наряду со шлиховым золотом сотрудницей ДВИМСа Н.Г. Ятлуковой установлены минералы Pd [2].

Золотоносные россыпи Право-Соолийского узла обладают и другими, в том числе экзотическими особенностями: присутствие редкого минерала вивианита, находки тонкозернистой ярко-красной самородной меди, киновари, буровато-красных гранатов и крупных фрагментов хорошо сохранившейся древесины. Присутствие железистого граната связано, вероятно, с доминирующим диоритовым магматизмом, подобно интрузиям соседнего Буреинского срединного массива (Гуджальский и Адниканский выступы), где с обычной вкрапленностью граната установлены и протяжённые гранатовые, в том числе золотоносные, россыпи, содержащие помимо свежих мезозойских и древние трещиноватые гранаты метаморфогенной природы.

На богатом участке россыпи на слиянии руч. Средний, Ключевой и Промежуточный установлены котлованы глубиной 6-8 м, содержащие крупные валуны и глыбы до 1-2 м, заполненные золотоносными «песками». Так как в современных долинах представлен аллювий меньшего размера, можно предположить, что они являются реликтами перемытых более древних россыпей, сформированных в расчленённом среднегорном рельефе мощными водотоками, формировавшими золотоносные пласты в условиях фаций межгорных моласс. Из опыта работы и информации крупных хабаровских золотодобывающих артелей «Амур», «Охотск» и «Прогресс» в Ю. Америке, в том числе в Андах, известно, что даже в условиях высокогорных ущелий с перепадами высот в сотни метров в грубой межгорной молассе формировались золотоносные пласты, богатая центральная часть которых отработана подземным способом во времена инков. Это говорит о богатстве коренных источников и мастерстве народов доколумбовой Америки!

По широкому комплексу признаков золотое оруденение Болотистого рудного поля является аналогом более молодого и менее эродированного, но близкого по возрасту и составу неоген-четвертичного промышленного золото-кварц-теллурового оруденения Корякско-Камчатской провинции (Абдрахимовское, Мутновское, Озерновское и др. золоторудные поля) [4, 11, 14, 21]. Важным результатом проведённых в Болотистом рудном поле работ стало выявление бурением глубоких (20-35 м) эрозионных врезов субмеридионального простирания, многократно превышающих глубину современных золотоносных долин, дискордантных к современной гидросети. Наибольшего внимания заслуживает крупный эрозионный врез (1000 × 200 м) в южной части рудного поля на левобережье руч. Ключевого [10-12]. Выполняющие рыхлые отложения щебнисто-суглинистого состава, содержащие обломки жил и метасоматитов, характеризующиеся по всему разрезу слабой неравномерной золотоносностью, были промежуточным коллектором золота при формировании промышленной золотоносной россыпи ручья Ключевого. Этот эрозионный врез (провал, возможно, заложенный по ослабленной рудоносной зоне), обладает признаками палеодолины, уходящей под покров базальтов.

По мнению автора, актуально более глубокое изучение (большими диаметрами, с крупнообъёмным опробованием) золотоносности таких эрозионных врезов, формировавшихся на этапе разрушения золотоносных вулканогенных структур и заключающих миллионы кубометров слабо золотоносных отложений. Задача актуальна не только для Болотистого рудно-россыпного узла, но для всего Сооли-Тормасинского рудного района [10-13,16,18, 20].

Автор посвящает эту публикацию 200-летию открытия богатых золотых россыпей на Урале и 100-летию Уральского горного университета.

Список литературы

1. Гос. геол. карта СССР м-ба 1: 200000, серия Сихотэ-Алинская, лист М-53-XXX и объяснительная записка. Сост. В.А. Дымович, ред. В.И. Сухов. М., 1987. 111 с.
2. Лотина А.А. Золото-висмут-теллуровая минерализация участка Болотистого, СЗ Сихотэ-Алинь // Тихоокеанская геология. 2011. Т. 30. № 1. С. 97-107.
3. Моисеенко В.Г., Эйриш Л.В. Золоторудные месторождения Востока России. Владивосток: Дальнаука, 1996. 352 с.
4. Прогнозирование и поиски месторождений золота. В.А. Нарсеев (ред.). М.: ЦНИГРИ, 1989. 236 с.
5. Прусс Ю.В. Геология россыпей. Магадан: Кн. изд-во, 1989. 118 с.
6. Сорокин А.П. Морфоструктуры и кайнозойские россыпи золота Приамурья. М.: Наука, 1990. 106 с.
7. Сорокин А.П., Ван-Ван-Е А.П. Атлас основных золотороссыпных месторождений юга Д. Востока и их горно-геологические модели. Владивосток-Благовещенск-Хабаровск: ДВО РАН, 2000. 334 с.
8. Степаненко В.М., Замбржицкий А.И., Буряк В.А. Новый (Болотистый) золотоносный узел в Зап.-Сихотэ-Алиньском поясе – показатель развития молодого (эоценового) плутоногенного золотого

оруденения россыпеобразующей формации в этом поясе // Генезис месторождений золота и методы добычи благородных металлов. Благовещенск: АмурКНИИ АмурНЦ РАН, 2001. С.145-147.
9. Сухов В.И. Тектоно-магматические системы мезозоя и кайнозоя юга Д. Востока и сопредельных регионов Востока СССР. Дис. уч. ст. д.г.-м.н. Хабаровск, 1980. 311 с.
10. Сушкин Л.Б. Важные особенности россыпной золотоносности СЗ Сихотэ-Алиня // Актуальные проблемы геологии и геофизики. Ташкент: ИГГ АН РУз, 2007.
11. Сушкин Л.Б. Геология и золотоносность Болотистого рудного поля, Зап. Сихотэ-Алинь // Эндогенное оруденение в подвижных поясах. Екб.: УрО РАН, 2007. С. 176-180.
12. Сушкин Л.Б. Источники россыпной золотоносности Право-Соолийского рудно-россыпного узла. Якутск: ЯНЦ СО РАН, 2009. С. 270-275.
13. Сушкин Л.Б. Новые представления о золотоносности северного сегмента Зап. Сихотэ-Алиня // Новые идеи в науках о Земле. Т. 5. М.: РГГРУ, 2007. С. 248-251.
14. Сушкин Л.Б. Особенности мезо-кайнозойских рудоносных палевулканов Зап.-Сихотэ-Алиньской вулканогенной зоны, Хабаровский край. Петропавловск-Камчатский: ДВО РАН, 2010.
15. Таюрский Д.Н. Металлогения золота Сев. Сихотэ-Алиня: Тумнинский рудный район. Автореф. дис. уч. ст. к.г.-м.н. Иркутск, 1975. 24 с.
16. Шевкаленко В.Л. Рудно-магматическая система Н. Приамурья // Магматогенно-рудные системы. Владивсток: ДВНЦ АН СССР, 1979. С. 131-133.
17. Шевкаленко В.Л. Вулканогенные россыпи золота. Хабаровск: ДВО РАН, 1998. 145 с.
18. Шило Н.А Учение о россыпях. М.: Изд-во АГН, 2000. 632 с.
19. Эйриш Л.В. Золоторудные системы Д. Востока. Дис. уч. ст. д.г.-м.н. Хабаровск, 1991. 493 с.
20. Эйриш Л.В., Сорокин А.П. Коренные источники золотоносных россыпей Д. Востока. Степень их эродированности // Тихоокеанская геология. 2005. Т. 24. № 4. С. 62-75.
21. Sushkin L.B. Mineralogical-geochemical features of Bolotisty gold ore field, West Sikhote-Alin. Tectonics and metallogeny of the Circum-North Pacific and Eastern Asia // Proc. L. Parfenov Memorial Conf. Khabarovsk: ITiG FEB RAS, 2007. P. 546-547.
22. Sushkin L.B. On noble metal potential of Central Sikhote-Alin fault zone // Geol. miner. deposits. Abstr. vol. of Baikal Int. Conf. Ulan-Ude: GIN SB RAS, 2012. P. 44.

БЛАГОРОДНОМЕТАЛЛЬНАЯ МИНЕРАЛИЗАЦИЯ В ГРАФИТИЗИРОВАННЫХ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ПОРОДАХ Д. ВОСТОКА

Ханчук А.И.
ДВГИ ДВО РАН, г. Владивосток, khanchuk@fegi.ru

Благороднометальная (БМ) минерализация хорошо известна в углеродсодержащих осадочных и магматических породах, обычно метаморфизованных в зеленосланцевой фации: Бушвельд (Ю. Африка), Стиллуотер (США), Садбери (Канада), Сухой Лог (Россия) и месторождения типа Карлин в США. Считается, что углерод играет значительную роль в переносе C-O-H-S-Cl-F БМ флюидами и осаждении металлов под восстанавливающим влиянием органического вещества и графита во вмещающих породах.

Большое экономическое значение БМ руд основано на минералах, не содержащих углерод. Это самородные благородные металлы, их сплавы с основными металлами, сульфиды, арсениды, теллуриды, селениды и антимониды. Ассоциации ЭПГ и Au с аморфным углеродом и графитом изучены недостаточно. Поэтому БМ минерализация, расположенная в графитсодержащих метаморфических породах Бурея-Джамуси-Ханкайском супертеррейне, изучалась с использованием различных современных аналитических методов [2-6]. Графит приурочен к породам высоких степеней метаморфизма, которые образуют ядра узких плотно сжатых складок широтного и реже СВ простирания, заключенных в более крупные куполоподобные структуры, причем все они секутся разломами. Графитсодержащие метаморфические породы в ядре Ружинского купола в северной части Ханкайского террейна – главная цель нашего доклада. В Ружинском БМ проявлении преобладают породы амфиболитовой фации, включая переслаивание гранат-биотит-полевошпатовых и биотит-кварц-полевошпатовых кристаллических сланцев с мраморами. Широко распространены согласные инъекции биотита и лейкократового гранито-гнейса и тонкие дайки богатого калием габбро-сиенитового лампрофира и метадиабаза. На контактах с гранит-гнейсом мраморы изменены в гранат-диопсид-цоизитовый скарн.

Почти все породы графитизированы с содержанием углерода от 0.1 до 32 вес. %. Анализы БМ проводились различными методами (масс-спектрометрия с индуктивно связанной плазмой, атомно-абсорбционная спектро-фотометрия, ионная масс-спектрометрия), которые выявили широкий разброс содержаний БМ: Pt (0.02-62.13), Pd (0.003-5.67), Ru (0.007-0.2), Rh (0.001-0.74), Ir (0.002-0.55), Os (0.011-0.09), Au (0.02-26.0), Ag (0.56-4.41) ppm. БМ минерализация тщательно изучена на сканирующем электронном микроскопе с использованием рентгеновского спектрометра (SEM). Тонкопризматические кристаллы изоферроплатины (вес. %: Pt 90.36, Fe 9.64) обнаружены в графит-серицит-кварцевых сланцах. Субпризматические микрокристаллы (до 2-3 мкм), содержащие Pt и др. элементы (Pt 79.31, C 8.65, Cu 2.09, Si 1.05, O 8.93) определены в графитовых метасоматитах. Примеси O, C и Si могут быть результатом Si-C эффекта матрикса. Обнаружение микровключений Ir (7.41-21.60) с примесью РЗЭ: Y(4.75-13.26), Dy (0.79-2.86), Gd (0.49-1.67), Yb (0-1.74), а также C (14.91-68.18), F (0-0.59), Cl (0-0.16), Br (0-0.46) вес. %, указывает на перенос БМ галоген-углеродистыми флюидами, ответственными за неоднородный состав зерен. Рассеянные зерна Au часто имеют микросфероидную форму и характеризуются вариациями состава (ат. %): Au (79.3-100), Ag (0-22.02), Cu (0-2.2). Зерна Au часто содержат включения графита и углеродистые нанопленки, что предполагает их осаждение из одного восстанавливающего флюида. Можно допустить, что БМ переносились как карбонил, галоген-карбонил и другие углеродсодержащие комплексы по аналогии с соединениями органоплатины в сублиматах газового флюида на влк. Кудрявый [1].

Изученный графит-рудный комплекс обнаруживает черты, типичные для месторождений БМ в зонах мантийно-корового диапиризма: пространственная приуроченность к горст-антиклинальным структурам, значительная вертикальная амплитуда графитовой минерализации, гранитоиды различного состава и лампрофировые дайки, высокие концентрации геохимически контрастных элементов и тесная ассоциация БМ с графитом. Графит и биотит из пород амфиболитовой фации характеризуются $\delta^{13}C$ около 8.5-8.7 ‰, D_{VSMOW} от -82.5 до -106.7 ‰, и $\delta^{18}O_{VSMOW}$ = 8.2-10.1 ‰, указывающими на то, что эти породы были привнесены мантийным флюидом C-O-H [7]. Ведущая роль углерода и галогенов с недостаточным участием S в газовом переносе металлов является отличительной чертой образования руды в комплексах пород Ханкайского террейна.

Альтернативой флюдного переноса может быть кристаллизация графита во время регионального метаморфизма углеродсодержащих терригенных пород зеленосланцевой фации, обычно связанных с формацией черных сланцев. Графитсодержащие породы с концентрациями Pt > Au мантийного происхождения хорошо развиты в амфиболитовой фации, тогда как типично коровые изменения и связанные с ними Au > Pt концентрации характерны для черных сланцев. Эти два разных процесса протекали близко друг к другу на площади Ханкайского и Буреинского террейнов, определяя полигенный характер БМ минерализации.

Список литературы

1. Дистлер В.В., Диков Ю.П., Юдовская М.А. и др. Платино-хлор-фосфор-углеводородные комплексы в вулканических флюидах. Первая находка в земной обстановке //Докл. АН. 2008. Т. 420. № 2. С. 217-220.
2. Ханчук А.И., Бердников Н.В., Черепанов А.А. и др. Первые находки видимых платиноидов в черносланцевых толщах Буреинского массива, Хабаровский край и Еврейская АО // Докл. АН. 2009. Т. 424. № 5. С. 672-675.
3. Ханчук А.И., Плюснина Л.П., Молчанов В.П. и др. Углеродизация и геохимическая специализация графитоносных пород северной части Ханкайского террейна, Приморье // Геохимия. 2010. № 2. С. 115-125.
4. Ханчук А.И., Плюснина Л.П., Руслан А.В. и др. Природа графитизации и благороднометальной минерализации в метаморфитах северной части Ханкайского террейна, Приморье // Геол. руд. месторожд. 2013. Т. 55. № 4. С. 261-281.
5. Khanchuk A.I., Nechaev V.P., Plyusnina L.P. et al. Noble metal-graphite mineralization. A comparative study of the carbonaceous granite-gneiss complex and shales of the Russian Far East // Ore Geology Reviews. 2013. V. 53. P. 276-286.
6. Khanchuk A.I., Plyusnina L.P., Berdnikov N.V. Noble metal and graphite formation in metamorphic rocks of the Khanka terrane, Far East Russia // J. Asian Earth Sci. 2015. V. 99. P. 30-40
7. Mattey D.P. Carbon isotopes in the mantle // Terra Cognita. 1987. N 7(1). P. 31-38.

СКОРОСТНЫЕ НЕОДНОРОДНОСТИ ЛИТОСФЕРЫ ФЕННОСКАНДИНАВСКОГО ЩИТА

Шаров Н.В.

Институт геологии КарНЦ РАН, ПетрГУ, г. Петрозаводск

Скоростному строению литосферы Фенноскандинавского щита уделяется большое внимание. Такой интерес определяется двумя причинами: классическими проблемами изучения глубинного строения Земли и определением перспективных областей в связи с минерагенией. При решении этих задач наиболее используемы методы сейсмической томографии, обеспечивающие решение обратной линеаризованной 3D кинематической задачи сейсмики. Методы развиваются с 1960-х гг. и сегодня активно используются для решения задач глубинного сейсмического зондирования (ГСЗ) и сейсмологии.

Земная кора

На Фенноскандинавском щите выполнен большой объем международных и региональных сейсмических исследований с целью изучения особенностей строения земной коры. Наблюдения проведены в областях развития различных комплексов кристаллических метаморфизованных и магматических пород. Сравнительный анализ волновых полей по всем профилям позволяет выбрать некую общую (базовую) модель земной коры, которую можно использовать как исходную для выявления общих тенденций изменения физических параметров кристаллической коры по площади. Такая модель является формой аппроксимации реальной скоростной структуры коры. Она позволяет представлять разрезы для всех профилей в единой форме и проводить построение 3D скоростной модели [1-4].

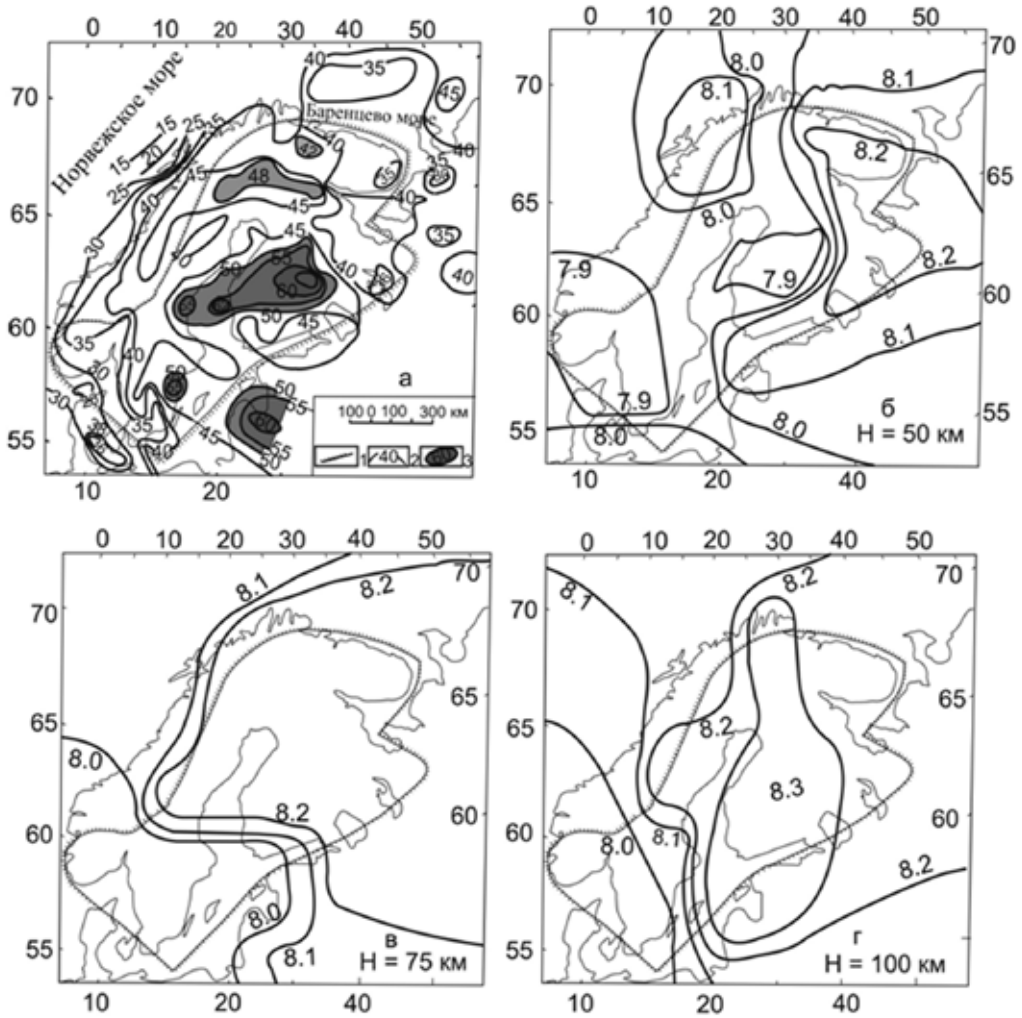


Рис. 1. Схема поверхности М (а) и изолинии скоростей продольных волн (км/с) в литосфере на глубинах 50, 75, 100 км (б-г): 1 – граница Фенноскандинавского щита; 2 – изогипсы раздела М, км; 3 – поверхность скоростного уровня 7.0-7.3 км/с (коро-мантийные слои).

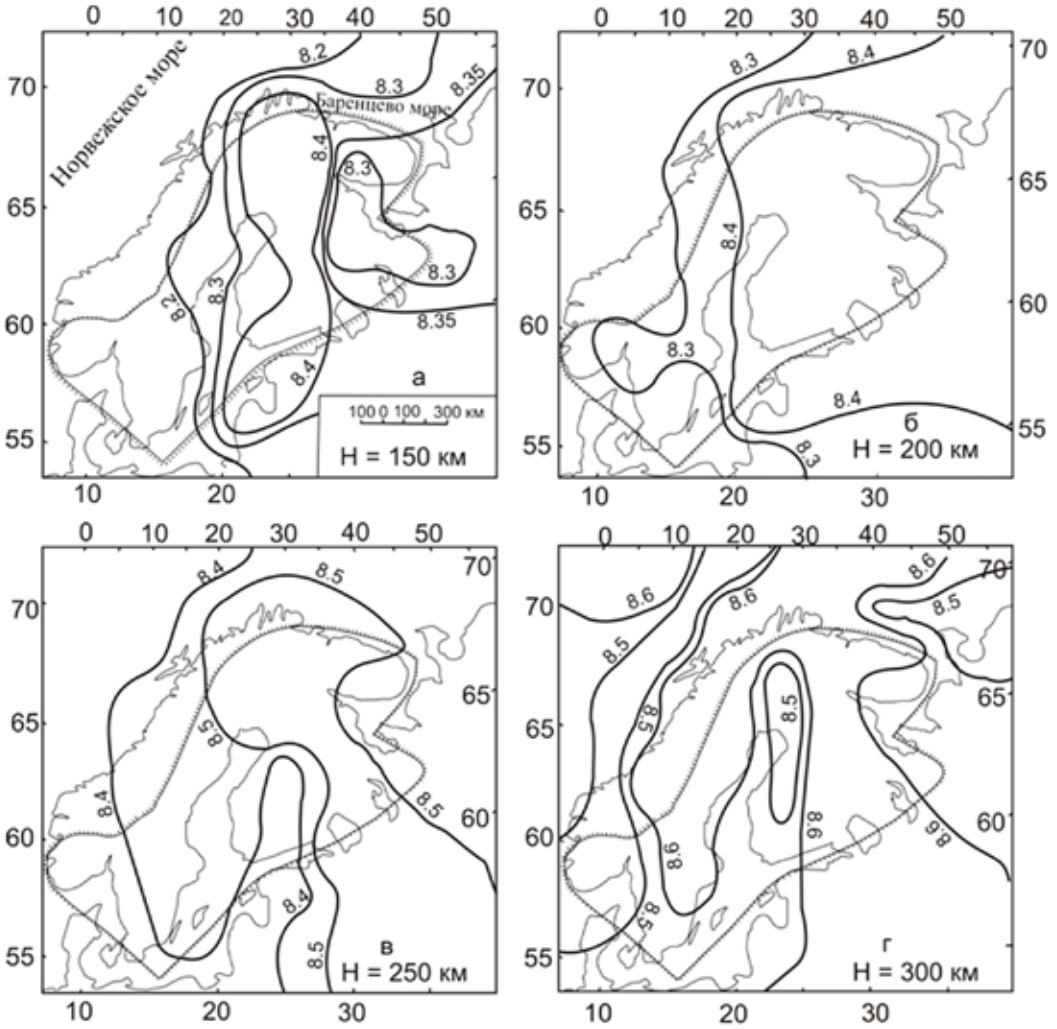


Рис. 2. Изолинии скоростей продольных волн (км/с) в литосфере на глубинах 150, 200, 250, 300 км (а-г).

В качестве опорной модели для кристаллической коры исследуемого региона выбрана 4-слойная модель со скоростями продольных волн: 5.9-6.2 км/с в верхнем. 6.3-6.5 км/с в среднем, 6.6-6.8 км/с в нижнем и 7.0-7.3 км/с в коро-мантийном слое. 4-ый высокоскоростной слой присутствует в районах с повышенной мощностью земной коры (рис. 1 а) и часто входит в 3-й (нижний) слой. Его можно выделить на профилях ГСЗ, отработанных с длинными годографами 280-350 км, и на разрезах, полученных методом обменных волн землетрясений (МОВЗ). Слои разделены условными отражающими горизонтальными $К_1$ и $К_2$ и отделены от верхней мантии границей М со скоростью 8.0-8.2 км/с. Граница $К_1$ залегает на различных глубинах, в верхней части коры имеются высокоскоростные внедрения и низкоскоростные пропластки мощностью 3-8 км в отдельных блоках. Граница $К_2$, скорее всего, обусловлена изменением реологических свойств пород на больших глубинах, с ней не связано изменение плотности. Из опыта, граница $К_1$ чаще всего отражает изменение петрофизических свойств – увеличение основности пород разреза, что отражается в увеличении плотности.

Поверхность Мохоровичича

Накоплен обширный сейсмический материал, освещающий глубинное строение Европейского Севера. Поверхность Мохоровича (М) представляет собой выдержанную сейсмическую границу, которая создает устойчивые отраженные, преломленные и обменные волны [5]. Это дает возможность рассматривать её в качестве опорного сейсмического репера и изображать ее на картах системой изогипс (рис. 1 а). Граница М не является постоянной и непрерывной даже в разрезе одного профиля ГСЗ. Ее рельеф зависит от внешних и внутренних факторов, характерных для того или иного геоструктурного элемента [1]. В одних (СЗ часть Кольского п-ова, Онежско-Ладожская площадь) в поле отраженных волн раздел М динамически выразителен, в других (профиль Кировск – Д. Зеленцы, северный участок профиля

Полар) на сейсмограммах отсутствуют характерные группы волн $P^{M}_{отр.}$. В южной части Кольского п-ова и Сев. Карелии волны, отраженные от поверхности М, часто регистрируются в виде 2-3 групп осей синфазности, близких по интенсивности и форме колебаний, разделенных интервалов 0.2-0.5 с. В этом случае в переходной зоне от коры к мантии выделяются не 1, а 2-3 сейсмические границы друг над другом с разницей 5-8 км [6]. Высокоскоростной слой в низах коры распространен не повсеместно. На рис. 1 а сделана попытка выявить его пространственное размещение. Главная трудность состоит в том, что для такого большого региона нет одинаково надежного и полного по объему сейсмического материала об этом слое, поэтому показана ограниченная часть информации о его наличии или отсутствии. Отмеченные явления сложного перехода от коры к мантии на Европейском Севере делают затруднительным составление единой схемы изолиний глубин поверхности М.

Мощность земной коры на Европейском Севере изменяется от 25 до 62 км (рис. 1 а). Максимальная установлена под Свекофенской провинцией Фенноскандинавского щита в районе Ладожско-Ботнической зоны (64 км) в зоне сочленения Беломорского мегаблока с Карельским (48 км). Минимальная зафиксирована под Ю.-Баренцевоморской впадиной (30 км). Мощность земной коры на западе Кольского п-ова составляет 40-42, на востоке 35 км. В Белом море она достигает 40-42, в районе Ладожского озера 50, на севере Мезенской синеклизы 30 км. Приведенная схема рельефа поверхности М отражает ее строение лишь в общих чертах. Фактически данная поверхность может быть построена гораздо сложнее, так как в отдельных сечениях ее поднятия и погружения имеют большие амплитуды. В связи с тем, что плотность сейсмических систем наблюдений недостаточна, эти локальные участки требуют дополнительного изучения.

Таким образом, в строении земной коры Фенноскандинавского щита установлены: мозаично-неоднородная структура, внутри нее не обнаружено выдержанных сейсмических границ в пределах всего щита; в верхней части коры локально развиты волноводы и высокоскоростные зоны, коррелирующиеся с геологическими телами; несоответствие структурных планов изолиний скорости разных глубинных срезов; основные геотектонические провинции отличаются по мощности коры и сейсмической неоднородности; вулканогенные раннепротерозойские пояса характеризуются повышенной скоростью и мощностью земной коры, а также аномально высокой граничной скоростью вдоль поверхности М.

Литосферная мантия

Полученные согласно 3-D P-скоростные модели мантии под Евразией [7, 8] позволили построить 3D скоростную модель литосферы Фенноскандинавского щита, которая представлена в виде трех карт-срезов изолиний скорости для глубин 50, 75, 100 км (рис. 1 б, в, г) и 150, 200, 250, 300 км (рис. 2). Среда в 1-ом слое (нижняя кора и верхняя мантия) слабо дифференцирована по скорости (рис. 1 б). Скорость продольных волн изменяется от 7.9 до 8.2 км/с., т.е. контраст скорости некоторых аномалий составляет 0.2-0.3 км/с. Только главные геотектонические провинции слабо отражаются на пространственном изменении скоростных параметров, нет простого соотношения между поверхностной геологией, мощностью коры и скоростью продольных волн в верхней части литосферы.

В литосфере между границей кора-мантия и глубиной 100 км скорость распространения продольных волн изменяется от 7.9 до 8.3 км/с. Имеются скоростные неоднородности с вертикальным размером 10-40 км и латеральной протяженностью от 200 до 1000 км (рис. 1 в, г). Отсутствуют низкоскоростные аномалии, где бы скорость продольных волн снижалась до 8 км/с. Наоборот, появляются высокоскоростные (8.3 км/с) тела. Аномалии скорости с глубиной не менее выражены, чем на 1-ом скоростном срезе. Отмечается несоответствие структурных планов изолинии скорости разных глубинных срезов литосферы. Наибольшее изменение скорости и ее увеличение до 8.3 км/с на томографических срезах наблюдается в архейской части щита (Лапландско- Кольско-Карельская провинция) и на западе Архангельской обл.

Именно на этой огромной по площади территории, а также в северной части фундамента Русской платформы, т.е. в пределах Лапландско-Среднерусско-Ю.-Прибалтийского орогена [10] с архейской консолидированной корой континентального типа, выделена самая сохранившаяся, наиболее полно представленная характерными формациями палеопротерозойская Вост.-Скандинавская базитовая обширная изверженная провинция (ВСкБОИП – EScBLIP) плюмовой природы с промышленными ортомагматическими месторождениями Cr, Ni, Co, Cu, Au, Pt, Pd, Ti, V [11]. Самая нижняя высокоскоростная часть земной коры по отдельным профилям МОВЗ – ГСЗ этой провинции [3, 7] и данным по составу гипоксенолитов в трубках взрыва [5], а также сведения по высокоплотностным и высокоскоростным слоям мантийной литосферы (рис. 1, 2), позволяют рассматривать их как содержащие огромные массы плюмовых базитов

(мантийных астенолитов). Это продукты палеопротерозойской магматической базификации – результат плюмового андерплейтинга архейской континентальной литосферы [11, 12].

Наблюдаемые сейсмические границы отражают современную структуру земной коры. Но этим не отрицается наличие реликтовых сейсмических границ в литосфере при условии, что новейшие процессы не были очень активными. Границы могут сохраняться в случаях совмещения новообразованных структур с древними. По-видимому, структуры литосферы Фенноскандинавского щита, претерпевшие интенсивную переработку в протерозое, с активным обменом мантийного и корового вещества, должны быть подвергнуты особо тщательным металлогеническим исследованиям. С этими структурами связаны многие твердые полезные ископаемые.

В заключение отметим, что составлена сейсмогеологическая модель неоднородностей литосферы. Выявлены некоторые зоны развития высокоскоростного этажа (7.0-7.3 км/с) в низах консолидированной коры. Установлено, что чем мощнее кора, тем меньше контраст скорости на границе М. Построена карта поверхности М, учитывающая последние результаты сейсмических исследований. В литосфере выделены слои с аномально высокой скоростью и неоднородные по латерали.

Дальнейшая детализация зависимостей и привлечение дополнительных геолого-геофизических материалов послужат основой научных гипотез о происхождении и истории развития отдельных блоков Фенноскандинавского щита и помогут связать глубинную структуру литосферы, строение верхних горизонтов земной коры и их металлогению.

Список литературы

1. Шаров Н.В. Литосфера Балтийского щита по сейсмическим данным. Апатиты: КНЦ РАН, 1993. 144 с.
2. Korja A., Korja T., Luosto U. *et al*. Seismic and geoelectric evidence for collisional and extensional events in the Fennoscandian Shield – implications for Precambrian crustal evolution // Tectonophysics. 1993. V. 219. P. 129-152.
3. Mitrofanov F.P., Sharov N.V., Zagorodny V.G. *et al*. Crustal structure of the Baltic Shield along the Pechenga-Kostomuksha-Lovisa Geotraverse // Int. Geol. Rev. 1998. V. 40. N 11. P. 990-997.
4. Павленкова Н.И. Трехмерная модель земной коры Балтийского щита по данным глубинных сейсмических исследований // Изв. АН СССР. Сер. Физика Земли. 2006. № 12. С. 43-54.
5. Строение литосферы российской части Баренц-региона / Н.В. Шаров и др. (ред.) Петрозаводск: Изд-во КарНЦ РАН, 2005. 318 с.
6. Шаров Н.В. Сейсмические данные о рельефе поверхности Мохоровичича Балтийского щита // Геофиз. журн. 1982. Т. 14. № 1. С. 91-97.
7. Шаров Н.В., Куликов В.С., Исанина Э.В. и рр. Сейсмогеологическая характеристика земной коры ЮВ части Фенноскандинавского щита, Россия // Геофиз. журн. 2010. Т. 32. № 3. С. 3-17.
8. Цветкова Т.А., Шумлянская Л.А., Бугаенко И.В. и др. Сейсмотомография Вост.-Европейской платформы: 3D P-скоростная модель мантии под Фенноскандией. Ч. 1 // Геофиз. журн. 2009. Т. 31. № 1. С. 53-72.
9. Цветкова Т.А., Шумлянская Л.А., Бугаенко И.В. и др. Сейсмотомография Вост.-Европейской платформы 3D P-скоростная модель мантии под Феннокандией. Ч. 2 // Геофиз. журн. 2010. Т. 32. № 1. С. 60-76.
10. Минц М.В. Объемная модель глубинного строения раннедокембрийской коры Вост.-Европейского кратона: палеогеодинамические следствия // Геотектоника. 2011. № 4. С. 3-29.
11. Митрофанов Ф.П., Баянова Т.Б., Корчагин А.У. и др. Вост.-Скандинавская и Норильская плюмовые базитовые обширные изверженные провинции Pt-Pd руд: геологическое и металлогеническое сопоставление // Геол. руд. месторожд. 2013. № 5. С. 1-17.
12. Шаров Н.В., Митрофанов Ф.П. Скоростные неоднородности литосферы Фенноскандинавского (Балтийского) щита // Докл. АН. 2014. Т. 454. № 2. С. 221-224.

ТЕМПЕРАТУРЫ ФОРМИРОВАНИЯ УЛЬТРАМАФИТОВ КИНГАШСКОГО МАССИВА, ВОСТ. САЯН

Юричев А.Н.

Томский государственный университет, г. Томск, juratur@sibmail.com

Кингашский ультрамафитовый массив (AR_2-PR_1) расположен в пределах зеленокаменного пояса Канской глыбы Вост. Саяна и включает одноименное крупное Pt-Cu-Ni месторождение [1-2, 6]. Массив картируется в виде крупной линзовидной интрузии (3 × 0.7 км), имеющей согласное залегание со структурой обрамления, и обнаруживает тектонические контакты с вмещающей толщей (рис. 1). Он сложен ультрамафитами и габброидами с преобладанием первых. Ультрамафиты представлены кумулятивными дунитами, верлиты и пикриты распространены ограниченно. Выделяемые породы не обнаруживают стратификации, а распределяются хаотично. Можно предположить, что образование ультрамафитового тела происходило в магматической камере в условиях активной тектонической обстановки, режим сжатия периодически сменялся растяжением. В моменты растяжения происходило пульсационное внедрение в камеру по образовавшимся в ней ослабленным зонам неоднородных по составу ультраосновных расплавов, которые возникли в результате магматической дифференциации в глубинных промежуточных очагах. Габброиды, перекрывающие ультрамафиты, предположительно представляют собой последующую, оторванную по времени фазу внедрения. Наблюдаемые на контакте ультрамафитов и габброидов клинопироксениты, вероятно, являются реакционными образованиями [5].

Целью исследования была оценка температурного режима формирования кумулятивных дунитов массива на основании оливин-хромшпинелиевых геотермометров. Хромшпинелиды – одна из первых минеральных фаз кристаллизации ультраосновных расплавов, из которых они выделяются до или совместно с магнезиальным оливином (реже – с другими силикатами). Магматогенная природа первых в магматических ультрамафитовых телах подтверждается морфологией зерен, характером распределения, взаимоотношением с другими минералами, наличием первичных расплавных включений. Для большинства ультрамафитов характерен оливин-хромшпинелевый парагенезис, который, учитывая особенности составов хромшпинелидов, может использоваться в качестве индикатора условий образования ультраосновных пород.

Температуры кристаллизации хромшпинелидов в ультраосновных расплавах могут быть оценены только при экспериментальных исследованиях или расчетным путем. Так, экспериментально установлено

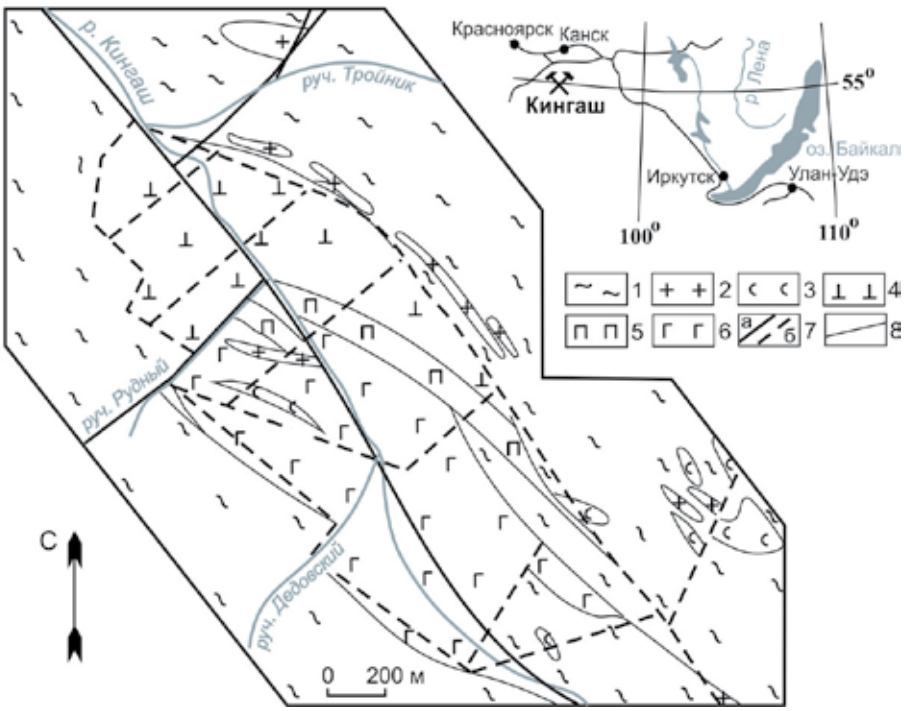


Рис. 1. Схематическая геологическая карта Кингашского мафит-ультрамафитового массива (сост. Н.А. Третьяковым, В.А. Прохоровой в редакции автора).

1 – вмещающие породы: гнейсы, амфиболиты, мраморы; 2 – гранитоиды; 3 – серпентиниты; 4 – ультрамафиты; 5 – клинопироксениты; 6 – габброиды; 7 – тектонические нарушения: а) достоверные, б) предполагаемые; 8 – геологические границы.

[10], что из расплава оливинового базальта с широкими вариациями содержаний Cr шпинель (шпинель-магнетитовый твердый раствор) в качестве ликвидусной фазы появляется при T = 1275-1058 °C. При этом в более окислительных условиях первой кристаллизуется шпинель, при восстановительном режиме – одновременно с нею появляются оливин, клинопироксен и плагиоклаз. Совместная кристаллизация фаз хромшпинелид-оливинового парагенезиса может происходить в широком температурном интервале (от ликвидуса системы до 40-50 % раскристаллизации). Для определения температур кристаллизации ультраосновных расплавов широко используются четыре оливин-хромшпинелиевых геотермометра: Джексона-Ирвайна-Родера [9, 12], Оно [11], Фабри [8] и О'Нейла-Уолла-Бэллхауза-Берри-Грина (O'NWBBG) [7].

Как выяснено ранее [4], расчетные температуры оливин-хромшпинелиевого равновесия отвечают не образованию дунитов и хромититов, а становлению сложенных ими тел. Поэтому есть основания предполагать постоянство значений «замороженной» температуры в каждом теле независимо от вариаций состава оливина и хромшпинелида (прежде всего, железистости). Этот вывод служит надежным индикатором корректности любого геотермометра, основанного на обменных реакциях. Для оценки температур отобраны образцы из разведочных скв. № 18 и 14112. Для «чистоты» расчетов использованы наиболее тесные парагенезисы хромшпинели и оливина, а именно микровключения первого минерала в составе второго (рис. 2). В результате расчетов температуры в пределах одного геотермометра показывают очень близкие значения. Но интервал значений от одной версии геотермометра к другой изменяется существенно (табл.).

Таблица. Расчет температур оливин-хромшпинелевого равновесия в образцах из скв. №№ 18 и 14112.

Образец	18-1	18-3	18-4	18-5A	14112-5	14112-5	14112-2
Хромшпинель							
MgO	10.07	10.81	10.22	11.43	10.67	10.41	13.65
Al_2O_3	31.24	33.17	29.91	35.53	31.98	33.31	43.94
Cr_2O_3	34.01	31.86	35.23	28.97	31.51	30.73	20.47
Fe_2O_3	3.32	3.66	2.58	3.77	4.91	4.47	4.12
FeO	21.25	20.87	21.34	20.09	21.16	21.53	18.23
TiO_2	–	–	0.34	0.20	0.26	–	–
Оливин							
SiO_2	39.81	40.26	39.78	39.70	40.20	40.36	40.06
FeO	12.24	12.10	12.01	12.19	12.42	12.79	12.22
MnO	0.18	0.24	0.24	0.25	–	–	–
MgO	47.78	47.41	47.25	47.87	47.39	46.84	47.32
Температуры по геотермометрам, ° C							
1	602	617	611	630	624	613	684
2	1143	1213	1135	1300	1209	1218	1655
3	666	671	674	669	689	671	668
4	541	545	554	546	564	539	538

Примечание. 1-4 – авторские версии геотермометров: 1 – Джексона-Ирвайна-Родера [9, 12], T, K = (3480*2α + 1018*β + 2400 – 1720*γ) / (2.23*α + 2.56*β + $\ln K_D$*1.987 – 3.08*γ – 1.47); 2 – Оно [11], T, K = (0.057 + 0.34*10^4) / ($\ln K_D$ + 0.934*Cr′′– 0.102); 3 – Фабри [8], T, K = (4250*α + 1343) / ($\ln K_{D^o}$ + 1.825*α + 0.571); 4 – О'Нейла-Уолла-Бэллхауза-Берри-Грина (O'NWBBG) [7], T, K = [(6530 + 280*P + 7000 + 108*P) * (1-2*Fa) – 1960 * (1 – 2*f) + 16150*α + 25150 * (γ+X_{Ti})] / (R*$\ln K_D$ + 4.705); P – давление в GPa, принято 1 GPa; α, β, γ – атомные доли Cr, Al, Fe3+ в хромшпинелиде; Cr′′ = Cr / (Cr + Al) в хромшпинелиде; Fa = Fe / (Fe + Mg) в оливине; f = Fe2+ / (Fe2+ + Mg) в хромшпинелиде; K_D = (X_{Mg}^{Ol}*f) / (X_{Mg}^{Sp}*Fa), где X_{Mg} = Mg / (Mg + Fe) в оливине и хромшпинелиде; K_{D^o} = $\ln K_D$ – 4*γ; R = 8.31 Дж/(моль*К).

Рассчитанные температуры по оливин-хромшпинелиевым геотермометрам Джексона-Ирвайна-Родера и Фабри близки. Видимо, они отражают температуры наложенного метаморфизма (амфиболитовая фация широко проявлена на площади), в ходе которого оливин-хромшпинелиевая ассоциация испытала переуравновешивание. Это обусловлено и тем, что разработчики геотермометров производили их апробацию на ультрамафитах из офиолитовых комплексов, являющихся реститовыми образованиями. Но температурный интервал 1135-1300 °C по геотермометру Оно (за исключением обр. 14112-2) хорошо согласуется с температурами кристаллизации кумулятивных дунитов T = 1100-1260 °C [3]. Столь хорошая применимость этой версии геотермометра может быть обусловлена введением в формулу

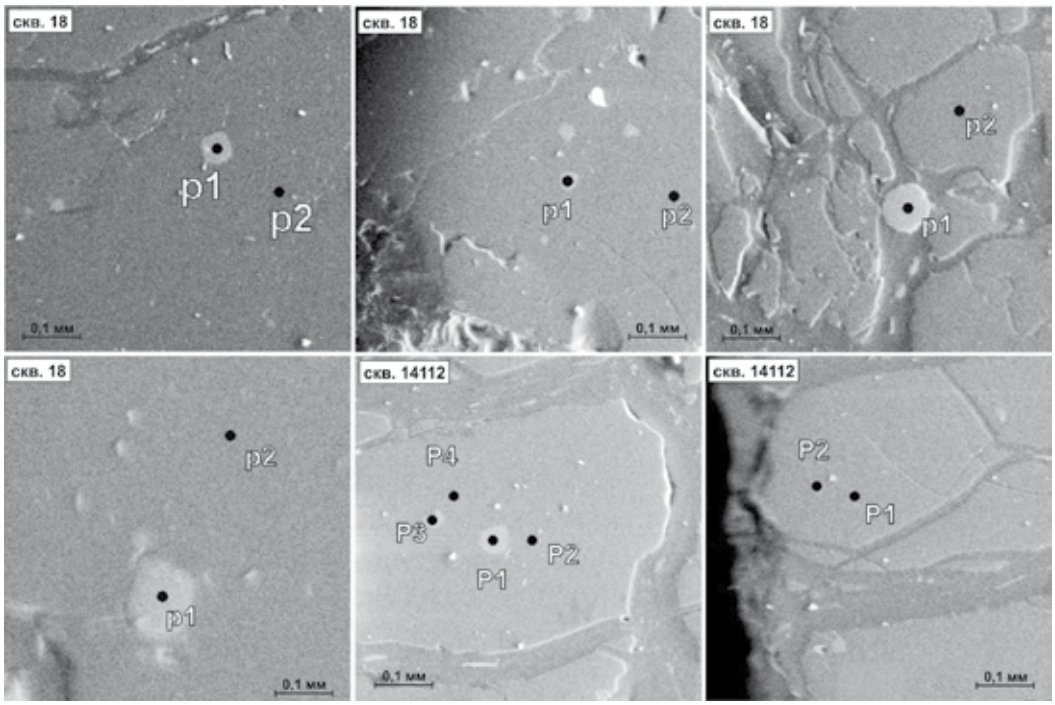


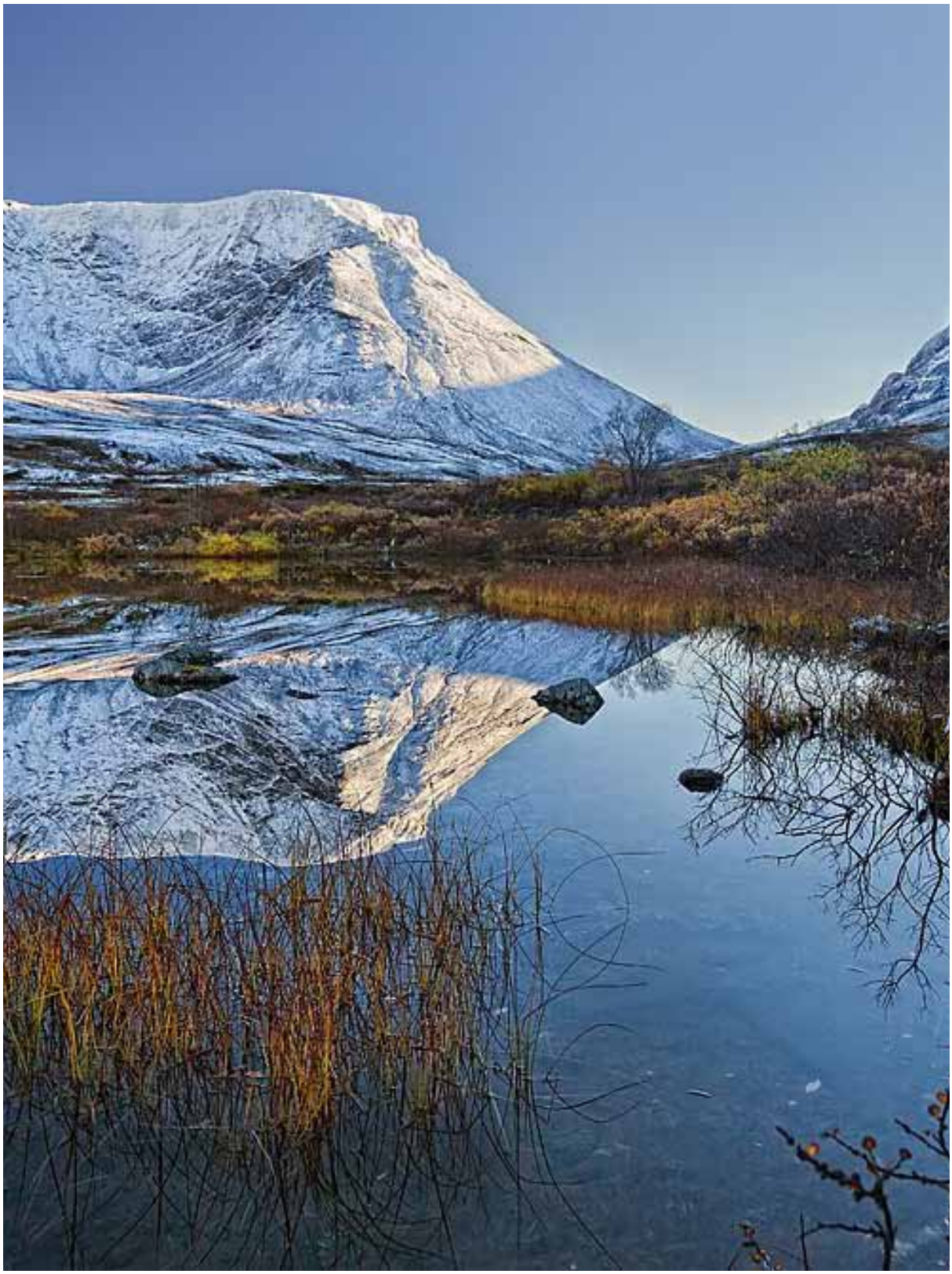
Рис. 2. Включения хромшпинелидов в оливинах из кумулятивных дунитов Кингашского массива: P1, P3 – застрелы хромшпинелидов; P2, P4 – застрелы оливинов.

значения хромистости Cr'', которое обнаруживает зависимость от степени метаморфизма и при расчетах учитывает его воздействие.

Проведенные расчеты позволяют предположить, что кристаллизация кумулятивных дунитов Кингашского массива происходила при температурах 1135-1300 °С с последующим наложением среднетемпературного (Т = 600-700 °С) метаморфизма амфиболитовой фации.

Список литературы

1. Глазунов О.М., Богнибов В.И., Еханин А.Г. Кингашское платиноидно-медно-никелевое месторождение. Иркутск: Изд-во ИГТУ, 2003. 192 с.
2. Корнев Т.Я., Романов А.П., Князев В.Н. и др. Путеводитель по Кингашскому месторождению медно-никелевых и благороднометалльных руд, Вост. Саян. Красноярск: КНИИГиМС, 2001. 72 с.
3. Радомская Т.А. Минералогия и геохимия Кингашского платиноидно-медно-никелевого месторождения, Вост. Саян. Автореф. дис. уч. ст. к.г.-м.н. Иркутск, 2012. 23 с.
4. Чащухин И.С., Вотяков С.Л., Уймин С.Г. и др. ЯГР-спектроскопия хромшпинелидов и проблемы окситермобарометрии хромитоносных ультрамафитов Урала. Екб.: ИГГ УрО РАН, 1996. 136 с.
5. Чернышов А.И., Ножкин А.Д., Мишенина М.А. Петрохимическая типизация ультрамафитов Канского блока, Вост. Саян // Геохимия. 2010. № 2. С. 1-25.
6. Юричев А.Н. Эволюция сульфидного расплава в процессе образования Кингашского ультрамафитового массива, СЗ Вост. Саяна // Изв. ТПУ. 2014. Т. 324. № 1. С. 56-63.
7. Ballhaus C., Berry R., Green D. High pressure experimental calibration of the olivine-orthopyroxene-spinel oxygen geobarometer: implication for the oxidation state of the upper mantle // Contrib. Mineral. Petrol. 1991. V. 107. N 1. P. 27-40.
8. Fabries J. Spinel-olivine geotermometry in peridotites from ultramafic complexes // Contrib. Miner. Petrol. 1979. V. 69. N 4. P. 329-336.
9. Irvine T.N. Chromian spinel as a petrogenetic indicator. 2. Petrologic applications // Can. J. Earth Sci. 1967. V. 4. P. 71-103.
10. Hill R., Roeder P. The crystallization of spinel from liquid as a function of oOxygen fugacity // J. Geol. 1974. V. 92. N 6. P. 709-731.
11. Ono A. Fe-Mg partitioning between spinel and olivine // J. Japan. Assoc. Min. Petr. Econ. Geol. 1983. V. 78. P. 115-122.
12. Roeder P., Campbell I., Jamieson H. A re-evaluation of the olivine-spinel geothermometer // Contrib. Mineral. Petrol. 1979. V. 68. P. 325-334.



Геохимия и геохронология

СТРАТЕГИЧЕСКИЕ ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ АРКТИКИ: НОВЫЕ ВОЗРАСТНЫЕ ДАННЫЕ

Баянова Т.Б.[1], Чащин В.В.[1], Корчагин А.У.[1], Серов П.А.[1], Митрофанов А.Ф.[2], Нерович Л.И.[1], Елизарова И.Р.[3], Морозова Л.Н.[1], Иванюк Г.Ю.[1], Елизаров Д.В.[1], Жиров Д.В.[1]

[1] ГИ КНЦ РАН, г. Апатиты, tamara@geoksc.apatity.ru; [2] ГЕОХИ РАН, г. Москва, mit-alex@yandex.ru

[3] ИХТРЭМС КНЦ РАН, г. Апатиты, elizarir@chemy.kolasc.net.ru

В данной статье приведены новые геохронологические данные для важнейших видов полезных ископаемых Мурманской обл., показанных на карте м-ба 1:500000 [7, 8, 13, 16], созданной на основе Геологической карты Кольского региона (гл. ред. акад. РАН Митрофанов Ф.П., 1998).

Неоархейские месторождения железорудной формации (BIF) Кольского региона изучены U-Pb методом (ID-TIMS) по единичным зернам циркона и бадделеита, а также методами локального анализа SHRIMP-II (ВСЕГЕИ). Время образования железистых кварцитов в р-не Ура-губы по данным U-Pb метода по цирконам 2813 ± 18 (рис. 1.1), «серых гнейсов» Кировогорского месторождения в Оленегорском рудном р-не 2790 ± 12 млн. лет (рис. 1.2), что говорит о близости их формирования. Габброноритовые дайки, секущие породы железорудного комплекса Кировогорского месторождения, имеют U-Pb возраст по циркону и бадделеиту 2738±6 млн. лет (рис. 1.3). Формирование железистых скарноидов и метасоматитов с самородными Au, Ag, Bi и теллуридами этих металлов происходило в интервале от 2784 до 2644 млн. лет (рис. 1.4-1.6).

Неоархейские габбро-анортозитовый Цагинский массив с титаномагнетитовым оруденением и редкоземельное месторождение, связанное с карбонатитами массива Сиилиньярви (Финляндия), продатированы U-Pb методом с использованием циркон-бадделеитового геохронометра. Изотопный U-Pb возраст по циркону и бадделеиту из монцогаббро, анортозитов и габброноритов Цагинского массива находится в интервале от 2668 до 2660 млн. лет (рис. 2.1). Время формирования карбонатитов Сиилиньярви по U-Pb данным с использованием циркона и бадделеита 2613±18 млн. лет (рис. 2.2). Близкий возраст получен по Sm-Nd систематике с использованием породообразующих минералов, равный 2615±57 млн. лет (рис. 2.3). Эти данные сопоставимы с возрастом древнейшего в мире анорогенного щелочно-гранитного магматизма в обрамлении Кейвской структуры [11].

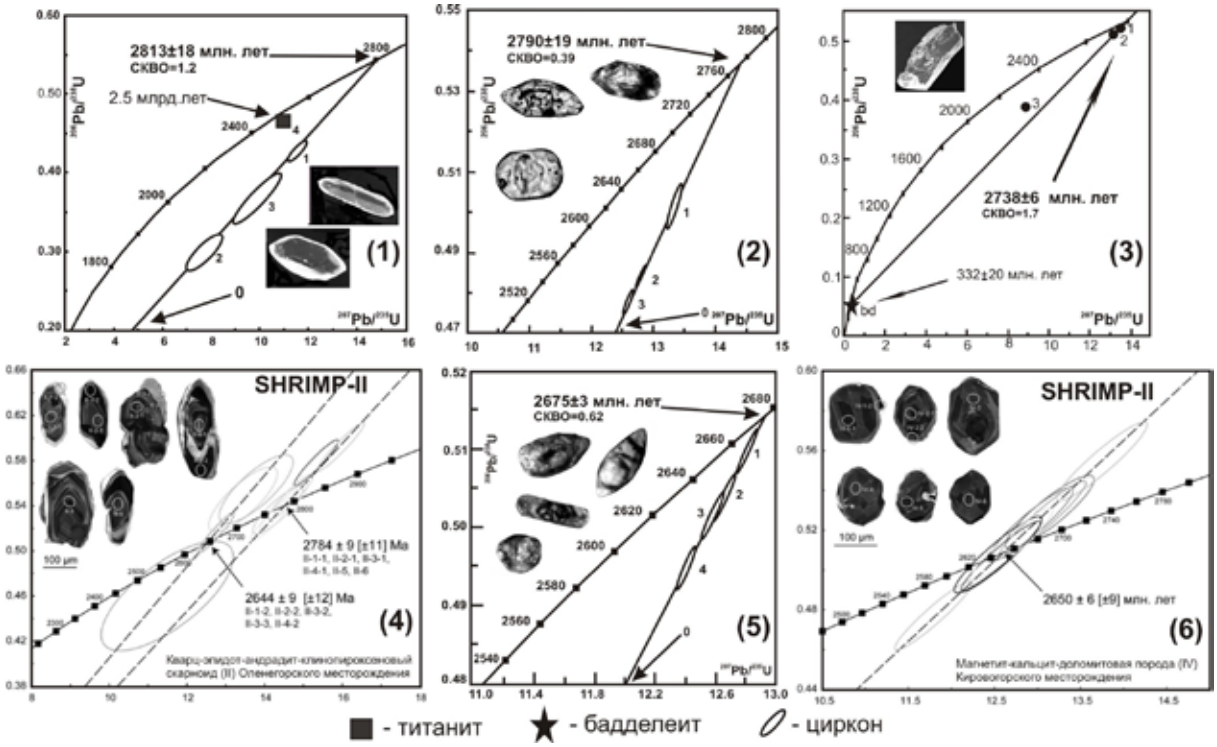


Рис. 1. Изотопные U-Pb (ID-TIMS) и SHRIMP-II данные по единичным зернам циркона и бадделеита: (1) железистые кварциты (УраГуба); (2) вмещающие «серые гнейсы» Кировогорского месторождения; (3) габброноритовые дайки, секущие Кировогорское месторождение; (4) золотоносные кварц-эпидот-андрадит-клинопироксеновые скарноиды; (5) золотоносные магнетит-грюнерит-геденбергитовые скарноиды; (6) золотоносные магнетит-кальцит-доломитовые метасоматиты.

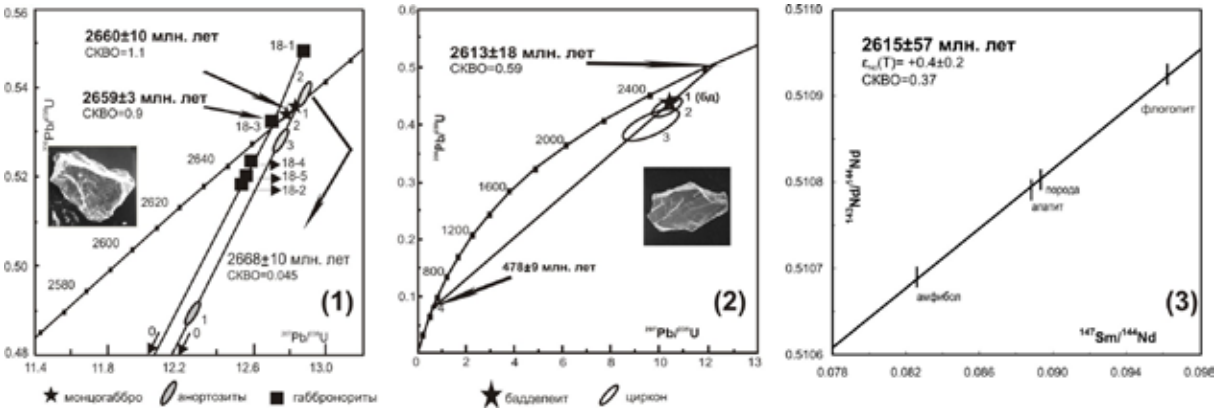


Рис. 2. Изотопные U-Pb диаграммы с конкордией по циркону и бадделеиту: (1) Цагинский массив; (2) карбонатиты Сиилиньярви; (3) Sm-Nd изохрона для породообразующих минералов массива Сиилиньярви.

Кольская платиноносная провинция открыта в 1990-е годы [5, 10, 14, 15] на основе комплексных геолого-петрологических, минералогических и изотопно-геохимических данных в пределах Вост.-Скандинавской обширной изверженной провинции (LIP) площадью около 1 млн. км^2. Она включает тесную пространственную ассоциацию вулканических рифтов, поясов расслоенных интрузий и дайковых роев. Все месторождения комплексных ЭПГ-Cu-Ni, Cr и малосульфидных Pt-Pd руд пространственно и генетически связаны с палеопротерозойскими расслоенными интрузиями основного-ультраосновного состава. Начало формирования наиболее раннего пояса расслоенных интрузий, включающего массив г. Генеральской, Мончегорский и Федорово-Панский комплексы, происходило начиная с 2.53 млрд. лет (Мончетундровский массив и Федоровский блок Федорово-Панского комплекса). Завершение магматизма связано с формированием габброноритовых и монцодиоритовых дайковых комплексов Имандровского комплекса с U-Pb возрастами по бадделеиту и циркону в 2.40 млрд. лет [4, 6, 10, 17]. Введение в практику изотопных Sm-Nd исследований в 2008 г. таких рудных минералов-концентраторов Pt и Pd, как халькопирит, пирротин и пентландит позволило проводить прямое датирование сульфидного и ЭПГ рудогенеза в расслоенных интрузиях [1, 3].

Новые U-Pb возрастные данные получены для единичных зерен цирконов из рудных (Pt-Pd) габброноритов верхнего расслоенного горизонта (ВРГ) Зап.-Панского массива, которые равны 2500±3 млн. лет (рис. 3.1). Для них же получен близкий возраст по Sm-Nd минеральной изохроне, равный 2494±54 млн. лет (рис. 3.2). Новый изотопный Sm-Nd возраст 2476±41 млн. лет определен для Pt-Pd месторождения Киевей Зап.-Панского массива (рис. 3.1).

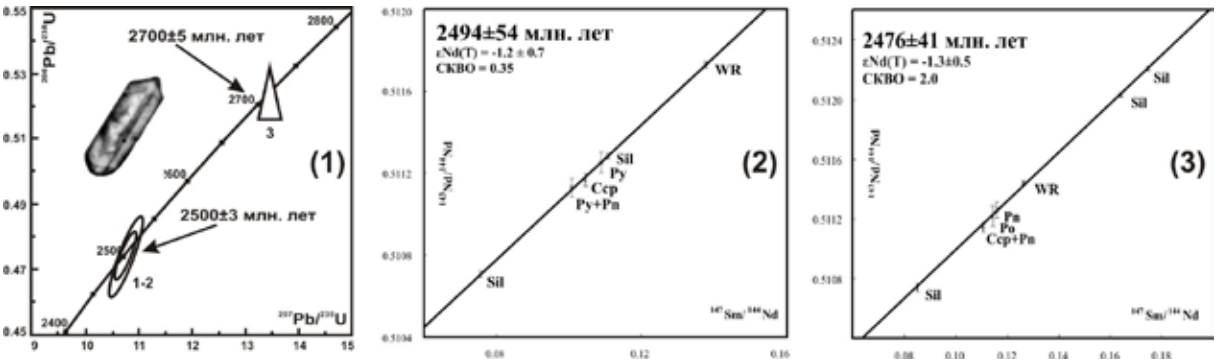


Рис. 3. Изотопные U-Pb и Sm-Nd данные: (1) по единичным зернам магматического (1-2) и ксеногенного (3) циркона из Pt-Pd габброноритов Зап.-Панского массива; (2) рудные и породообразующие минералы из Pt-Pd габброноритов Зап.-Панского массива; (3) рудные и породообразующие минералы из Pt-Pd месторождения Киевей Зап.-Панского массива.

Новые U-Pb данные получены по единичным зернам цирконов из малосульфидных Pt-Pd месторождений Мончегорского комплекса: Нюд-II «критического» горизонта Мончеплутона и Вурэчуайвенч (рис. 4.1-4.3). Формирование Cu-Ni и ЭПГ месторождений палеопротерозоя по данным ε_{Nd}-I_{Sr} систематик происходило из обогащенного мантийного источника EM-I. Происхождение месторождений связывается с плюмовой геодинамикой фертильных мантийных источников – FM [2, 9, 17].

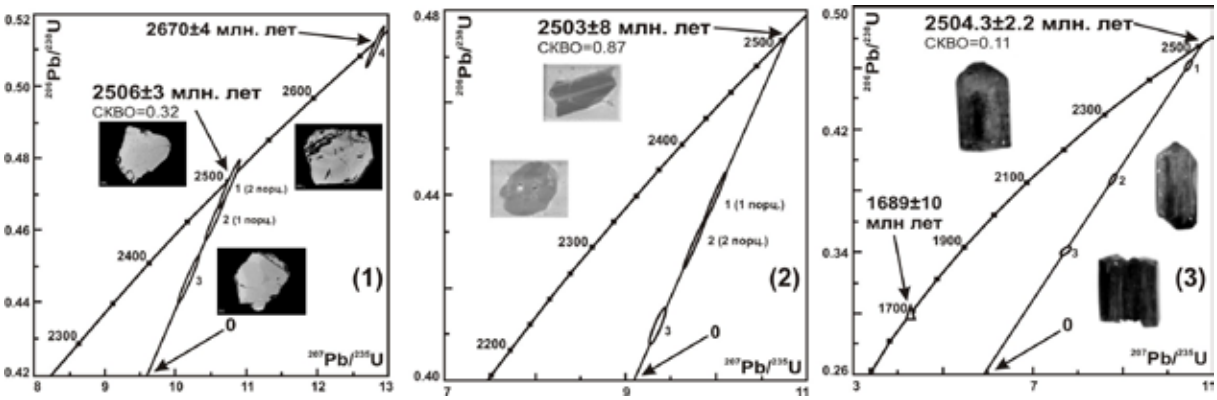


Рис. 4. Изотопные U-Pb диаграммы с конкордией для единичных зерен циркона из: (1) ортопироксенитов месторождения Нюд-II; (2) норитов месторождения Нюд-II; (3) метагаббронноритов месторождения Вурэчуайвенч.

Позднепалеопротерозойские Li-Ta и Cu-Ni месторождения – Колмозерское и Ждановское Печенгского рудного поля – изучены U-Pb методом по циркону и бадделеиту и Sm-Nd систематикой по рудным и породообразующим минералам. Время формирования (метасоматоза) циркона из редкометальных Li-Ta пегматитов Колмозерского месторождения, определенное U-Pb методом, равно 1994±5 млн. лет (рис. 5.1). Возраст Ждановского месторождения U-Pb методом по бадделеиту и циркону определен в 1982±8 млн. дет (рис. 5.2), а Sm-Nd систематикой по рудным минералам и породе в целом 1965±87 млн. лет (рис. 5.3) [12, 13].

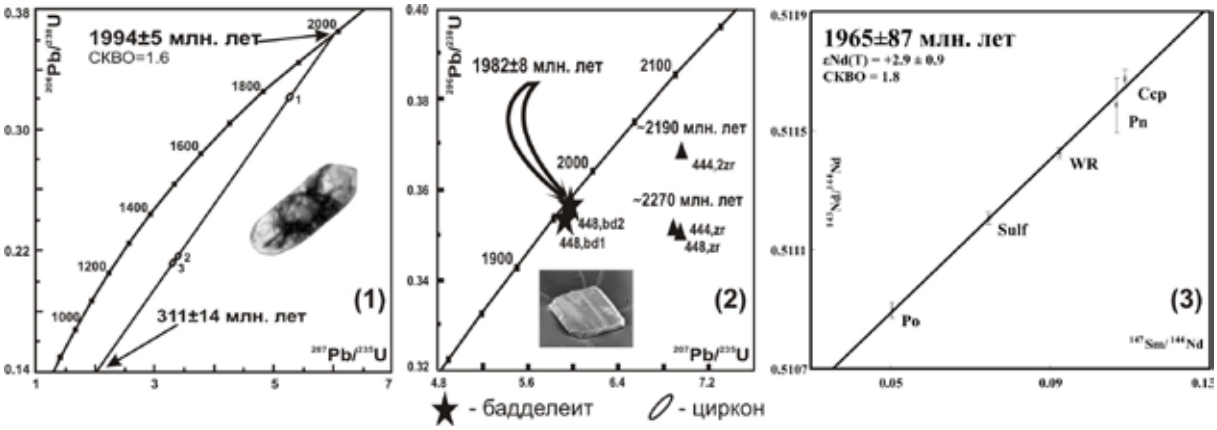


Рис. 5. Изотопные диаграммы с конкордией и Sm-Nd изохрона: (1) цирконы из редкометальных пегматитов Li-Ta Колмозерского месторождения; (2) магматический бадделеит и ксеногенные цирконы из Ждановского месторождения; (3) рудные минералы из прожилково-вкрапленной руды Ждановского месторождения.

Палеозойские крупные и суперкрупные месторождения апатит-нефелиновых и редкоземельно-редкометальных руд, связанные с формацией агпаитовых нефелиновых сиенитов и щелочно-ультрамафитовой, изучены всеми систематиками: U-Pb (по бадделеиту и циркону), Sm-Nd и Rb-Sr (по рудным и породообразующим минералам), а также He^3/He^4. Предполагается значительная длительность от 465 млн. лет (кимберлиты Терского берега) до 345 млн. лет (LA-ICP-MS, бадделеит Ковдорского месторождения) и многофазность формирования этих интрузий, а также плюмовая природа мантийного источника.

Исследования проводятся при финансовой поддержке программ Президиума РАН (ПРАН 5), грантов РФФИ 13-05-00493, ОФИ_М 13-05-12055 и IGCP-SIDA-599.

Список литературы

1. Митрофанов А.Ф., Когарко Л.Н., Аносова М.О. и др. Особенности распределения благородных металлов в сульфидных парагенезисах месторождения Федорова тундра, Кольский п-ов // Докл. АН. 2013. Т. 451. № 6. С. 676-679.
2. Митрофанов Ф.П. Новые виды минерального сырья Кольской провинции: открытия и перспективы // Смирновский сборник. М.: ВИНИТИ РАН, 2005. С. 39-53.
3. Митрофанов Ф.П. Поисковые индикаторы новых промышленных месторождений Rh-Pt-Pd, Co-Cu-Ni и Cr руд на Кольском п-ове // Отеч. геолю 2006. № 4. С. 3-9.

4. Митрофанов Ф.П. Современные проблемы докембрийской геологии кратонов // Литосфера. 2001. № 1. С. 5-14.
5. Митрофанов Ф.П., Балабонин Н.Л., Баянова Т.Б. и др. Кольская платинометальная провинция: новые данные // Платина России. Т. 3. Кн. 1. М.: Геоинформарк, 1999. С. 43-52.
6. Митрофанов Ф.П., Балаганский В.В., Балашов Ю.А. и др. U-Pb возраст габбро-анортозитов Кольского п-ова // Докл. АН. 1993. Т. 331. № 1. С. 95-98.
7. Митрофанов Ф.П., Баянова Т.Б. Геохронология корообразующих и коропреобразующих процессов при формировании Кольского раннедокембрийского глубинного коллизиона // Тектоника и геодинамика: общие и региональные аспекты. Матер. XXXI тектонич. совещ. Т. 2. М.: ГЕОС, 1998. С. 33-37.
8. Митрофанов Ф.П., Баянова Т.Б., Балабонин Н.Л. и др. Кольский глубинный раннедокембрийский коллизион: новые данные по геологии, геохронологии, геодинамике и металлогении // Вестник СПбГУ. Сер. 7. 1997. Вып. 3. № 21. С. 5-18.
9. Митрофанов Ф.П., Баянова Т.Б., Корчагин А.У. и др. Вост.-Скандинавская и Норильская плюмовые базитовые обширные изверженные провинции Pt-Pd руд: геологическое и металлогеническое сопоставление // Геол. руд. месторожд. 2013. Т. 55. № 5. С. 357-373.
10. Митрофанов Ф.П., Жангуров А.А., Федотов Ж.А. и др. Перспективы платиноносности Имандровского расслоенного интрузива // Платина России. Т. 2. М.: Геоинформарк, 1995. С. 26-41.
11. Митрофанов Ф.П., Зозуля Д.Р., Баянова Т.Б. и др. Древнейший в мире анорогенный щелочно-гранитный магматизм в Кейвской структуре Балтийского щита // Докл. АН. 2000. Т. 374. № 2. С. 238-241.
12. Митрофанов Ф.П., Скуфьин П.К., Баянова Т.Б. и др. Лампрофиры в породах раннепротерозойской Печенгской структуры, Кольский п-ов // Докл. АН. 1998. Т. 359. № 4. С. 514-517.
13. Митрофанов Ф.П., Смолькин В.Ф., Шаров Н.В. Основные черты геологического строения СВ Балтийского щита // Кольская сверхглубокая. Научные результаты и опыт исследований. М.: МФ Технонефтегаз, 1998. С. 7-34.
14. Митрофанов Ф.П., Яковлев Ю.Н., Балабонин Н.Л. и др. Кольская платиноносная провинция // Платина России. Проблемы развития минерально-сырьевой базы платиновых металлов. М.: Геоинформарк, 1994. С. 66-77.
15. Митрофанов Ф.П., Яковлев Ю.Н., Дистлер В.В. и др. Кольский регион – новая платинометальная провинция // Геология и генезис месторождений платиновых металлов. М.: Наука, 1994. С. 65-79.
16. Мультимедийный справочник по минерально-сырьевым ресурсам и горнопромышленному комплексу Мурманской обл. Цифровой информационный ресурс / Ф.П. Митрофанов, А.В. Лебедев (ред.). Апатиты: ГИ КНЦ РАН, 2001.
17. Расслоенные интрузии Мончегорского рудного р-на: петрология, изотопия, оруденение, глубинное строение. Ч. 1 / Ф.П. Митрофанов, В.Ф. Смолькин (ред.). Апатиты: ГИ КНЦ РАН, 2004. 177 с.

ИНДИКАЦИЯ ЭНДОГЕННОГО ОРУДЕНЕНИЯ С ПОМОЩЬЮ КОМПЛЕКСНОГО ГЕОХИМИЧЕСКОГО ПОКАЗАТЕЛЯ

Бородкин Н.А.

Северо-Восточный комплексный НИИ ДВО РАН, Магадан, bobbonia@yandex.ru

В основу работы положен фактический материал, собранный автором во время полевых исследований на Экуг-Туманинском рудном поле (ЭТРП), Вост. Чукотка. ЭТРП – двойная купольная структура, приуроченная к зоне релаксации Эквиатапского интрузивного массива гранит-гранодиоритовой формации [2]. Эквиатапский массив образует большую Экугскую интрузивно-купольную структуру на пересечении Экугского и Куветского разломов СВ и СЗ простирания. Здесь реализуется гипотеза Л.Н. Таусона о том, что при становлении гипабиссальных гранитных интрузий недалеко друг от друга могут образовываться разнотипные месторождения. На площади ЭТРП расположено полиметаллическое рудопроявление (Потерянное) и два месторождения: Sn-редкометалльное Экуг и Au-Sb Туманное. В строении рудного поля принимают участие осадочная толща триасового возраста, меловые интрузивы, дайковые и субвулканические тела различного состава.

Промышленный интерес на Туманном представляет Au, в качестве попутных могут добываться Ag, Sb, As. Оруденение локализовано в минерализованных зонах смятия с кварцевыми прожилками и в более

поздних кварцевых жилах. Содержание Sb от 0.01 до 27 %, Au — от следов до 111.2 г/т. Основная часть Au сконцентрирована в минерализованных зонах мощностью 0.5-7.5 м, длиной 300-1200 м. Sb оруденение связано с кварцевыми прожилками и жилами, их мощность 0.1-1.3 м, длина 50-250 м.

На Экуге основной интерес представляет Sn, в комплексе с ним может добываться Li, Bi, W, Au, Ag, Pb, As. Из рудных тел на Экуге имеются: грейзенизированные дайки гранит-порфиров и штокверковые зоны с касситерит-сульфидной минерализацией; метасоматическая залежь, сложенная горизонтом известковистых терригенных пород, замещенных флюорит-кварц-топазовыми грейзенами с касситеритом, и зоны дробления.

В средней части рудного поля, двумя км южнее Туманного, расположено рудопроявление полиметаллов Потерянное. Здесь, по данным заверочных работ, согласные рудные залежи линзовидной формы локализованы в песчано-сланцевом разрезе. Рудные тела сложены вкрапленными и прожилковыми рудами колчеданного состава, несущими, помимо полиметаллической, и Ag-Sn минерализацию. По геохимическим данным, рудопроявление оконтуривается контрастной аномалией W.

Геохимическое изучение рудного поля выполнялось в варианте исследования эндогенных ореолов. Методом профильной геохимической съемки опробовано 35 км^2 поверхности, штольня протяженностью 120 м и 37 скважин колонкового бурения с вертикальным размахом от 130 до 400 м. По коренным обнажениям и всем видам горных выработок отобрано около 4500 проб. Опробованием охвачены не только перспективные для оруденения участки, но и сопредельные площади. Это дало возможность надежно связать расположенные на удалении друг от друга рудные объекты и помогло изучить геохимическую структуру рудного поля в целом. Из 4463 геохимических проб на месторождении Экуг взято 2375, из них 841 – с поверхности, остальные 1534 – по скважинам и штольне. На Туманном соотношение опробования поверхности и разреза примерно равное − из 2011 с поверхности отобраны 1093, по скважинам 918. Рудопроявление полиметаллов опробовано с поверхности 77 пробами. Они анализировалась экспрессным количественным спектральным анализом. Содержание Au и Ag определялось атомно-абсорбционным анализом (911 определений). Из 32 элементов обнаружено 28: Ba, Be, B, W, Bi, Ga, Ge, Fe, In, Y, Yb, Ca, La, Li, Mg, Mn, Cu, Mo, As, Ni, Nb, Sn, Pb, Ag, Sc, Sb, Tl, Ti, Cr, Zn, Zr. Анализ геохимических данных по рудному полю показал:

1. Геофон рудного поля более всего отличен по Au, W, Sb, Sn, As, Pb, Zn, Ag, Mo, Bi, Li, Be. Для одних элементов (Be, Ag, Bi, Li, Au,) характерны локальные контрастные аномалии на одном из месторождений, другие (Sn, Sb, As, W, Mo, Pb, Zn) образуют аномалии на всех рудных объектах.

2. Выявлены четыре геохимические ассоциации: Sn-редкометалльная (Sn, Li, Be, Bi, Ag) контрастно проявлена на Экуге; As-редкометалльная (As, Mo, W, Ca, Cr, Ge, Ga) одинаково развита на Экуге и Туманном; полиметаллическая (Cu, Zn, Pb, Fe, Mg, Mn, Ti) приурочена в основном к рудопроявлению полиметаллов; Au-Sb (Au, Sb, Zr, Ba, B, Ni) свойственна Туманному (табл. 1). Наличие Zr в ассоциации Au-Sb месторождения объясняется присутствием значительного количества циркона в дайках гранит-порфиров, по которым проходят многочисленные рудные зоны.

3. Результаты оценки индикаторной роли элементов показывают, что каждый элемент может обладать высокой, положительной информативностью к одному виду оруденения и отрицательной к другому (табл. 1).

4. Чередование областей с высокими и низкими концентрациями химических элементов образует двухуровневую зональную концентрически-островную конструкцию. Геохимические структуры месторождений имеют концентрический облик, рудного поля – островной.

Наиболее тесные и закономерные связи с тем или иным геологическим объектом (рудопроявлением, месторождением, рудным полем) и его геохимической структурой обнаруживает комплексный ореол [3]. Его интенсивность выражается комплексным геохимическим показателем (КГП), вычисленным и построенным с учетом индикаторной роли отдельных элементов относительно эталона. Эталоном для вычисления в зависимости от задачи может служить интрузивный массив, рудное тело (РТ), месторождение или его часть. Величина КГП меняется от «события к событию» и может принимать положительное и отрицательное значения [1]. На фоновых участках величина КГП имеет устойчивое отрицательное значение, 0 соответствует границе многокомпонентного ореола. Такой тренд обусловлен тем, что на безрудных участках положительные индикаторные элементы находятся в пониженных концентрациях и почти не коррелируются. Поэтому их вариации при сложении компенсируются, КГП не превышает 0. В ореольной зоне и РТ индикаторные элементы находятся в повышенных концентрациях и тесно коррелируют. При сложении слабых согласованных полезных сигналов суммарный сигнал оказывается положительным. Та-

кая характеристика многокомпонентного ореола дает возможность оконтуривать оруденение с отсечением ореольной зоны и фоновой безрудной области.

Таблица 1. Информативность элементов по отношению к типам оруденения Экуг-Туманинского рудного поля.

Ассоциация	Элемент	Оценка индикаторной роли элементов по месторождениям		
		Экуг	Потерянное	Туманное
Sn-редко-металльная	Sn	1.70	-0.38	-1.17
	Be	1.20	-0.54	-0.84
	Bi	1.10	-0.56	-0.51
	Li	1.06	-0.02	-1.01
	Ag	1.02	0.06	-0.67
As-редкометалльная	W	0.44	-0.20	0.02
	Ga	0.38	-0.52	-0.15
	As	0.36	-0.74	0.07
	Mo	0.32	-0.16	0.07
	Ca	0.30	-0.70	0.14
	Ge	0.30	-0.38	0.04
	Cr	0.14	-0.27	-0.07
Полиметаллическая	Pb	0.55	0.84	-0.41
	Cu	0.46	0.23	-0.41
	Mn	0.30	0.95	-0.11
	Zn	0.08	0.40	-0.06
	Fe	-0.02	1.08	-0.15
	Mg	-0.09	0.58	-0.20
	Ti	-0.66	1.04	0.05
Au-Sb	B	-0.10	0.004	0.18
	Au	-0.26	-0.18	0.32
	Ba	-0.48	-0.49	0.78
	Ni	-0.69	0.45	0.50
	Sb	-0.91	-0.43	1.19
	Zr	-1.10	0.26	1.06

Примечание. Коэффициенты индикаторной роли не имеют.

При расчете КГП Экуга (КГП-Э) за эталон принят массив проб, взятых в центре месторождения, где сосредоточено большинство РТ. Картирование КГП-Э по площади рудного поля выявило участки, сопоставимые по набору геохимических признаков с этим месторождением. Изолиния КГП = 0 отвечает границе рудного поля, области с положительными значениями – площадям с оруденением экугского геохимического типа, с отрицательными – безрудным участкам или участкам, несущим иное оруденение. В масштабах ЭТРП по этой же методике определены КГП месторождения Туманное (КГП-Т) и рудопроявления Потерянное (КГП-П). Резкое различие геохимии объектов ЭТРП подчеркивается поведением этих КГП, являющихся отображением многокомпонентных эндогенных ореолов месторождений Экуг, Туманное и рудопроявления Потерянное. На картах распределения названных КГП (рис. 1) наиболее четко индицируется и оконтуривается Sn-редкометалльное месторождение Экуг. Менее интенсивно проявлен контур Au-Sb оруденения, приуроченный к месторождению Туманное. Карта КГП полиметаллического оруденения представляется наиболее сложной. Кроме основного незамкнутого участка в ЮЗ углу карты, этот показатель образует положительные ореолы вокруг месторождения Экуг.

На картах КГП проявлена еще одна интересная особенность. Некоторые КГП отрицательными аномалиями очерчивают объекты иных типов оруденения. При этом КГП-Э не дает глубоких отрицательных

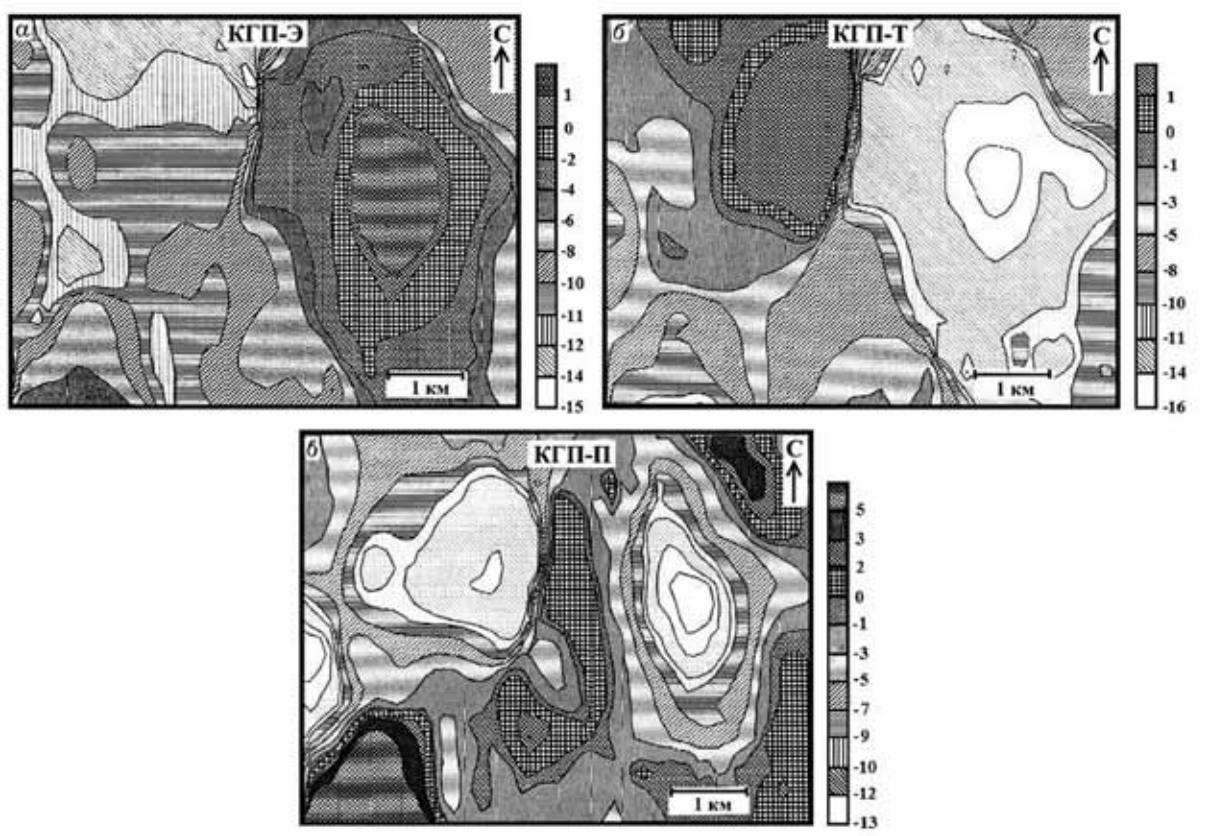


Рис. 1. Распределение рудных комплексных геохимических показателей в Экуг-Туманинском рудном поле: КГП-Э – экугский Sn-редкометалльный (а); КГП-Т – туманинский Au-Sb (б); КГП-П – полиметаллический (в). Коэффициенты КГП размерности не имеют.

аномалий. Туманинский КГП негативной аномалией оконтуривает Экугское месторождение, КГП-П двумя отрицательными аномалиями указывает на локализацию Au и Sn-редкометалльного оруденения. Выявленная особенность объяснима, если исследуемые типы оруденения находятся в генетическом родстве. Взаимоотношения КГП при этом, вероятно, отражают этажность и / или относительный возраст генетически родственных типов оруденения. Результаты позволяютт объединить все типы оруденения в ряд от наиболее глубинных к приповерхностным (или от ранних к поздним): Sn-редкометалльное – Au-Sb – полиметаллическое с W. В плане он трансформируется в латеральную зональность Sn, Au и W в рудном поле.

Итак, геохимические исследования на ЭТРП, где отмечается сонахождение нескольких типов эндогенного оруденения, позволили расшифровать его геохимическую структуру, определить рудную специализацию каждого объекта, выявить новые свойства КГП и возможности их использования. Дополнительное свойство КГП – указывать на места локализации других типов оруденения – позволяет судить о генетическом родстве, относительном возрасте и глубинности совмещенных оруденений. Эта особенность дает поисковый геохимический способ обнаружения и оконтуривания разнотипного оруденения.

Список литературы

1. Вентцель Е. С. Теория вероятности. М.: Наука, 1964. 576 с.
2. Волков А.В., Сидоров А.А. Уникальный золоторудный район Чукотки. М.: ИГЕМ РАН, 2001. 180 с.
3. Приставко В.А. Локальный геохимический прогноз Sn оруденения по эндогенным ореолам // Геохимия и минералогия рудных месторождений Северо-Востока СССР. Магадан: СВКНИИ ДВО АН СССР, 1989. С. 3-19.

ГЕНЕТИЧЕСКИЕ ТИПЫ ЦИРКОНА ИЗ СИЕНИТОВ МАССИВА САХАРЙОК, КОЛЬСКИЙ П-ОВ

Ветрин В.Р.[1], Скублов С.Г.[2, 3]

[1] Геологический институт КНЦ РАН, Апатиты, vetrin@geoksc.apatity.ru

[2] Институт геологии и геохронологии докембрия РАН

[3] Национальный минерально-сырьевой университет Горный, Санкт-Петербург, skublov@yandex.ru

Акцессорный циркон присутствует во многих изверженных и метаморфических породах. Морфология кристаллов, особенности их внутреннего строения и состава являются индикаторами условий образования и генезиса минерала. Циркон устойчив к механическим воздействиям, слабо взаимодействует с расплавами и флюидами, имеет высокую температуру закрытия U-Th-Pb и Lu-Hf изотопных систем, низкую диффузионную проницаемость для Pb, Hf и других элементов, вследствие чего является перспективным геохронометром. Состав циркона определяется главным образом составом кристаллизующихся расплавов. При увеличении степени дифференциации кристаллы циркона обогащаются несовместимыми элементами-примесями U, Th, Y, Nb, Ta, REE, количество и соотношения которых могут быть использованы для определения природы источников. Растворимость Zr в расплавах и содержание циркона в породах определяются главным образом температурой и концентрационными соотношениями щелочей и глинозема. В глиноземистых расплавах гранитного состава концентрация Zr не превышает 100 ppm, достигая нескольких % в расплавах субщелочного и щелочного составов. Эти закономерности подтверждаются данными по содержанию циркона в гранитоидах и щелочных породах Кольского п-ова, составляющем 9-60 г/т в глиноземистых, обычно мусковитсодержащих гранитоидах, при средней концентрации 1400 г/т в щелочных гранитах [2]. Еще более высокие концентрации циркона установлены в щелочных и нефелиновых сиенитах неоархейской интрузии Сахарйок, где циркон с бритолитом и пирохлором образуют рудные тела с (об. %) 0.5-1.2 циркона, 0.2-1.0 бритолита и 0.1-0.2 пирохлора [4].

Массив Сахарйок площадью 4-5 км^2, открытый в 1957 г. и впервые изученный И.Д. Батиевой и И.В. Бельковым [1], расположен в ЮЗ части Кейвского блока Кольского п-ова. Массив сложен щелочными сиенитами ранней фазы и более поздними нефелиновыми сиенитами, содержащими ксенолиты щелочных габброидов (эссекситов, тералитов). В нефелиновых сиенитах северной части массива оконтурен рудный блок с залежами циркон-бритолит-пирохлоровых руд, имеющими СЗ простирание и протяженность 200-1550 м при мощности 3-30 м. Их образование предполагается в результате перекристаллизации и переотложения рассеянной рудной минерализации в зонах тектонических нарушений, служивших путями проникновения флюидных потоков, связанных с магматической деятельностью в пределах расположенного к югу палеопротерозойского Имандра-Варзугского палеорифта [3]. Кристаллы циркона в щелочных и нефелиновых сиенитах массива Сахарйок имеют неоднородное зональное, местами мозаичное строение, обусловленное наличием фрагментов и зон, возникших на магматическом, гидротермальном и метаморфическом этапах [3]. Определение редких элементов в цирконе проведено на ионном микрозонде Cameca IMS-4f в ЯФ ФТИАН (г. Ярославль, рис.1).

Циркон магматического генезиса по сравнению с цирконами других генетических типов из пород массива Сахарйок имеет повышенные концентрации РЗЭ (среднее 1768 ppm), в особенности тяжелых РЗЭ

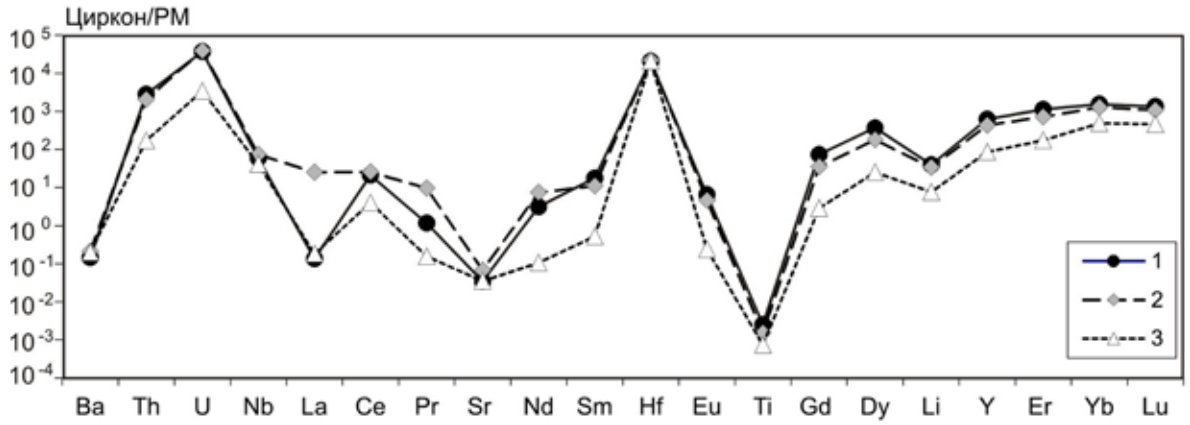


Рис. 1. Средние концентрации редких элементов (ppm) в цирконе магматического (1, n = 10), гидротермального (2, n = 11) и метаморфического (3, n = 11) генезиса из сиенитов массива Сахарйок.

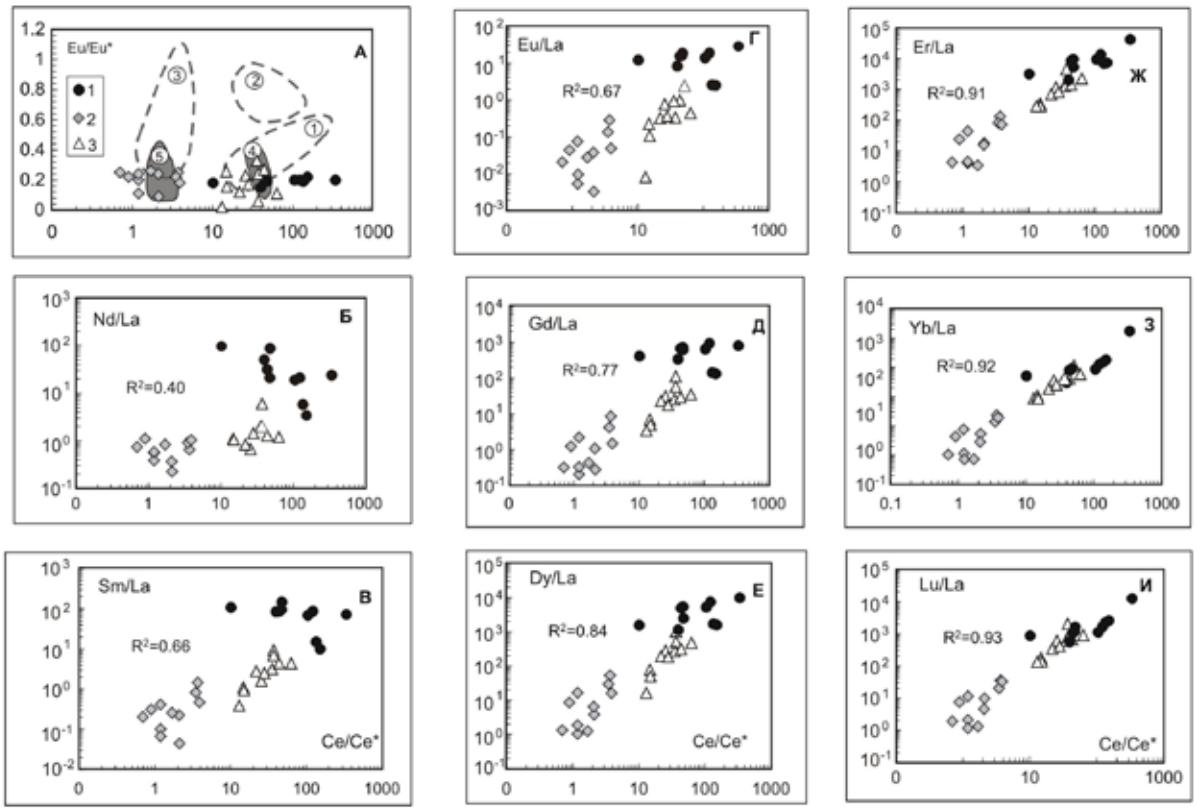


Рис. 2. Диаграммы состава циркона в координатах Ce/Ce*–Eu/Eu* (А), Ce/Ce*–РЗЭ/La, ppm (Б–И). 1-3 – циркон магматического, гидротермального и метаморфического генезиса. Цифры в кружках на рис. 5 А: 1-3 – поля составов магматических, гидротермально измененных и гидротермальных цирконов [9], 4-5 – поля составов циркона магматического и гидротермального генезиса [6].

(среднее 1726), отчетливо проявленный Ce-максимум (10.2-342, среднее 105) и Eu-минимум (0.15-0.22, среднее 0.19), при отсутствии корреляции между этими параметрами (рис. 2 А). Отношение Th/U колеблется в пределах 0.12-1.34, в среднем 0.62. Циркон магматического генезиса характеризуется высокими значениями отношений средних и тяжелых РЗЭ с La, для последних – хорошо проявленной корреляцией с Ce/Ce* (рис. 2 Е-И).

Для циркона гидротермального генезиса особенностями состава являются повышенные концентрации легких РЗЭ (La-Nd), малая величина Ce/Ce* (0.7-3.9, среднее 2.0), пониженные значения отношений средних и тяжелых РЗЭ к La (рис. 2, В-И). По содержанию других элементов-примесей он близок циркону магматического генезиса, отличаясь от него повышенными концентрациями Ca, Sr, Nb, Ba, Hf, U при сопоставимых или пониженных содержаниях других элементов-примесей (рис. 1).

Метаморфогенный циркон при сходной форме кривых распределения РЗЭ с цирконом магматического генезиса отличается от него в 4-5 раз более низкой концентрацией редкоземельных элементов (среднее 385 ppm), пониженными значениями Th/U (0.10-0.53, среднее 0.32) и Ce/Ce* (13.1-63.7, среднее 31.9). Для него свойственны низкие концентрации Li, Y, Nb, Th, U и повышенные Ca, Ba, Hf. По сравнению с цирконом магматического генезиса метаморфогенный характеризуется близкими или пониженными значениями Ce/Ce*, Th/U и более низкими отношениями РЗЭ средней части спектра (Nd-Gd) к La (рис. 2 Б-Д).

Работами ряда авторов показано, что цирконы магматического и гидротермального генезиса различаются по содержанию редких элементов (Y, Th, U, Nb, легкие РЗЭ и др.), более высокому в гидротермальном, и величине Ce/Ce* и Eu/Eu* с максимальным значением Ce/Ce* и более низким Eu/Eu* в магматическом. Для метаморфогенного свойственны пониженные концентрации РЗЭ, часто с дефицитом тяжелых редких земель, отчетливо проявленном в цирконе в парагенезисе с гранатом. Указанные особенности состава применимы и к циркону различных генетических типов из сиенитов массива Сахарйок. В то же время по сравнению со стандартным цирконом магматического и гидротермального генезиса рассматриваемый циркон имеет более низкие концентрации РЗЭ. Это было вызвано воздействием палеопротерозойского метаморфизма, обусловившим деформацию и флюидную переработку циркона первично

магматического генезиса с выносом части редких элементов. На диаграмме в координатах Ce/Ce*–Eu/Eu* (рис. 2 А) наблюдается различие гидротермального и магматического цирконов по величине Ce/Ce* при совпадении полей составов циркона магматического и метаморфического генезиса. Средние значения Eu/Eu* в них близки (0.18-0.21), и это отношение не может, вероятно, применяться для классификации рассматриваемых генетических разновидностей циркона.

Выше установлена значимость различия по составу циркона различных геохимических типов из сиенитов массива Сахарйок на диаграммах Ce/Ce*–РЗЭ/La (рис. 2 Б-И). Известно, что величина Ce/Ce* зависит от окислительно-восстановительных условий кристаллизации циркона, определяющих нахождение Ce в 3- или 4-валентном состоянии [7, 8]. При повышении активности кислорода часть Ce^{3+} (радиус 1.143 Å) переходит в Ce^{4+} (0.970 Å), что приводит к замещению Zr^{4+} (0.84 Å) близкими по величине Ce^{4+}, увеличению Ce^{4+}/Ce^{3+} и появлению положительных Ce аномалий на спектрах распределения РЗЭ в цирконе. При сходстве химических свойств лантаноидов они различаются по основности, с ее ростом при увеличении ионного радиуса элементов [5]. На основании размеров ионов установлен порядок снижения основности в ряду лантаноидов: $La^{3+} > Ce^{3+} > Pr^{3+} > Nd^{3+} > Sm^{3+} > Eu^{3+} > Gd^{3+} > Dy^{3+} > Er^{3+} > Yb^{3+} > Lu^{3+}$. Ион Ce^{4+} имеет меньшую основность по отношению ко всем 3-валентным ионам лантаноидов. Наиболее резко металлические свойства выражены у La, у последующих редкоземельных элементов основные свойства ослабевают. Таким образом, активность средних и тяжелых РЗЭ должна коррелироваться с основностью ионов и количественно определяться величиной их соотношения с La. Значение этого отношения зависит также от Ce/Ce*, имеющего тенденцию к увеличению при усилении активности кислорода. Другими словами, расположение точек состава циркона в координатах Ce/Ce* и РЗЭ/La отражает зависимость активности лантаноидов различной основности от окислительных условий кристаллизации циркона (рис. 1 Б-И). Поскольку диаграммы построены в логарифмическом масштабе, для интерпретации использованы степенные зависимости с вычислением величины достоверности аппроксимации (R^2) трендов (на рис. не показаны), имеющих математическое выражение как $\log(a) = k \log b + c$.

В координатах Ce/Ce* – Nd/La минимальные значения отношений свойственны гидротермальному циркону, средние и максимальные – циркону метаморфического и магматического происхождения, что позволяет достоверно разграничить поля составов (рис. 2 Б). При переходе к диаграммам 2 В-Д сохраняется обособленная локализация точек циркона различного происхождения. Усиление корреляционных связей между компонентами совокупностей (R^2 = 0.66; 0.67 и 0.77), обусловленное ослаблением основных свойств средней части спектра РЗЭ при увеличении Ce/Ce*, приводит к развороту против часовой стрелки точек состава, что видно на примере циркона магматического генезиса. Повышение активности тяжелых лантаноидов с увеличением окислительных условий формирования определяет усиление корреляционных связей между величинами отношений с La, а последних – с Ce/Ce* (рис. 2 Е-И). Это приводит к смешению точек состава циркона магматического и метаморфического генезиса и делает проблематичным их применение для классификации циркона различных генетических типов. Обращает внимание более крутая конфигурация спектров РЗЭ в магматическом цирконе (среднее Lu_N/La_N = 11895) с максимальными значениями Ce/Ce* (среднее 105) по сравнению с цирконом метаморфического и гидротермального генезиса (Lu_N/La_N и Ce/Ce*, 5510 и 31.9; 88.1 и 2.0). Приведенные данные определяют повышение активности тяжелых лантаноидов при увеличении окислительных условий кристаллизации циркона.

Исследования проводились при финансовой поддержке РФФИ, грант 13-05-00125-а, и Минобрнауки России в рамках государственного задания в сфере научной деятельности № 5.2115.2014/К на 2014-2016 гг.

Список литературы

1. Батиева И.Д., Бельков И.В. Сахарйокский щелочной массив, слагающие его породы и минералы. Апатиты: КФ АН СССР, 1984. 130 с.
2. Бельков И.В. Акцессорные минералы гранитоидов Кольского п-ова. Л: Наука, 1979. 185 с.
3. Ветрин В.Р., Скублов С.Г., Балашов Ю.А. и др. Время образования и генезис Y-Zr оруденения массива Сахарйок, Кольский п-ов // Зап. РМО. 2014. № 2. С. 1-22.
4. Зозуля Д.Р., Лялина Л.М., Иби Н. и др. Геохимия руд, минералогия циркона и генезис Y-Zr месторождения Сахарйок, Кольский п-ов, Россия // Геол. руд. месторожд. 2012. Т. 54. № 2. С. 99-118.
5. Спеддинг Ф.Х., Даан А.Х. Редкоземельные металлы. М: Металлургия, 1965. 610 с.
6. Hoskin P.W.O. Trace element composition of hydrothermal zircon and the alterate Hadean zircon from the Jack Hills, Australia // Geochim. Cosmochim. Acta. 2005. V. 69. P. 637-648.

7. Hoskin P.W.O., Schaltegger U. The composition of zircon and igneous and metamorphic petrogenesis // Rev. Mineral. Geochim. 2003. V. 53. P. 27-62.
8. Murali A.V., Parthasarathy R., Mahadevan T.M. et al. Trace element characteristics, REE patterns and partition coefficients of zircons from different geological environments – a case study of Indian zircons // Geochim. Cosmochim. Acta. 1983. V. 47. P. 2047-2052.
9. Pelleter E., Cheilletz A., Gasquet D. et al. Hidrothermal zircons: a tool for ion microprobe U-Pb dating of Au mineralization, Tamlalt-Menhouhou Au deposit, Morocco // Chem. Geol. 2007. V. 245. P. 135-161.

АНОРТОЗИТЫ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ: ГЕОХРОНОЛОГИЯ, ГЕОХИМИЯ И МЕХАНИЗМЫ ФОРМИРОВАНИЯ

Глуховский М.З.[1], Баянова Т.Б.[2], Кузьмин М.И.[3], Баженова Г.Н.[4], Елизаров Д.В.[2], Лялина Л.М.[2], Серов А.П.[2]

[1] Геологический институт РАН, г. Москва, maratg31@yandex.ru; [2] Геологический институт КНЦ РАН, г. Апатиты; [3] Институт геохимии СО РАН, г. Иркутск; [4] Институт физики Земли РАН, г. Москва

Анортозиты фундамента Сибирской платформы, которые слагают разновеликие массивы на Алданском и Анабарском щитах, относятся к автономному типу по О.А. Богатикову. Несмотря на более чем плувековую историю изучения, до сих пор дискуссионны вопросы о возрасте (AR или PR) и геодинамических условиях формирования. Наше исследование направлено на решение этих вопросов учётом новых представлений о роли мантийных плюмов и импакт-триггерных процессов в тектонической эволюции ранней Земли [6, 7], подкреплённых новыми данными по U-Pb датированию цирконов, Sm-Nd и Rb-Sr изотопной систематике, а также геохимии анортозитов и связанных с ними пород. Прецизионные изотопно-геохронологические и геохимические анализы проводились в Геологическом институте КНЦ РАН и Институте геохимии СО РАН [1-6].

Массивы анортозитов фундамента Сибирской платформы расположены в 2 из 6 архейских сиалических ядер (нуклеаров): Алдано-Станового (диаметр 1100 км) и Хета-Оленёкского (900 км). Их природа связывается с импакт-триггерными плюмами фазы Поздней Тяжёлой Бомбардировки Земли (ПТБ, 3.8-3.9 млрд. лет) [7]. Анортозиты Алданского щита слагают Каларский плитообразный массив (площадь свыше 20 тыс. км^2, средняя толщина 4 км, объем свыше 80 тыс. км^3). Массив полого погружается и выклинивается в северном направлении. На поверхности обнажаются 2 фрагмента: северный Куранахский (360 км^2) и южный Имангакитский (1200 км^2), разделенные провесом кровли. Меньшими размерами характеризуется Джугджурская группа массивов на ЮВ щита. Кроме их на щите развиты небольшие разрозненные тела анортозитов. По гравиметрическим данным под платформенным чехлом к северу от Алданского щита выделено еще 4 массива анортозитов [2], которые локализованы во внешней зоне дуговых разломов Алдано-Станового нуклеара. Каларский массив сложен лабрадоритами и последовательно замещающими их андезинитами (занимающими господствующее положение) и олигоклазитами. Его контакты с вмещающими породами в основном тектонические, реже – эруптивные с зонами закалки и ксенолитами гранитогнейсов древнестанового (куандинского) комплекса архея (3.2-3.0. млрд. лет). Возраст массива по Sm-Nd-изохронному методу 1926±64 млн. лет [10]. Но этому противоречат данные об архейском U-Pb возрасте цирконов из анортозитов (2623±23 млн. лет). Это послужило основанием для выделения позднеархейской анортозит-мангерит-чарнокит-гранитной магматической ассоциации (AMCG), формирование которой связывают с синхронной амальгамацией и последующей коллизией искусственно выделенных Джугджуро-Становой и Олекмо-Алданской микроплит по зоне древнестанового структурного шва [9]. Вместе с тем, обращает на себя внимание окатанность зёрен цирконов, что говорит об их ксеногенной природе. В пробах из лабрадоритов Имангакитского выступа массива выделены зерна цирконов, которые сильно корродированны и представлены бесформенными мелкими обломками кристаллов. Они несут все признаки ксеногенности и, скорее всего, захвачены из вмещающих пород при внедрении «анортозитовой каши». Их изохронный U-Pb возраст от 2670±8 до 2512±20 млн. лет совпал с приведённым выше значением [9]. Источниками этих зёрен могли быть массивы субщелочных гранитоидов, развитых севернее и СВ Каларского массива. Эти граниты с изохронным U-Pb возрастом цирконов 2735-2510 млн. лет, T_{Nd} (DM) = 3825-3479 млн. лет, ε_{Nd} (T) = -4.7-7.19 завершают стадию формирования гранит-зеленокаменных поясов Чаро-Олекминского

района [5]. Интересно, что возраст этих гранитов совпадает с T_{Nd} (DM) анортозитов 2574-2878 млн. лет. Это, а также показатели $\varepsilon_{Nd}(T) = -5\ -9$, и $^{87}Sr/^{86}Sr$ отношения в анортозитах 0.7028-0.7027 говорят о зарождении анортозитовой магмы в коре в архее на завершающей стадии формирования гранит-зеленокаменных поясов и возможном участии мантийных источников.

Среди полихронного семейства гранитоидов в гранулито-гнейсовой области Алданского щита выделяются разновидности, которые по спектру РЗЭ комплементарны анортозитам [2, 4]. U-Pb возраст цирконов этих гранитов от центра нуклеара к внешней зоне с анортозитами постепенно убывает от 2007 млн. лет (субщелочные гранодиориты р. Емеллели) до 1920 и 1901 млн. лет (аляскитовые граниты р. Алдан с $\varepsilon_{Nd}(T) = -8.5$ и T_{Nd} (DM) = 2.72 млрд. лет). Вблизи анортозитов развиты граниты кодарского комплекса 1876 млн. лет, $\varepsilon_{Nd}(T) = 6.5\text{-}8.3$, $T_{Nd}(DM) = 3.1\text{-}2.7$ млрд. лет. Эта анортозит-гранитная ассоциация с длительной коровой предысторией формирует систему центрозонального тектонически разобщённого магматического комплементарного комплекса (ТРМКК) [2].

Анортозиты Анабарского щита в ассоциации с монцодиоритами слагают 2 группы массивов: Котуйканскую (900 км^2) и Маганскую (350 км^2). В обнажениях на р. Котуйкан вскрыты 2 типа пород. Первый – серые среднекристаллические габбро-анортозиты, сложенные лабрадором с небольшой примесью амфибола (до 5 %). Они характеризуются бластокатакластической структурой. Второй – белые крупнокристаллические (до 2 см) олигоклазиты с примесью андезина и порфиробластической текстурой. Габбро-анортозиты и анортозиты различаются по геохимическим параметрам. Первые заметно обогащены всеми транзитными и высокозарядными и незначительно обеднены крупноионными элементами. По сумме РЗЭ (19.59 ppm) они почти в 2 раза превосходят анортозиты (11.52 ppm), имея более пологий тренд дифференциации – $(La/Yb)_N = 4.98$ против 69.4, при равной степени обогащения легкими (ЛРЗЭ) и тяжёлыми (ТРЗЭ) элементами и меньшим показателем Eu максимума (1.20) по сравнению с анортозитами (8.10).

Анализ картографических материалов и собственные наблюдения не выявили латеральной или вертикальной зональности в этом комплексе «серых» и «белых» анортозитов, слагающих с сублинейными телами монцодиоритов и порфиробластических гранитов своеобразный магматический меланж. Тела анортозитов имеют куполоподобную форму апикальных частей и скорлуповатую отдельность. Они выклиниваются по простиранию и на глубину до 1-2 км [1]. Всё это говорит о вертикальном выжимании пластичной «анортозитовой каши» в верхние горизонты коры. Это противоречит представлению о том, что анортозиты Анабарского щита, которые формировались в нижней коре, внедрялись в верхние горизонты по листрическим разломам в ходе амальгамации тектонических блоков (террейнов) в архее по механизму тектоники плит [1]. Между тем, анортозиты Анабарского щита располагаются в центральной части архейского Хета-Оленёкского нуклеара и одновременно в краевой зоне Котуйканской кольцевой структуры (ККС) импактного происхождения [6]. Её диаметр 250 км соответствует удару астероида размером 14 км (скорость падения 20 км/с, мощность до $7 \cdot 10^{24}$ Дж). В эллипсе удара поверхность Мохо была разорвана и фрагментарно перемещена с уровня 45 км до 38 км. Отражающие поверхности (сдвиго-надвиговые зоны) средней и верхней коры (20 км и выше) оказались дугообразно изогнутыми, что является одним из признаков постимпактной релаксации [6, 7]. На поверхности щита к последствиям релаксации отнесены эродированные куполовидные Котуйканская и Маганская морфоструктуры с анортозитами в ареале пород амфиболитовой фации метаморфизма. В результате постударного подъёма разуплотнённой и «термально смягченной» (в амфиболитовой фации) нижней и верхней коры импактная радиально-дуговая система разломов, протягивающаяся далеко за пределы ККС, была «запечатана». Поэтому плотный радиальный рой мафических даек мезопротерозоя не смог пересечь морфоструктуры с анортозитами.

В окаймлении Котуйканского купола развиты дайкоподобные тела псевдотахилитов [3, 6]. По составу они отвечают кварцевым диоритам. Их Sm-Nd и Rb-Sr изохронные возраста 1856±58, 1936±30 и 1895±140, 1859±110 млн. лет (T_{Nd} (DM) = 3099 и 3031 млн. лет и $\varepsilon_{Nd}(T) = -9.6$ и -11.5) фиксируют время импактного события [3]. Псевдотахилиты формировались в ходе фрикционного плавления архейского субстрата в режиме длительного постимпактного вибрационного сдвига и сжатия. Возраст импактного события подтверждается временем вторичных изменений уранинита в зёрнах циркона и граната (1963±56 млн. лет, Pb-Pb и U-Pb изохроны), включающего импактно деформированный биотит (полосы смятия) в биотит-гиперстен-гранатовых гнейсах к западу от Котуйканской группы массивов анортозитов [6].

Для U-Pb датирования анортозитов обоих типов из предварительно сокращённых сколковых проб выделены единичные зёрна циркона размером от 0.087×0.05 до 0.175×0.175 мм. Их сглаженная форма граней с реликтами кристаллографических очертаний указывает на то, что они кристаллизовались в условиях высоких давлений и температур. Возраст циркона из «серых» 1960±3 и «белых» 1925±3 млн. лет

анортозитов с их модельными T_{Nd} (DM) = 3591-2833 и 2392 млн. лет и показателями $\varepsilon_{Nd}(T)$ = -6.46 -10.22 и -3.62 говорит о разной длительности их пребывания в коре, времени кристаллизации и примерной корреляции модельного возраста анортозитов с возрастом регионального метаморфизма 3.32-2.7 млрд. лет [1]. Разновременная последовательность внедрения двух типов анортозитов подкрепляется термальным воздействием «белых» анортозитов, прорывающих «серые», включая метасоматическое замещение лабрадоритов олигоклазитами. Возможно, это сопровождалось потерей радиогенного Pb в цирконах габбро-анортозитов, что и отразилось на показателе их возраста в некоторых пробах (1930±5 млн. лет). С потерей радиогенного Pb, вероятно, связаны и возраста цирконов 1660±5 и 1800±5 млн. лет, которые совпадают со временем тектонотермального события, связанного с внедрением радиального роя мафических даек мезопротерозоя [6]. Становление анортозитов завершилось внедрением монцодиоритов и порфировидных гранитов 1.84-1.9 млрд. лет тому назад (по цирконам Pb-Pb и U-Pb изохроны [1]) и формированием, в отличие от Алданского щита, тектонически совмещённого магматического комплементарного комплекса (ТСМКК).

Природа анортозитов Алданского и Анабарского щитов рассматривается на основе эксперимента [8], согласно которому анортозиты образуются из вещества кварцево-диоритового состава при P =13.5 кбар и T = 1200 °C (условия типичны для головных частей мантийных плюмов). В итоге по механизму фильтр-прессинга исходное вещество разделяется на кумулятивный плагиоклаз и низкоплавкую жидкость гранитного состава. В качестве природного аналога исходного вещества выбраны палеопротерозойские псевдотахилиты, которые формировались в процессе частичного плавления метабазитов архея, а по петрохимии сопоставимы с кварцевыми диоритами и из эксперимента [4, 7]. По спектру распределения РЗЭ и на спайдер-диаграммах псевдотахилиты занимают положение между габбро-анортозитами и анортозитами, с одной стороны, и комплементарными им гранитами, с другой.

Таким образом, можно говорить об архейском возрасте зарождения ТРМКК и ТСМКК и различных механизмах внедрения в палеопротерозое. В архее, одновременно со стадией глобального развития гранит-зеленокаменных поясов (3.1-2.7 млрд. лет) в нижней коре в «головах» Алдано-Станового и Хета-Оленёкского мантийных плюмов формировались плагиоклазовый кумулат и легкоплавкая гранитная жидкость. На Алданском щите в палеопротерозое произошло возрождение плюма. Давление его «головы» привело к горизонтальному радиальному перемещению нижнекоровых тектонических потоков с «анортозитовой кашей» из центра плюма в периферийные области. След этих потоков длиной до 500 км маркируется комплементарными гранитами с постепенным омоложением в сторону периферийных плитообразных анортозитовых массивов, вергентных направлению потоков. Такое движение «анортозитовой каши» объясняет захват из пород верхней коры древних зерен цирконов, как это наблюдается в Каларском массиве. Разный возраст анортозитов Каларского и Джугджурского (1.74 млрд. лет) массивов можно связать с пульсацией плюма или неодинаковыми скоростями движения тектонических потоков: 5 и 2 см/год [2].

На Анабарском щите внедрение ТСМКК связано с высокоэнергетичным импактным событием. В результате произошло взламывание и вертикальное перемещение поверхности мантии, активизация высокотемпературных потоков и релаксация коры. Давление этого тектоно-термального «поршня» привело к последовательному выжиманию в верхние горизонты коры в режиме постимпактной вибрационной геодинамики (псевдотахилиты) сначала габбро-анортозитовой «каши» (1.96 млрд. лет), а затем олигоклазитов (1.93 млрд. лет), определивших через 30 млн. лет состояние начального термодинамического равновесия [11]. Только после этого (1.9 млрд. лет) внедрилась остаточная вязкая гранитная жидкость. Это свидетельствует о многообразии процессов тектоники и магматизма на ранних этапах необратимой эволюции Земли.

Список литературы

1. Архей Анабарского щита и проблемы ранней эволюции Земли / М.С. Марков (ред.) М.: Наука, 1988. 253 с.
2. Глуховский М.З. Палеопротерозойский термотектогенез – ротационно-плюмовая модель Алданского щита // Геотектоника. 2009. № 3. С. 57-78.
3. Глуховский М.З., Кузьмин М.И., Баженова Г.Н. и др. Sm-Nd- и Rb-Sr возраст и возможная природа псевдотахилитов Анабарского щита // Докл. АН. 2009. Т. 425. № 4. С. 513-518.
4. Глуховский М.З., Кузьмин М.И., Баянова Т.Б. и др. Автономные анортозиты Алданского щита и связанные с ними породы: возраст, геохимия и механизм образования на примере Каларского массива // Докл. АН. 2011. Т. 439. № 5. С 651-659.
5. Глуховский М.З., Кузьмин М.И., Баянова Т.Б. и др. Очково-порфировидные граниты Алданского щита: геохимия, возраст и механизм образования // Докл. АН. 2012. Т. 443. № 4. С.473-481.

6. Глуховский М.З., Кузьмин М.И. Котуйканская кольцевая структура: возможное свидетельство масштабного импактного события на севере Сибирского кратона // Геол. и геофиз. 2014. Т. 54. № 1. С. 3-26.
7. Глуховский М.З., Кузьмин М.И. Внеземные факторы и их роль в тектонической эволюции докембрия // Геология и геофизика. 2015. В печати.
8. Грин Т.Х. Экспериментальное исследование генезиса анортозитов при высоких давлениях // Петрология верхней мантии. М.: Мир, 1968. С. 228-255.
9. Сальникова Е.Б., Ларин А.М., Котов А.Б. и др. Каларский-чарнокитовый анортозитовый комплекс, Алдано-Становой щит: возраст и тектоническое положение // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2004. Т. 12. № 3. С. 3-11.
10. Суханов М.К., Журавлёв Д.З. Sm-Nd изотопный возраст Каларского чарнокит-анортозитового комплекса, Вост. Забайкалье // Геохимия. 2002. № 8. С. 898-902.
11. Turtle E.P., Pierazzo E., O'Brien D.P. Numerical modeling of impact heating and cooling of the Vredefort impact structure // Meteorit. Planet. Sci. 2003. V. 38. N 2. P. 293-303.

ОСОБЕННОСТИ ОТНОШЕНИЯ ZrO_2/HfO_2 В АКЦЕССОРНОМ ЦИРКОНЕ НИКОЛАЙШОРСКОГО МАССИВА, ПРИПОЛЯРНЫЙ УРАЛ

Денисова Ю.В.

Институт геологии Коми НЦ УрО РАН, г. Сыктывкар, yulden777@yandex.ru

Геохимические особенности циркона отражают особенности среды минералообразования, что дает возможность получить дополнительную информацию о природе и условиях формирования горной породы. Состав элементов-примесей минерала разнообразен. Значительная часть суммарного весового содержания примесей приходится на долю Hf, что позволяет использовать его в качестве одного из основных индикаторов. Отличительной особенностью его поведения является его постепенное накопление относительно Zr в процессе формирования породы [1, 5, 6].

Морфологические особенности циркона

Николайшорский гранитоидный массив приурочен в основном к Няртинскому блоку и образует вытянутое в ССЗ направлении тело длиной 4 км при средней ширине 1.5 км и пространственно ассоциируется с гнейсами няртинского метаморфического комплекса раннепротерозойского возраста. Среди акцессорных цирконов отмечаются 4 морфотипа, в числе которых зерна окатанного циркона (V тип). Этот морфотип относится к реликтовому и при изучении условий формирования гранитоидов Николайшорского массива рассматриваться не будет [2-4].

1-й морфотип – бесцветный прозрачный короткопризматический идиоморфный циркон. Облик кристаллов обусловлен развитием призмы (110) и дипирамиды (111), у отдельных кристаллов определяется дипирамида (331). Размер кристаллов 0.20-0.35 мм. Коэффициент удлинения 1.0-2.0. Поверхность граней гладкая, блестящая. Встречаются включения кварца, апатита, монацита. Содержание цирконов 60-70 % от объема минерала в породе.

2-й морфотип – прозрачный темно-коричневый короткопризматический субидиоморфный циркон. Развиты грани (100), (110), (111). Размер кристаллов 0.1-0.3 мм. Коэффициент удлинения 1.0-1.8. Поверхность гладкая, блестящая. Среди включений распространены изометричные образования кварца. Содержание таких цирконов в монофракциях в среднем 15-20 %.

3-й морфотип – прозрачные светло-желтые длиннопризматические идиоморфные кристаллы. Размер кристаллов 0.5-0.9 мм, коэффициент удлинения 3.0-7.0. Развиты грани (100), (110), (331). Поверхность кристаллов шероховатая, ребра частично сглажены. В отдельных зернах присутствуют включения кварца, апатита. Содержание такого циркона 10-15 % от общего содержания минерала в породе.

4-й морфотип – светло-желтые окатанные цирконы. Размер кристаллов 0.25-0.50 мм. Коэффициент удлинения 0.5-1.2. Поверхность шероховатая. Включений практически не отмечается, в отдельных зернах можно встретить кварц. Содержание цирконов этого типа 5-10 % от общего объема минерала в породе.

Zr-Hf отношение

На основе имеющихся данных по средней величине ZrO_2/HfO_2 отношения можно определить последовательность кристаллизации акцессорных цирконов синпетрогенной группы массива: ранняя генерация – II морфотип (53.87); средняя – III морфотип (47.46); поздняя – I морфотип (43.36) (табл. 1).

Таблица 1. Содержания и отношения ZrO_2 и HfO_2 в цирконах Николайшорского массива.

№ анализа	Морфологический тип								
	I			II			III		
	ZrO_2	HfO_2	ZrO_2/HfO_2	ZrO_2	HfO_2	ZrO_2/HfO_2	ZrO_2	HfO_2	ZrO_2/HfO_2
1	65.06	1.42	45.82	63.75	1.22	52.25	64.16	1.22	52.59
2	65.11	1.55	42.01	64.78	1.26	51.41	63.46	1.37	46.16
3	65.11	1.40	46.51	64.01	1.32	48.49	63.36	1.55	40.88
4	64.55	1.52	42.47	64.72	1.10	59.03	64.78	1.37	47.28
5	65.44	1.56	41.95	64.23	1.08	59.41	63.29	1.30	48.68
6	64.50	1.47	43.88	64.88	1.09	59.53	64.17	1.35	47.53
7	65.99	1.45	45.51	63.45	1.16	54.71	64.06	1.45	44.08
8	64.89	1.54	42.14	64.98	1.10	59.30	64.32	1.36	47.29
9	65.12	1.55	41.91	65.89	1.21	54.45	64.61	1.31	49.32
10	64.88	1.38	47.15	64.12	1.33	48.21	64.54	1.51	42.74
11	64.25	1.33	48.31	64.15	1.35	47.52	63.78	1.27	50.22
12	64.89	1.58	41.07	64.65	1.30	49.73	64.36	1.31	49.13
13	65.12	1.44	45.22	64.55	1.22	52.91	64.02	1.52	42.12
14	64.44	1.48	43.54	64.88	1.36	47.71	63.55	1.28	49.65
15	64.12	1.45	44.22	63.48	1.11	57.19	64.22	1.32	48.65
16	65.12	1.57	41.48	65.55	1.26	52.13	64.99	1.41	46.11
17	63.45	1.56	40.67	64.89	1.12	58.15	64.58	1.31	49.33
18	64.51	1.45	44.49	65.02	1.18	55.02	64.25	1.26	51.12
19	65.11	1.62	40.19	64.89	1.20	54.16	64.59	1.38	46.77
20	64.52	1.67	38.59	63.88	1.14	56.11	62.59	1.26	49.56
Ср.	–	–	43.36	–	–	53.87	–	–	47.46
σ	–	–	2.47	–	–	4.03	–	–	2.99
V. %	–	–	5.70	–	–	7.48	–	–	6.30

Примечание. Место отбора пробы: правый берег ручья Янто-Шор в 200 м выше устья, полосчатый серый биотит-мусковитовый гранит. Микрозондовый анализ выполнен в Институте геологии Коми НЦ УрО РАН (Vega3 Tescan, аналитик С.С. Шевчук).

На графиках отношения ZrO_2/HfO_2 видно, что гистограмма для I типа унимодальна, пик приходится на интервал 40-42 (рис. 1 а). Гистограммы для II и III типов полимодальны. Для светлых короткопризматических цирконов отмечены три пика: 48-50, 54-56 и 58-60 (рис. 1 б). Отношения ZrO_2/HfO_2 для длиннопризматических цирконов лежат в диапазоне от 40 до 54, в пределах которого есть два максимума: 42-44 и 46-50 (рис. 1 в).

Проверим правомерность гипотез статистическими методами [7]. На основе критерия согласия Пирсона (табл. 2) можно утверждать о нормальности распределения эмпирических данных, что позволяет применить метод Голдина. Согласно критерию Стьюдента, для II морфотипа нулевая гипотеза об унимодальности распределения не подтвердилась ($t_{расчет} > t_{крит}$) (табл. 3). Выявленная полигенность распределения отношений ZrO_2/HfO_2 для раннего циркона указывает на неравномерное накопление Hf при выделении циркона или на полихронность процессов на самых ранних этапах формирования гранитов Николайшорского массива.

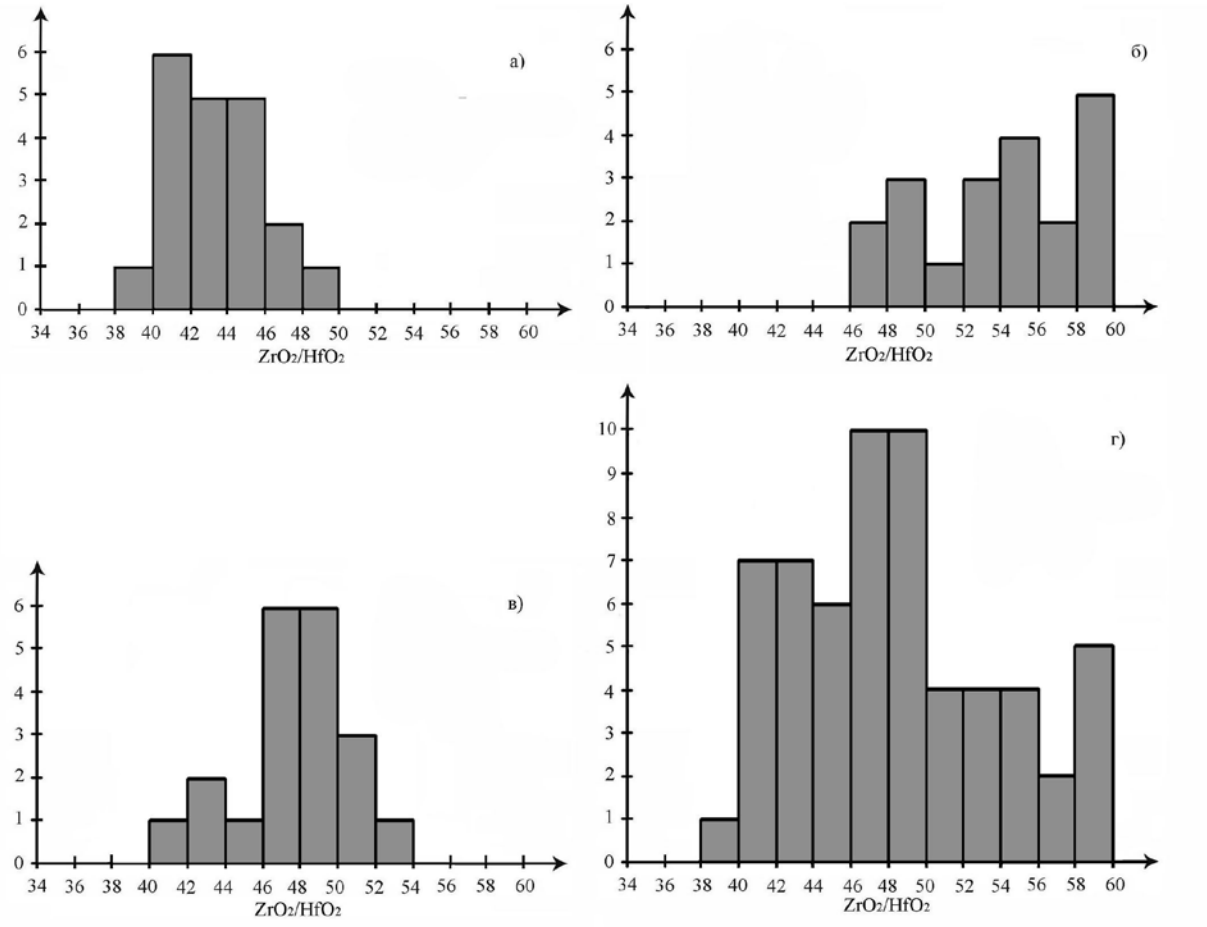


Рис. 1. Частота встречаемости ZrO_2/HfO_2 отношений в цирконах Николайшорского массива.
а) I морфотип; б) II морфотип; в) III морфотип; г) суммарное распределение частоты встречаемости.

Таблица 2. Проверка гипотезы о нормальном распределении отношений ZrO_2/HfO_2.

Морфотип	Критерий согласия Пирсона		
	Число интервалов	$\chi^2_{расчет}$	$\chi^2_{крит}$
I	6	1.67	7.81
II	7	7.42	9.49
III	7	2.65	9.49

Примечание. $\chi^2_{расчет}$ – расчетное значение критерия; $\chi^2_{крит}$ – табличное значение критерия.

Таблица 3. Проверка гипотезы об унимодальности распределения отношений ZrO_2/HfO_2.

Морфотип	Сумма частот	Частоты			$t_{1расчет}$	$t_{крит}$
		1-й максимум	2-й максимум	минимум		
II (1 и 2 пики)	15	3	4	1	1.84	1.96
II (2 и 3 пики)	15	4	5	1	2.77	1.96
III	20	2	6	1	1.90	1.96

Примечание. $t_{1расчет}$ – расчетное значение критерия; $t_{крит}$ (при q = 0.05) – табличное значение критерия Стьюдента.

На основании установленных особенностей в распределении отношений ZrO_2/HfO_2 можно высказать предположение об изменении физико-химических условий в ходе формирования массива, что находит отражение в нескольких генерациях циркона. История кристаллизации акцессорного циркона Николайшорского массива сложна. Начало процесса происходило в условиях нестабильного накопления Hf, что могло

быть связано с изменчивостью степени фракционной кристаллизации расплава. Это нашло выражение в полимодальности распределения ZrO_2/HfO_2 для циркона II типа. С повышением температуры и уменьшением вязкости расплава среда становилась более однородной, что способствовало образованию циркона III типа. Завершающая стадия формирования гранитов массива, в ходе которой зарождался I морфотип, характеризуется постепенным снижением температуры. Широкий пик на гистограмме для поздней генерации указывает не на относительную гомогенность среды, а является следствием наложения нескольких близкостоящих пиков, что позволяет говорить об очень неравномерном накоплении Hf при нестабильных тектонических условиях или о сильном влиянии наложенных процессов. Наличие большого количества (10-15 %) реликтового циркона в породах Николайшорского массива может указывать на то, что граниты образовались по субстрату первично-осадочных пород, т.е. являются автохтонными.

Список литературы

1. Багдасаров Э.А. Индикаторное значение Zr-Hf отношения цирконов // Типоморфизм, синтез и использование циркона. Киев, 1989. С. 59-64.
2. Денисова Ю.В. Особенности акцессорных минералов гранитных массивов Приполярного Урала // Геология европейского севера России. Тр. ИГ Коми НЦ УрО РАН. Вып. 125. Сыктывкар, 2009. С. 62-72.
3. Денисова Ю.В. Типоморфические и типохимические особенности акцессорных цирконов гранитоидов Приполярного Урала // Вестник ИГ Коми НЦ УрО РАН. 2014. № 5. С. 9-16.
4. Денисова Ю.В. Петрогенетическое значение ZrO_2/HfO_2 отношения в акцессорном цирконе гранитов Приполярного Урала // Вестник ИГ Коми НЦ УрО РАН. 2015. № 2. С. 7-13.
5. Золотарева Г.С., Ненахов В.М. Акцессорные минералы и типоморфизм цирконов гранитов Даховского кристаллического массива, Зап. Урал // Вестник ВГУ. Сер. геол. 2006. № 1. С. 39-44.
6. Ляхович В.В. «Цирконовый метод»: достоинства и недостатки. Ст. 2 // Вестник ВГУ. Сер. геол. 2000. № 9. С. 124-127.
7. Овчинников Л.Н., Коган Р.Н. О применении методов математической статистики в абсолютной геохронологии // Статистические методы геологических исследований. Вып. 2. М., 1971. С. 90.

ИЗМЕРЕНИЯ REE В СТАНДАРТНЫХ ОБРАЗЦАХ ЦИРКОНА TEMORA 1 И 91500 МЕТОДОМ LA-ICP-MS (ELAN 9000 DRC-e) ДЛЯ ЦЕЛЕЙ ИЗУЧЕНИЯ РЕПЕРНЫХ ГОРНЫХ ПОРОД АРКТИКИ

Дрогобужская С.В.[1], Баянова Т.Б.[2], Стешенко Е.Н.[2], Каулина Т.В.[2], Лялина Л.М.[2], Новиков А.И.[1]

[1] ИХТРЭМС КНЦ РАН, г. Апатиты, Drogo_sv@chemy.kolasc.net.ru; [2] ГИ КНЦ РАН, г. Апатиты, tamara@geoksc.apatity.ru

Исследования строения и истории формирования земной коры и мантии, а также миграции элементов основаны на экспериментальных данных по геохимии редких и рассеянных элементов. Мировой уровень исследований определяется наличием соответствующих приборов и методик анализа. Современные исследования в этой области базируются на масс-спектрометрических данных, причем наиболее широко используются приборы с индуктивно-связанной плазмой (ICP-MS). Современная масс-спектрометрия в качестве высокочувствительного многоэлементного метода позволяет проводить определение большого числа компонентов с низкими и ультранизкими пределами обнаружения и в тандеме с лазерами высокой мощности обеспечивает прямой анализ твердых объектов, в том числе минералов. К последним относится циркон – уникальный минерал, входящий в состав большого числа пород, что делает его привлекательным для изучения распределения микрокомпонентов. Циркон широко используется в определении возраста и происхождения пород, расшифровке эволюции коры и мантии Земли на основе его микроэлементного состава.

Полезность циркона определяется высокими концентрациями в нем U, Th, Hf, а также REE и особенно HREE. Он образует индивиды или встречается в виде включений в других минералах, размер которых не превышает десятков или сотен мкм. Циркон отличается зональностью, переменным составом, что приводит к необходимости анализа локальными методами. Для исследования распределения и концентраций REE в цирконе используют ионный микрозонд высокого разрешения (SIMS). Все чаще используют лазерную абляцию с индуктивно-связанной плазменной масс-спектрометрией (включая квадрупольную и многоколлекторную LA-ICP-MS и LA-MC-ICP-MS), которые дают возможность проведения комплексного исследования циркона – определения содержаний микроэлементов и U-Pb возраста пород [13].

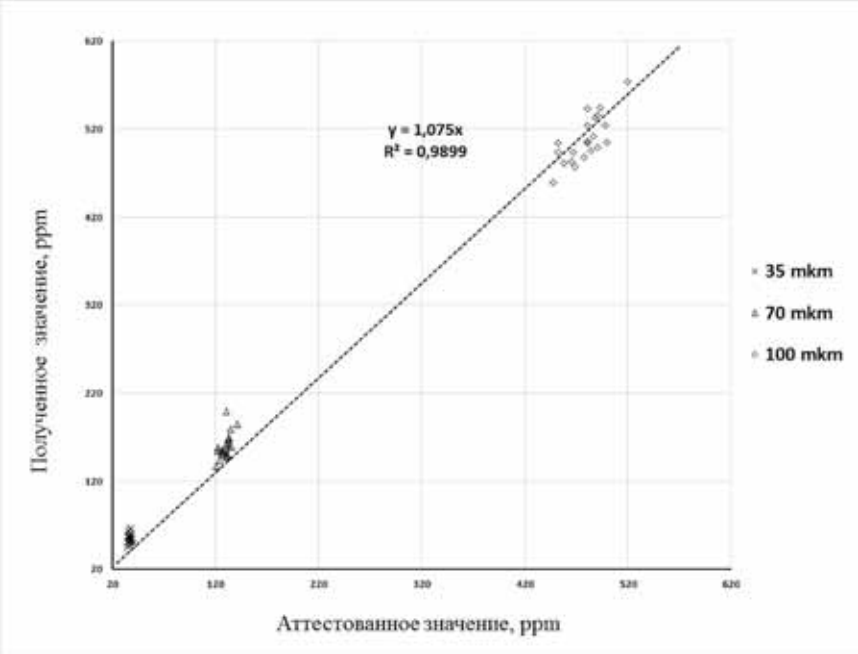


Рис. 1 Результаты LA-ICP-MS в сравнении с аттестованными концентрациями REE [1], измеренные при разных диаметрах кратера.

Цель данной работы состоит в валидации и усовершенствовании методики измерения микропримесей в посредством анализа международных стандартов 91500 и TEMORA 1 и природных образцов на квадрупольном масс-спектрометре с индуктивно связанной плазмой (ELAN 9000 PRC-e). Систематизация и анализ литературных данных о распределении REE в стандартных образцах 91500 и TEMORA 1 подтвердил правомерность поставленной задачи. Дополнительной доказательной базой правильности методики должны послужить межлабораторные сравнения результатов определения концентраций REE в природных образцах циркона с данными, полученными ранее в ЦИИ ВСЕГЕИ (метод LA-MC-ICP-MS), и Ярославском филиале ФТИАН (метод SIMS).

Для первичного изучения внутреннего строения циркона использовали микрокристаллический (LEICA OM 2500 P с камерой LEICA DFC 290), электронно-микроскопический (LEO-1450 с катодолюминесцентной приставкой PanaCL) и микрозондовый методы (CAMECA MC-46). Электронные, оптические и катодолюминесцентные изображения кристаллов циркона малого размера и отдельные фрагменты кристаллов большего размера использовали для выбора зон пробоотбора. Для REE анализов использован циркон из гранат-амфиболовых гнейсов, основных и кислых гранулитов и внутригранитных пегматитов Кольского региона.

Для определения REE в цирконе применяли метод масс-спектрометрии с индуктивно связанной плазмой с лазерным пробоотбором на квадрупольном масс-спектрометре ELAN 9000 DRC-e (Perkin Elmer) с использованием лазерного испарителя UP-266 MACRO (New Wave Research) с длиной волны 266 нм. Испарения REE проводили в потоке аргона в точке диаметром от 35 до 155 мкм или при сканировании в линию шириной 35 и 70 мкм с частотой повторения импульсов 10 Гц (длительность импульса до 4 нс)

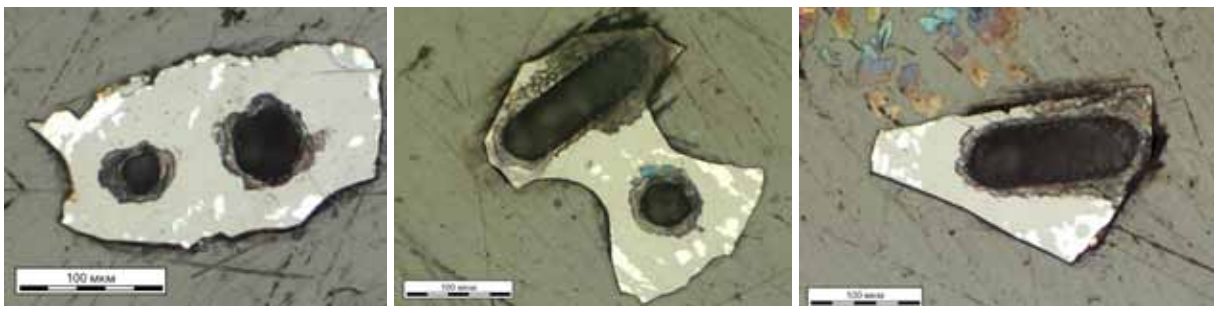


Рис. 2. Фрагменты кристаллов Temora 1(a, b), 91500 (c), отраженный свет.

Таблица 2. Результаты определения REE в стандартном цирконе 91500 по данным разных лабораторий.

Эле-мент	1	2	3	4	5	6										7	8	9	10
						Lab 1*	Lab 2*	Lab 3*	Lab 4*	Lab 5*	Lab 1**	Lab 2**	Lab 3**	Lab 4**	Lab 5**				
						LA-ICP-MS					SIMS								
Y	607	152	147	145	143	159	143	126	146	126	137	162	–	–	159	143	140		–
La	–	0.04	<0.08	0.068	0.0014	–	0.010	0.008	0.0023	0.005	0.027	0.0016	0.018	0.0028	0.013	0.062	0.006	0.031	0.003
Ce	2.0	2.5	2.5	2.7	2.50	2.86	1.53	2.39	3.51	2.43	2.56	2.44	2.39	2.59	2.86	2.54	2.56	2.77	2.14
Pr	–	0.003	<0.05	0.03	0.0119	–	0.041	0.012	0.032	0.010	0.026	0.013	0.016	0.025	0.021	0.091	0.024	0.022	0.01
Nd	0.4	0.3	<0.35	0.2	0.251	0.26	0.29	0.20	0.47	0.23	0.22	0.23	0.23	0.34	0.25	0.51	0.24	0.324	0.25
Sm	0.3	0.4	0.42	0.4	0.461	0.52	0.61	0.41	0.51	0.45	0.38	0.41	0.34	0.19	0.38	0.53	0.50	0.624	0.50
Eu	0.26	0.22	0.37	0.210	0.227	0.26	0.27	0.20	0.24	0.22	0.19	0.20	0.17	0.18	0.22	0.22	0.24	0.310	0.23
Gd	1.93	2.0	2.1	2.29	2.54	2.52	1.89	2.02	2.34	2.28	1.59	1.91	1.33	1.19	2.21	2.15	2.21	2.719	2.38
Tb	–	0.86	–	0.91	0.87	0.90	0.45	0.78	0.90	–	0.78	0.87	0.74	0.61	0.91	0.75	0.86	1.11	0.83
Dy	8.0	11.03	12	12.7	12.3	12.4	8.25	11.1	12.5	11.0	9.9	11.2	9.5	9.7	11.3	10.3	11.8	14.2	10.8
Ho	–	4.9	4.9	5.27	4.77	5.19	3.71	4.40	5.06	4.73	4.26	4.87	4.13	3.54	5.13	4.06	4.84	5.83	4.4
Er	20.4	25	26	27.4	24.1	27.5	21.8	23.5	26.6	23.6	21.4	26.1	21.9	22.2	26.9	24.4	24.6	28.2	24.2
Tm	–	6.6	–	7.0	7.33	7.18	6.80	6.44	7.15		5.67	6.66	5.51	5.15	6.75	5.41	6.89	8.44	6.4
Yb	57.4	65	66	67	83.7	78.2	76.1	69.1	74.7	71.4	55.8	69.9	51.8	55.0	68.1	60.0	73.9	101	69.7
Lu	12.4	13	14	14.7	10.7	14.9	12.6	12.2	13.3	12.6	12.6	16.5	12.6	13.7	15.1	12.6	13.1	13.9	12.6
Hf	5895	6333	6400	5539	4200	6065	5935	5633	7000		5632	7074	6254	–	5884	5686	5900	–	5960
Th	34.6	28.7	31	–	26	32.7	17.5	27.6	29.9	29.5	–	–	–	–	31.9	29.7	29.9	–	–
U	81.2	86	88	–	69.6	86.6	67.7	76.5	81.5	87.7	–	–	–	–	98	68.4	80.0	–	130

Источники: 1 – [3], 2 – [6], 3 – [7], 4 – [8], 5 – [9], 6 – [4], 7 – ИХТРЭМС КНЦ РАН (n = 7, для La n = 2, остальные измерения ниже ПрО), 8 – GeoRem, 9 – [11], 10 – [12]. На рис. 2 даны изображения стандартных цирконов со следами кратеров после абляции. Средние значения REE в цирконе 91500 и данные других лабораторий, полученные методами LA-ICP-MS и SIMS, даны в табл. 1, на рис. 3 – распределение REE после нормирования к хондриту [5]. Определения микроэлементов в TEMORA 1 даны в табл. 2. Возможности ICP-MS (ELAN 9000 DRC-e, ИХТРЭМС КНЦ РАН) позволяют измерять REE в цирконах и стандартах 91500 и TEMORA 1.

Таблица 2. Результаты определения микроэлементов в TEMORA 1.

REE	Y	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	Hf	Th	U
1 – [10]	–	~ 0.13	3.57	–	3.20	5.7	1.12	–	–	140	–	–	–	–	93	7800	132	228
2 – GeoRem	–	0.123	3.5	–	3.3	5.8	1.1	–	–	143	–	–	–	–	95	7800	–	195
3 – ИХТРЭМС (*n = 12*)	1341	0.127	3.5	0.45	2.8	5.0	1.07	19.6	7.2	127	39.6	194.4	41.9	355	94.8	7768	82.6	194

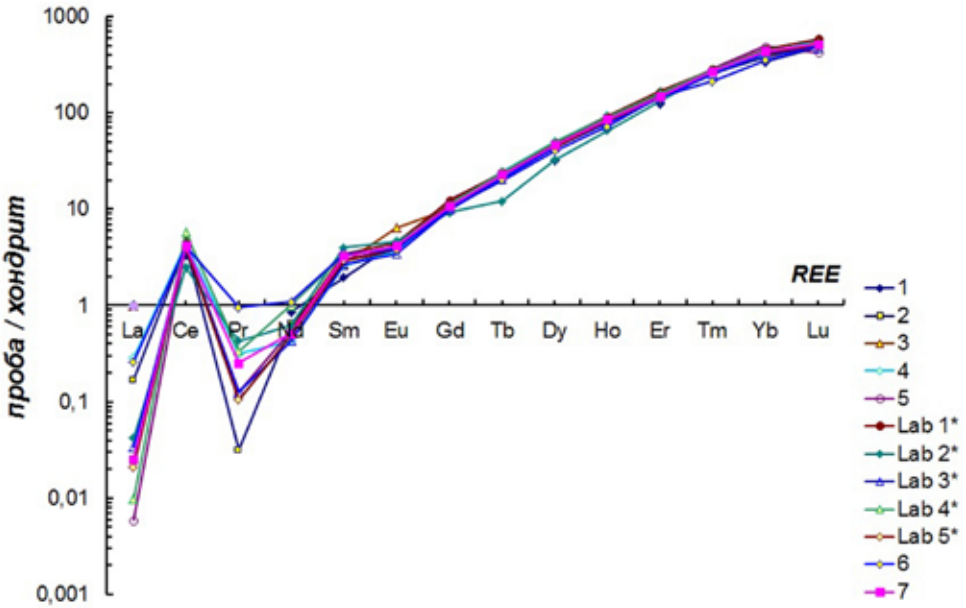


Рис. 3. Спектры REE в цирконе 91500, данные разных лабораторий, нумерация по табл. 2.

и энергией в импульсе 17-18 дж/см^2. Для градуировки прибора применяли синтетический силикатный образец NIST SRM 612 (National Institute of Standards and Technology) с концентрацией REE порядка 40 ppm (r = 0.999) [1]. Для оценки правильности методики использовали стандартные образцы международного значения циркона 91500 и TEMORA 1. Стандарт 91500 – циркон мезопротерозойского возраста из сиенитов Renfrew (Онтарио, Канада), представляет собой фрагменты большого кристалла. Изотопный U-Pb возраст циркона 1065.4±3 млн. лет по 11 измерениям трех лабораторий – Торонто, Оттава (Канада) и Цюрих (Швейцария) [3]. TEMORA 1 – циркон палеозойского возраста из габбродиоритов Тасманского орогенного пояса Вост. Австралии, большая часть цирконов представляет собой фрагменты кристаллов с U-Pb возрастом 416 млн. лет, изученным в Австралийском национальном университете [2].

Количественный анализ при изучении REE с помощью LA-ICP-MS аппаратуры требует градуировки прибора с применением внешних стандартов. В большинстве случаев для измерения микрокомпонентов в цирконе используют синтетические силикатные стандарты NIST SRM 610, 612, редко стандарты циркона из-за меньшей гомогенности. Для построения градуировочной характеристики (ГХ) использован NIST 612, для расширения диапазона линейности предложено изменять диаметр лазерного пучка при постоянстве остальных параметров: диаметр кратера изменяли от 35 до 240 мкм (точечный пробоотбор) и от 20 до 155 мкм при сканировании «в линию». Такой подход позволил определять элементный состав с расширением диапазона измерений до 3-4 порядков. Минимальная погрешность при анализе микрокомпонентов достигается при сканировании в «линию» шириной 35 и 70 мкм. В данных условиях для всех определяемых микроэлементов СКО < 15 %, что характерно для приборов с лазерной абляцией (LA-ICP-MS). Предел определения 0.01 ppm достигается при диаметре лазерного пучка 155 мкм, что сопоставимо с литературными данными [9]. Анализ стекла стандарта NIST 612 как пробы позволил оценить воспроизводимость результатов (рис. 1).

Исследования проводятся при финансовой поддержке РФФИ, грант ОФИ-М 13-05-00493.

Список литературы

1. Pearce N.J.G., Perkins W.T., Westgate J.A. *et. al*. A compilation of new and published major and trace element data for NIST SRM 610 and NIST SRM 612 glass reference materials // Geostand. News. 1997. V. 21. N 1. P. 115-144.
2. Black L.P., Kamo S.L., Allen C.M. *et. al*. TEMORA 1: a new zircon standard for Phanerozoic U-Pb geochronology // Chem. Geol. 2003. V. 200. P. 155-170.
3. Wiedenbeck M., Alle P., Corfu F. *et. al*. Three natural zircon standards for U-Th-Pb, Lu-Hf, trace element and REE analyses // Geostand. News. 1995. V. 19. P. 1-23.
4. Wiedenbeck M., Hanchar J.M., Greenwood *et. al*. Further characterisation of the 91500 Zircon Crystal // Geostand. Geoanal. Res. 2004. V. 28. N 1. P. 9-39.

5. Boynton W.V., Henderson P. Cosmochemistry of the REE: meteorite studies // Developments in Geochemistry. 1984. N. 2. P. 63-114.
6. Hoskin P.W.O. Minor and trace element analysis of natural zircon $ZrSiO_4$ by SIMS and laser ablation ICP-MS. A consideration and comparison of two broadly competitive techniques // J. Trace and Microprobe Techniques. 1998. V. 16. P. 301-326.
7. Belousova E.A., Griffin W.L., O'Reilly S.Y. *et al*. Igneous zircon: trace element composition as an indicator of source rock type // Contrib. Mineral. Petrol. 2002. V. 143. P. 602-622.
8. Whitehouse M.J, Platt J.A. Dating high-grade metamorphism-constraints from REE in zircon and garnet // Contrib. Mineral. Petrol. 2003. V. 145. P. 61-74.
9. Yuan H.L., Gao S., Liu X.M. *et. al*. Accurate U-Pb age and Trace element determinations of zircon by laser ablation-inductively coupled plasma mass spectrometry // Geostand. Geoanal. Res. 2004. V. 28. P. 353-370.
10. Black L.P., Kamo S.L., Allen C.M. *et. al*. Improved $^{206}Pb/^{238}U$ microprobe geochronology by the monitoring of trace-element-related matrix effect; SHRIMP, ID-TIMS, ELA-ICP-MS and oxygen isotope documentation for a series of zircon standards //Chem. Geol. 2004. V. 205. P. 115-140.
11. Iizuka N., Hirata T. Simultaneous determinations of U-Pb age and REE abundances for zircons using ArF excimer laser ablation-ICPMS // Geochem. J. 2004. V. 38. P. 229-241.
12. Nesbitt R. W., Hirata T., Butler I. B. *et al*. UV laser ablation ICP-MS: some applications in the Earth sciences // Geostand. News. 1997. V. 20. N 2. P. 231-243.
13. Zircon. Reviews in Mineralogy and Geochemistry. J.M. Hanchar, P.W.O. Hoskin (eds.). 2003. V. 53. 500 p.

ЯВРОЗЕРСКАЯ КОЛЬЦЕВАЯ СТРУКТУРА – ВОЗМОЖНАЯ АСТРОБЛЕМА

Каулина Т.В.[1, 2], Ильченко В.Л.[1], Лялина Л.М.[1], Ганнибал М.А.[1]

[1] Геологический институт КНЦ РАН г. Апатиты; [2] Апатитский филиал МГТУ, г. Апатиты, kaulina @geoksc.apatity.ru

Роль падения на Землю крупных астероидов и комет в запуске механизма основных тектонических, магматических и климатических событий является фундаментальным вопросом в науках о Земле [6-8, 12, 15, 17, 23]. Исследователи, занимающиеся изучением импактных событий, давно предполагали, что падение крупных астероидов могло сыграть важную, до сих пор не признанную роль в эволюции коры и оформлении внешнего облика Земли. Важная роль ударных метеоритных кратеров в модифицирующем формировании земной поверхности в планетарном масштабе признана геологами в России и на Западе недавно. Многие авторы указывают на совпадение времени крупных импактов с основными эпизодами складкообразования фанерозоя, запуском тектоники плит, «горячими точками», континентальным рифтогенезом и раскрытием океанических бассейнов, включая этапы распада Гондваны-0 [2, 13, 15, 16].

Кроме фундаментальных проблем воздействия метеоритов на глобальную геотектонику, актуальным вопросом является связь астроблем с распределением полезных ископаемых. Метеоритный удар создаёт конический пробой, где породы подвергаются деструкции и образуют дефектную область. Физические условия в зоне ударного пробоя благоприятны для гидротермальных процессов. В кольцевых структурах обнаружены рудные провинции и поля месторождений полезных ископаемых: урановые и полиметаллические руды, углеводородные провинции, алмазы и т.д. [5, 8, 18, 21] и др. Ярким примером является кольцевое перераспределение золота в провинции Витватерсранд, связанное с импактным событием [11]. Судя по растущему числу публикаций, российские геологи проявляют интерес к поиску полезных ископаемых в кольцевых структурах, их форму всё чаще используют в качестве поискового признака [3, 4, 9] и др.

Мы провели изучение кольцевой структуры в Яврозерском р-не пояса Танаэлв, Кольский п-ов, которая хорошо проявлена в рельефе и на аэрофотоснимках (рис. 1). Помимо академического интереса, изучение имеет практическое значение, поскольку здесь обнаружены проявления графитовых руд, представленных зонами графитсодержащих метасоматитов, связанных с Яврозерским комплексом метагаббро-анортозитов – участок Петспакша [1]. Среди большого разнообразия ударно-метаморфических эффектов выявлен ряд диагностических признаков ударного метаморфизма, которые можно легко обнаружить с помощью поляризационного микроскопа. К ним относятся специфические плоскостные микродеформационные структуры (PDFs) в минералах, изотропизация (диаплектические стёкла) и фазовые изменения (фазы высокого давления).

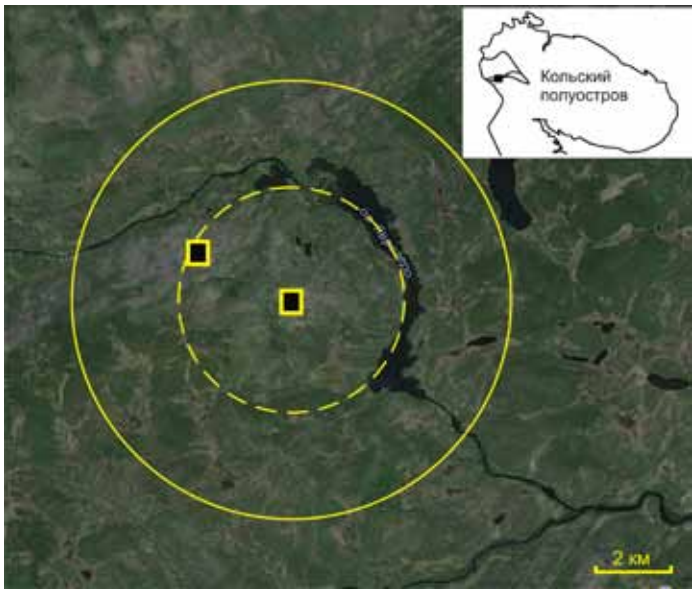


Рис. 1. Кольцевая структура в Яврозерском районе. Вид со спутника с предполагаемыми границами структуры и внутреннего поднятия с рудопроявлениями графита.

Объектом изучения были кристаллы циркона из анортозитов Яврозерского массива в районе г. Петспакши и вмещающих амфиболитов. Считается, что циркон сохраняет признаки ударного метаморфизма, даже пройдя условия гранулитовой фации, поэтому его можно использовать для изучения древних, глубоко эродированных и метаморфически преобразованных импактных структур. Для импактного циркона характерны особенности, которые встречаются вместе или порознь в одной пробе. Это: 1) плоскостные микроструктуры, которые представляют собой один или нескольких наборов параллельных полос с шагом меньше 5 μм; 2) образование высокобарической полиморфной модификации циркона – рейдита; 3) гранулированная структура циркона – поликристаллические зерна в стеклообразной $ZrSiO_4$ матрице; 4) бадделеит в виде кайм или включений [14, 19, 25]. Изученные цирконы показали некоторые черты импактных: волнистое погасание и плоскостные микроструктуры, размытое «авроральное» свечение в режиме катодолюминесценции, что характерно для циркона высоких давлений [10] (рис. 2).

Интересные результаты получены при изучении Раман-спектров цирконов из анортозитов. Анализы КР спектров проводился на спектрометре HORIBA Jobin-Yvon Labram HR800 в ресурсном междисциплинарном центре «Геомодель», СПб Университет (Ar-лазер 514.5 nm, время экспозиции 3 с, число повторений 5, мощность лазера 50мВт, ув. микроскопа 50, аналитик В. Бочаров). Для обычного циркона с ненарушенной кристаллической структурой наблюдаются следующие моды: внутренние, имеющие отношение к Si-O связям – 1008, 975, 439, 269 $см^{-1}$ и внешние 393, 355, 225, 214, 202 $см^{-1}$ [20]. В большинстве

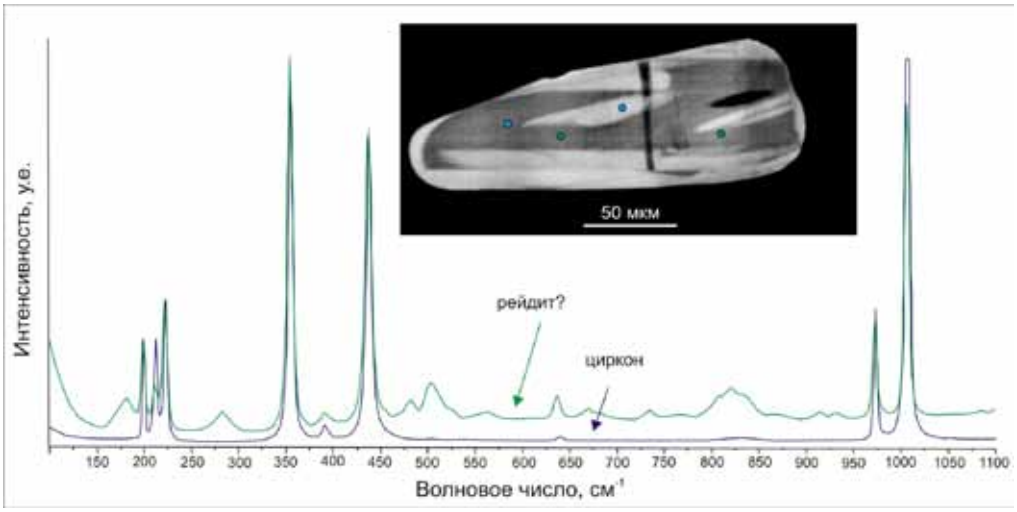


Рис. 2. Циркон в режиме катодолюминесценции с точками анализов КР-спектров.

цирконов проявлены именно эти линии, в нескольких случаях есть дополнительные полосы КР (184, 284, 483, 504 $см^{-1}$), что говорит о наличии рейдита $ZrSiO_4$ со структурой шеелитового типа в окружении цирконового материала (рис. 2). Появление дополнительных полос связано с более низкой симметрией кристаллов [19]. Примерная фазовая граница между цирконом и рейдитом проводится на уровне 10 GPa [22].

Таким образом, наличие в Яврозерском районе кольцевой структуры и блоков рейдита в цирконе может служить признаком импактного события, что требует дальнейшего изучения и подтверждения. Считается, что образование графита связано с высокоуглеродистым флюидным импульсом на рубеже около 1970 млн. лет [1]. Он коррелирует со временем протерозойского Кольского плюма по данным изотопного состава Os в ферропикритах Печенгской структуры [24], что также может быть связано с интенсивной метеоритной бомбардировкой в это время.

Работа поддержана грантом РФФИ 14-05-00443. Часть исследований выполнялась в ресурсном междисциплинарном центре «Геомодель», СПб Университет.

Список литературы

1. Астафьев Б.Ю., Воинова О.А., Лохов К.И. и др. Возраст и генезис раннедокембрийской графитовой минерализации Лапландского пояса, Кольский п-ов // Отеч. геология. 2006. № 4. С. 75-82.
2. Афанасьев С.Л., Фельдман В.И. Астроблемы и начала геологических веков // Астрон. вестн. 1995. Т. 30. № 1. С. 33-36.
3. Баржицкий В.В. Космогеологическая карта СВ части Балтийского щита, Мурманская обл. и север Карельской АССР. МинГео СССР, МинГео РСФСР, ПГО «Севзапгеология», Центрально-Кольская КГЭ. Киев: ЦТЕ, 1988. 86 с.
4. Ворошилов В.Г., Ананьев Ю.С. Механизмы формирования и методы выявления разноранговых аномальных геохимических полей // Разведка и охрана недр. 2013. № 8. С. 41-45.
5. Горный В.Н., Караев Н.А., Гендерен Дж.Л. и др. Камуфлетные взрывы как причина формирования структур, индицирующих алмазоносные районы. По материалам дистанционных и геофизических методов // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из Космоса. 2006. Т. 3. № 2. С. 225-241.
6. Зейлик Б.С. Ударно-взрывная тектоника и краткий очерк тектоники плит. Алма-Ата: Гылым, 1991. 120 с.
7. Масайтис В.Л., Данилин А.Н., Мащак М.С. Геология астроблем. Л.: Недра, 1980. 232 с.
8. Фельдман В.И. Роль импактных процессов в истории Земли // Матер. V межд. школы по наукам о Земле ISES-2009. М., 2009.
9. Харченко В.М. Структуры центрального типа, их связь с месторождениями полезных ископаемых (на примере объектов Предкавказья и сопредельных территорий). Ставрополь: СевКавГТУ, 2012. 103 с.
10. Corfu F., Hanchar J.M., Hoskin P.W.O. *et al*. Atlas of zircon textures // Zircon. Reviews in Mineralogy and Geochemistry. 2003. V. 53. P. 469-500.
11. Elston W.E. Proposed bushveld-vredefort multiple megaimpacts: possible correlation with global 2.1-2.0 G. y. events and the proterophytic-paleophytic boundary // Meteorit. Planet. Sci. 1996. V. 31. P. A79.
12. French B.M. The importance of being cratered: the new role of meteorite impact as a normal geological process // Meteorit. Planet. Sci. 2004. V. 39. P. 169-197.
13. French B. M., Koeberl C. The convincing identification of terrestrial meteorite impact structures: what works, what doesn't, and why // Earth-Science Reviews. 2010. V. 98. P. 123-170.
14. Garde A.A., McDonald I., Dyck B. *et al*. Searching for giant, ancient impact structures on Earth: the Mesoarchaean Maniitsoq structure, West Greenland // Earth Planet. Sci. Lett. 2012. V. 337-338. P. 197-210.
15. Glikson A.Y. Field evidence of Eros-scale asteroids and impact-forcing of Precambrian geodynamic episodes, Kaapvaal (S. Africa) and Pilbara (W. Australia) Cratons // Earth Planet. Sci. Lett. 2008. V. 267. P. 558-570.
16. Glikson A.Y., Vickers J. Asteroid impact connections of crustal evolution // Austral. J. Earth Sci. 2010. V. 57. P. 79-95.
17. Grieve R.A.F. Extraterrestrial impacts on Earth: the evidence and the consequences // Meteorites: flux with time and impact effects. Geol. Soc. London. Spec. Publ. 1998. V. 140. P. 105-131.
18. Grieve R.A.F., Masaitis V.L. The economic potential of terrestrial impact craters // Int. Geol. Review. 1994. V. 36. P. 105-151.

19. Gucsik A., Koeberl C., Brandstätter F. *et al*. Cathodoluminescence, electron microscopy, and Raman spectroscopy of experimentally shock-metamorphosed zircon // Earth Planet. Sci. Lett. 2002. V. 202. P. 495-509.
20. Hoskin P.W.O., Rodgers K.A. Raman spectral shift in the isomorphous series $(Zr_{1-x}Hf_x)SiO_4$ // Eur. J. Solid State Inorg. Chem. 1996. V. 33. P. 1111-1121.
21. Masaitis V.L., Naumov M.V. Puchezh-Katuriki impact crater. Preliminary model of hydrothermal circulation system // Meteoritics. 1993. V. 28. N 3. P. 390-391.
22. Михеева А.В., Кузнецов В.Ф. Об изучении особенностей ударного кратера по материалалм дистанционного зондирования Земли //Отеч. геол. 2013. № 4. С. 61-67.
23. Ono S., Tange Y., Katayama I. *et al*. Equations of state of $ZrSiO_4$ phases in the upper mantle // Amer. Miner. 2004. V. 89. P. 185-188.
24. Reimold W.U., Koeberl C. Catastrophes, extinctions, and evolution: 50 years of impact cratering studies // Golden Jubilee Memoir of the Geol. Soc. India. 2008. V. 66. P. 69-110.
25. Walker R.J., Morgan J.W., Hanski E.J. *et al*. Re-Os systematics of early Proterozoic ferropicrites, Pechenga complex, NW Russia: evidence for ancient Os-enriched plumes // Geochim. Cosmochim. Acta. 1997. V. 61. N 15. P. 3145-3160.
26. Wittmann A., Kenkmann T., Schmitt R.T. *et al*. Shock-metamorphosed zircon in terrestrial impact craters // Meteor. Planet. Sci. 2006. V. 41. N 3. P. 433-454.

ПЛАГИОКЛАЗСОДЕРЖАЩИЕ ЛЕРЦОЛИТЫ МАССИВА КАКОЙВА КУОЛАЯРВИНСКОЙ СТРУКТУРЫ: НОВЫЕ U-Pb И Sm-Nd ВОЗРАСТНЫЕ ДАННЫЕ

Куликов В.С. [1], Баянова Т.Б. [2], Серов П.А. [2], Куликова В.В. [1], Бычкова Я.В. [3]

[1] Институт геологии КарНЦ РАН, г. Петрозаводск, vkulikova@yandex.ru
[2] Геологический институт КНЦ РАН, г. Апатиты, tamara@geoksc.apatity.ru
[3] ИГЕМ РАН, г. Москва, yanab66@yandex.ru

Паана-Куолаярвинский мегасинклинорий расположен в зоне сочленения Мурманской обл., Республики Карелия и Финляндии, а в геологическом плане является ЮВ звеном сложно построенного палеопротерозойского пояса Карасъек – Соткаселки – Саттасвара – Коммитсойва [8]. На его территории традиционно выделяют два крупных этапа палеопротерозойского мафит-ультрамафитового магматизма [4-6, 11]. Исторически ранний сумийский этап с возрастом 2.40-2.45 млрд. лет связывался только с формированием расслоенных интрузивов, в том числе Олангской группы (Кивакка, Ципринга, Луккулайсваара и др.). Второй этап в сопоставлении с геологией Онежской структуры рассматривался [4, 5] как людиковий, хотя до настоящего времени не подтвержден геохронологическими данными на российской части Куолаярвинской структуры. Интрузивные тела измененных мафит-ультрамафитов во всех сегментах пояса, в т.ч. в Куолаярвинском синклинории (Какойва, Осминпало, Кайралы и др.), в основном приурочены к СВ зоне. Но массив Какойва оказался одним из редких случаев, когда авторам удалось выявить неизмененные участки.

Массив расположен в 1 км западнее одноименной горы у оз. Туорусярви и в 3 км к востоку от девонского массива ультраосновных-щелочных пород Салланлатва [3]. По геофизическим данным Ц.-Кольской экспедиции ПГО «Севзапгеология», массив меридионального направления длиной около 3 км при ширине до 1.1 км, площадью около 3 км^2 не имеет достоверно установленной мощности. Авторам не удалось найти контакты массива с вмещающими вулканитами соткойвинской свиты, поскольку они перекрыты моренами. В карбонатно-терригенной кайралской свите, подстилающей соткойвинскую, в среднем течении р. Туорусйоки впервые выявлены дифференцированные покровы коматиитовых базальтов. В них кумулятивные зоны мощностью до 40 м сложены серпентинитами и хлорит-тремолитовыми сланцами, а верхние – метадолеритами (метабазальтами) со структурами пироксенового спинифекса неориентированного и ориетированного типов. Ранее подобные образования рассматривались как силлы перидотитов и габброидов самостоятельных фаз. Предполагается, что эти высокомагнезиальные породы комагматичны ультрамафитам Какойвы. Породы массива частично серпентинизированы, и только в ЮЗ части вблизи вулканитов в эндоконтакте отмечается зона хлоритовых и хлорит-актинолитовых сланцев мощностью несколько метров, которая, по неопубликованным данным, интерпретируется как результат поздних метасоматических преобразований.

Таблица 1. Средние составы пород массивов Какойва (1), Кивакка (2) [2], коматиитов Еесиорова (3) и пикробазальтов Пеурама (4) [8].

Компоненты	Породы и географическое положение			
	Какойва	Кивакка	Коматиит Еесиорова	Пикробазальт Пеурама
	1	2	3	4
SiO_2	43.25	50.02	44.53	48.85
TiO_2	0.27	0.23	0.73	1.74
Al_2O_3	5.43	12.72	8.54	9.82
FeO	13.63	8.76	11.71	14.24
MnO	0.24	0.15	0.13	0.21
MgO	32.68	17.73	25.24	13.77
CaO	3.37	8.61	8.66	9.15
Na_2O	0.70	1.54	0.12	1.89
K_2O	0.30	0.22	0.3	0.19
P_2O_5	0.11	002	0.04	0.14
Сумма	100	100	100	100
АТМ – Al_2O_3/TiO_2	20.11	55.3	11.97	5.65

Первичные структурные элементы в породах наблюдаются крайне редко. Среди лерцолитов В.С. Куликов (2006) отмечал плоскостную ориентировку ортопироксена в центре массива (аз. пад. 230 °, < 10-15 °). У ЮЗ эндоконтакта «полосчатость» в сланцах погружается на запад под пологими углами. Обращает внимание химический состав и количественное соотношение минералов (Ol, Opx, Cpx, Pl). Породы массива относятся к плагиоклазсодержащим лерцолитам (табл. 1), а на диаграмме Al_2O_3/TiO_2 –MgO (рис. 1), где средние составы некоторых известных интрузивов образуют три группы [2], принадлежащие трем петрохимическим сериям: марианит-бонинитовой, коматиитовой и пикритовой, располагается вблизи среднего состава Бураковского плутона – комагмата коматиитовых базальтов Ветреного Пояса. Бура-

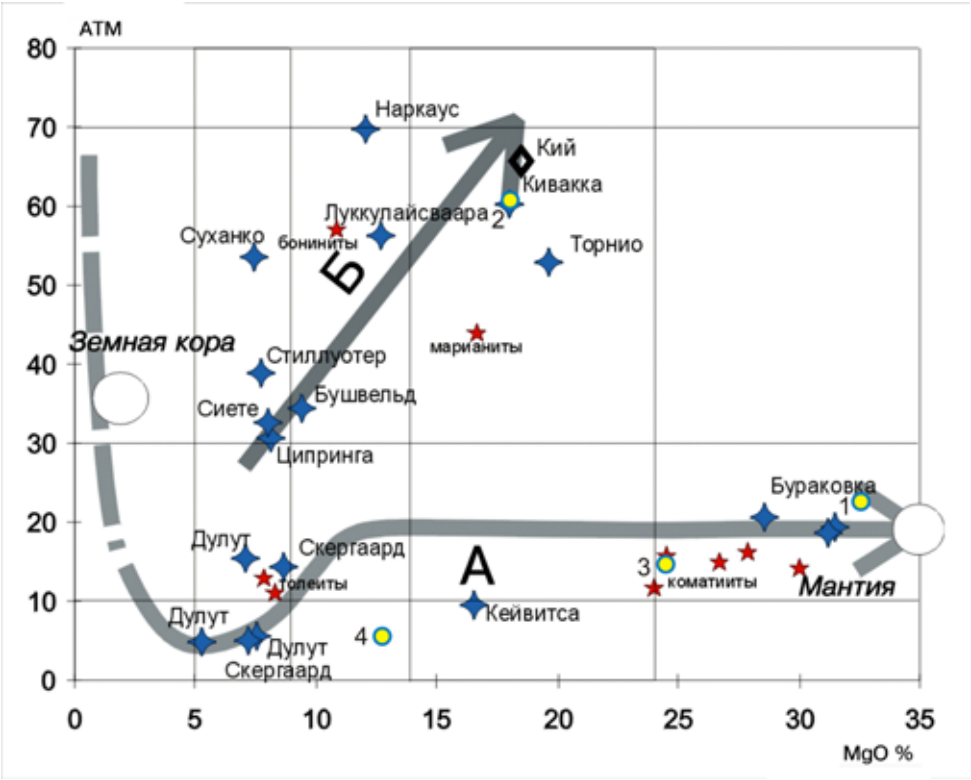


Рис. 1. Тренды выплавки из мантийного пиролита при давлении менее 10 кб (Ф) и изменение положения тренда при увеличении давления (Б). Стрелкой на тренде А показано увеличение степени плавления. Ромбами обозначены средневзвешенные составы интрузивов, звездочками – эффузивных аналогов [2], цифрами – средние составы из табл. 1.

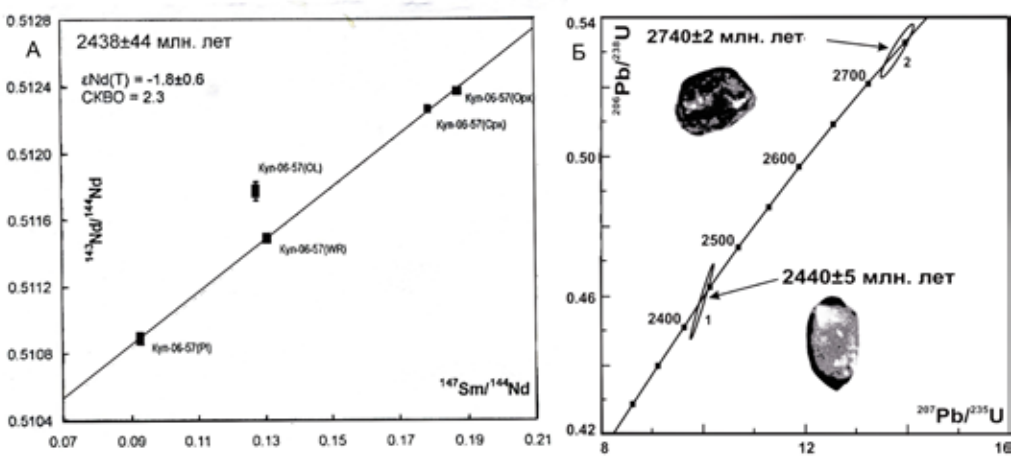


Рис. 2 А. Sm-Nd изохрона по породообразующим минералам и пробе плагиоклазсодержащих лерцолитов (положение точек оливина выше изохроны связано с наличием в нем мельчайших посторонних включений). Б. U-Pb диаграмма с конкордией для единичных зерен магматического (1) и ксеногенного (2) цирконов.

ковско – Аганозерский расслоенный плутон, Койтелайнен и Койвитса принадлежат коматиитовой серии с последовательностью кристаллизации: Ol > Ol + Cpx > Cpx + Opx + Pl – Ol > Pig + Cpx + Pl – Opx > Pig + Cpx + Pl + Mt. Составы высокомагнезиальных вулканитов (табл. 1: 3, 4) зеленокаменного пояса Ц. Лапландии к СЗ от Куолаярвинского синклинория по петрохимическим данным соответствуют коматиитам (3), пограничным с пикритовой серией, и пикробазальтам (4). На ЮВ территории к интрузивам с исходными бонинит-марианитовыми магмами и последовательностью кристаллизации Ol > Ol + Opx > Opx + Pl – Ol > Opx + Pl + Aug – относятся Кивакка, Луккулайсваара, интрузивы Кольского п-ова – Федорово-Панские Тундры, Мончегорский плутон, Имандра, на Белом море Кий, а также Куккола-Торпио, Кеми, Портимо, Койлисмаа, Аканваара, Стиллуотер и Бушвельд.

Таблица 2. Изотопные Sm-Nd данные для породообразующих минералов массива Какойва.

Образец	Концентрация, мкг/г		Изотопные отношения		T_{dm}, млн. лет	εNd (T)
	Sm	Nd	$^{147}Sm/^{144}Nd$	$^{143}Nd/^{144}Nd$		
Кул-06-57(WR)	1.414	6.53	0.1309	0.511483±7	3054	-2.0
Кул-06-57(Pl)	0.589	3.84	0.0928	0.510875±14		
Кул-06-57(Cpx)	2.25	7.65	0.1780	0.512263±14		
Кул-06-57(Opx)	0.354	1.146	0.1868	0.512369±15		
Кул-06-57(Ol)	0.028	0.131	0.1270	0.511774±19		

Таблица 3. Типы циркона в массиве Какойва.

	1. Эта разновидность Zr представлена призматическими кристаллами светло-коричневого цвета. Зерна прозрачные, поверхность корродирована, блеск от стеклянного до жирного. Средние размеры 0.087 × 0.087 мм, Ку 1. Масса среднего кристалла 2.6×10^{-6}г. В спирте зональность просматривается слабо.
	2. Эта разновидность Zr представлена обломками светло-коричневого цвета. Зерна прозрачные, поверхность корродирована, блеск от стеклянного до жирного. Средние размеры 0.087 × 0.05 мм, Ку 1.74. Масса среднего кристалла 1.5×10^{-6} г. В спирте зональность просматривается слабо.

В центральной части массива отобрана проба в несколько кг (Кул-06-57) на Sm-Nd и U-Pb изотопный возраст, из которой в ИГ КарНЦ РАН (В.И. Кевлич) выделены Ol, Opx, Cpx, Pl и единичные зерна Zr. Изотопные исследования проводились в ГИ КНЦ РАН (Т.Б. Баянова, П.А. Серов). Результаты показаны в табл. 2-4 и на рис. 2 А, Б. В первом случае Ol, Opx, Cpx, Pl и валовый состав породы образуют Sm-Nd изохрону с возрастом 2438±44 млн. лет. U-Pb возрасты цирконов разного происхождения и вида (рис. 2 Б, табл. 3-4) – магматический и ксеногенный – отразили предысторию территории и, возможно, возраст массива Какойва.

Таблица 4. Изотопные U-Pb данные для магматического (1) и ксеногенного (2) цирконов массива Какойва.

№ п/п	Навеска (мг)	Концентрация, ppm		Изотопные отношения *				Изотопные отношения и возраст, млн. лет **			% Дис.
		Pb	U	$^{206}Pb/^{204}Pb$	$^{206}Pb/^{238}U$ ±2σ	$^{207}Pb/^{235}U$ ±2σ	$^{207}Pb/^{206}Pb$ ±2σ	$^{206}Pb/^{238}U$ ±2σ	$^{207}Pb/^{235}U$ ±2σ	$^{207}Pb/^{206}Pb$ ±2σ	
Магматический циркон											
1	0.023	46.18	31.62	424.19	0.458±0.008	.997±0.186	0.1585±0.0003	2430±45	2435±45	2439±5	0.4
Ксеногенный циркон											
2	0.036	22.36	19.29	116.42	0.530±0.010	13.847±0.285	0.1896±0.0011	2741±54	2739±56	2738±16	-0.1

* Все отношения скорректированы на холостое загрязнение 1 пг для Pb и 10 пг для U и масс-дискриминацию 0.12±0.04 %. ** Коррекция на примесь обыкновенного Pb определена по модели (Stacey, Kramers, 1975).

Новые измеренные и практически совпадающие изотопные Sm-Nd и U-Pb возрасты (2438±44 и 2440±5 Ma) массива – первые для российской части Куолаярвинского синклинория – создают условия для анализа стратегии исследований территории, поскольку они сопоставимы с возрастами формации Салла около 2.4 Ga [10], а также расслоенных массивов Киваккa и Ципринга (2442-2444 Ma) из южного обрамления Паанаярвинского синклинория [1]. Пограничные по составу между коматиитовой и пикритовой сериями коматииты Еесиорова и пикриты Пеурама Ц. Лапландии [8, 11] имеют возраст 2050 Ma, что открывает перспективы для уточнения геологического строения всей территории. Авторы критически оценили ранее выполненные, в т.ч. свои работы, и с учетом новых данных пришли к выводу, что Куолаярвинский синклинорий представляет собой сложно построенную асимметричную сумийско-людиковийскую структуру, особенности которой проявлены в геофизических (особенно в тепловом) полях. Возможно, как и в пределах Ветреного Пояса, сумийские коматиитовые лавы синклинория приурочены к СВ борту, тогда как ЮЗ (центральная ?) зона сложена более молодыми и глубинными расплавами пикритовой серии, сформировавшимися из эволюционирующего единого Восточно-Скандинавского [7] или Сумийского [9] палеопротерозойского суперплюма. Требуется продолжение исследований в Куолаярвинском синклинории и Финской Лапландии по корреляции палеопротерозойских вулканитов и их интрузивных комагматов, а также оценки их металлогенического потенциала.

Список литературы

1. Баянова Т.Б., Митрофанов Ф.П. Важнейшие результаты и значение изотопно-геохимических исследований для целей региональной геологии Фенноскандинавского щита // Вестник КНЦ РАН. 2012. № 1. С. 21-30.
2. Бычкова Я.В. Закономерности строения контрастной ритмической расслоенности в Киваккском интрузиве. Автореф. дис. к.г.-м.н. М, 2003. 23 с.
3. Гавриленко Г.В. Куолаярвинский рудный район // Геология рудных районов Мурманской обл. / Ф.П. Митрофанов, Н.И. Бичук (ред.). Апатиты: Изд-во КНЦ РАН. 2002. С. 147-157.
4. Куликов В. С., Куликова В.В. Куолаярвинский синклинорий: новый взгляд на геологическое строение и сводный разрез // Тр. КарНЦ РАН. 2014. № 1. С. 28-38.
5. Куликов В.С., Слюсарев В.Д., Кочнев-Первухов В.И. Специфика базит-ультрабазитового магмопроявления в Сев. Карелии // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1974. № 12. С. 160-165.
6. Лавров М.М. Гипербазиты и расслоенные перидотит-габброноритовые интрузии Сев. Карелии. Л.: Наука, 1979. 136 с.
7. Bayanova T.B., Ludden J., Mitrofanov F.P. *et al*. Timing and duration of Palaeoproterozoic S.M. events R. producing ore-bearing layered intrusions of the Baltic Shield: metallogenic, petrological and geodynamic implications // Palaeoproterozoic supercontinents and global evolution. Geol. Soc. London. Spec. Publ. 2009. V. 323. P. 165-198.
8. Hanski E., Huhma H., Rastas P. *et al*. The Paleoproterozoic komatiite-picrite association of Finnish Lapland // J. Petrol. 2001. V. 42. N 3. P. 855-876.
9. Kulikov V.S., Bychkova Ya.V., Kulikova V.V. *et al*. The Vetreny Poyas subprovince of SE Fennoscandia: an essential component of the ca. 2.5-2.4 Ga Sumian LIP // Precambrian Res. 2010. V. 183. P. 589-601.
10. Manninen T., Huhma H. A new U-Pb zircon constraint from the Salla schist belt, N. Finland // Geol. Surv. Finland. 2001. V. 33. P. 201-206.
11. Vuollo J., Huhma H. Precambrian geology of Finland – key to the evolution of the Fennoscandian Shield. Amsterdam: Elsevier, 2005. P. 195-236.

АТМОГЕОХИМИЧЕСКОЕ ИССЛЕДОВАНИЕ ЗАП. ЧАСТИ ПРИПЯТСКОГО ПРОГИБА

Москалёв О.М., Столбунов Р.А.

Гомельский госуниверситет им. Ф. Скорины, г. Гомель

Задачей атмогеохимического метода (АГМ) является картирование подпочвенных газов и ореолов, связанных с процессами пластового окисления пород, сопровождающегося инфильтрационным рудонакоплением U и других металлов. АГМ позволяет по газовым аномалиям и ореолам устанавливать зоны тектонических нарушений и дифференцировать площади по степени угле- и нефтегазоносности. Из опыта работ на пластово-инфильтрационных месторождениях U известно, что на границе выклинивания зон пластового окисления отмечается повышенное содержание O_2, CO_2, H_2, CH_4 и других углеводородных газов. Для бурых углей характерно повышение концентраций углеводородов. Работы свыше 20 лет назад решали задачи по определению степени эффективности метода для поисков U в условиях Припятской впадины, а именно Лельчицкой площади (рис. 1), где широко распространены торфяники, буроугольные горизонты и нефтеносные породы.

Пробы отбирались по профилям субмеридионального направления. На рекогносцировочном этапе расстояние между профилями принимались 3-5 км, шаг опробования 460-500 м. На труднодоступном из-за заболоченности западном фланге на рекогносцировочном этапе отобрано 838 проб по профилям общей протяжённостью 360 км. В задачу АГМ ставилось более детальное картирование газовых ореолов на участках, где проектом предусматривались буровые поиски м-ба 1:50 000 – 1:100 000. Результаты атмогеохимического опробования должны были обеспечить рациональное размещение поисковых скважин. Сеть атмогеохимического опробования на выборочных участках сгущалась до 1 × 0.1 км. Всего отобрано 3729 проб. Опробовался шлам шнековых скважин с глубиной 8-10 м с последующей дегазацией и изучением состава газов.

Проходка скважин осуществлялась в «мягком» режиме, что позволило избежать повышения температуры пробы и её самодегазации. Шламовые пробы отбирались из забоя на лопастях шнекового сна-

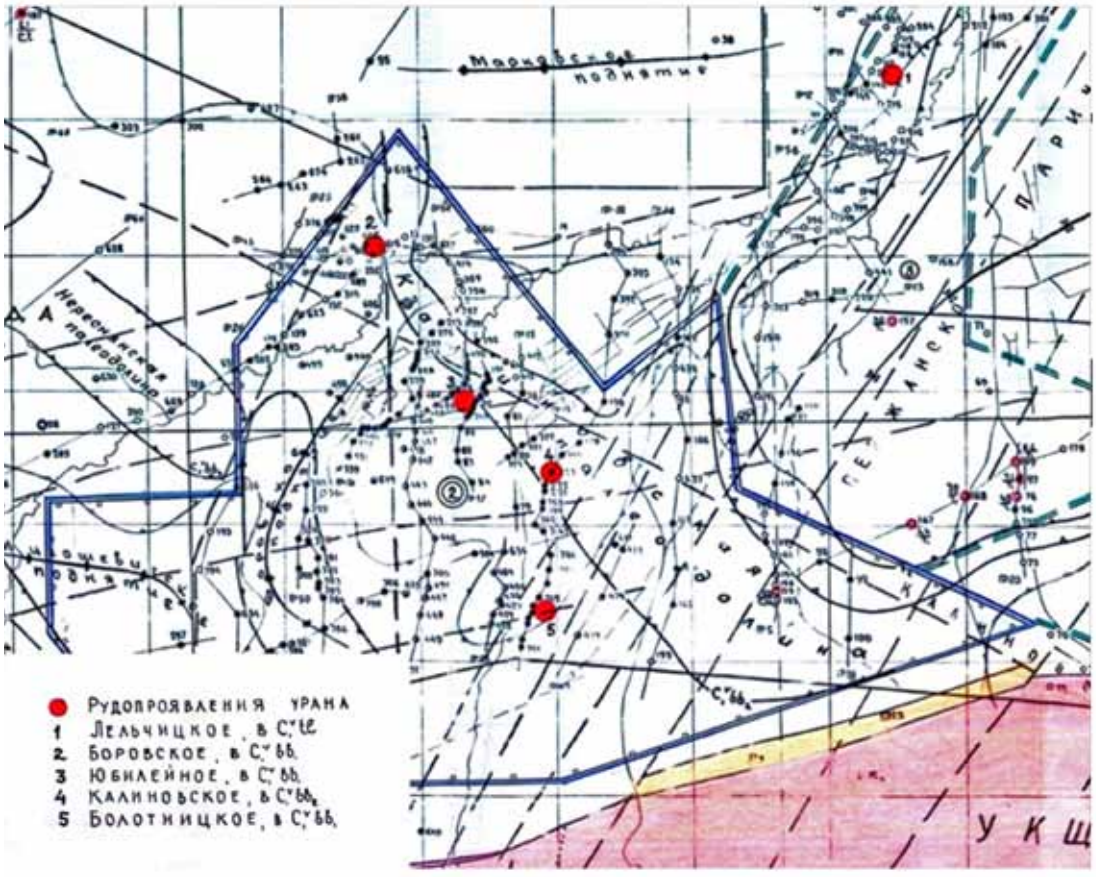


Рис. 1. Прогнозная карта на U центральной части Лельчицкой площади [1].

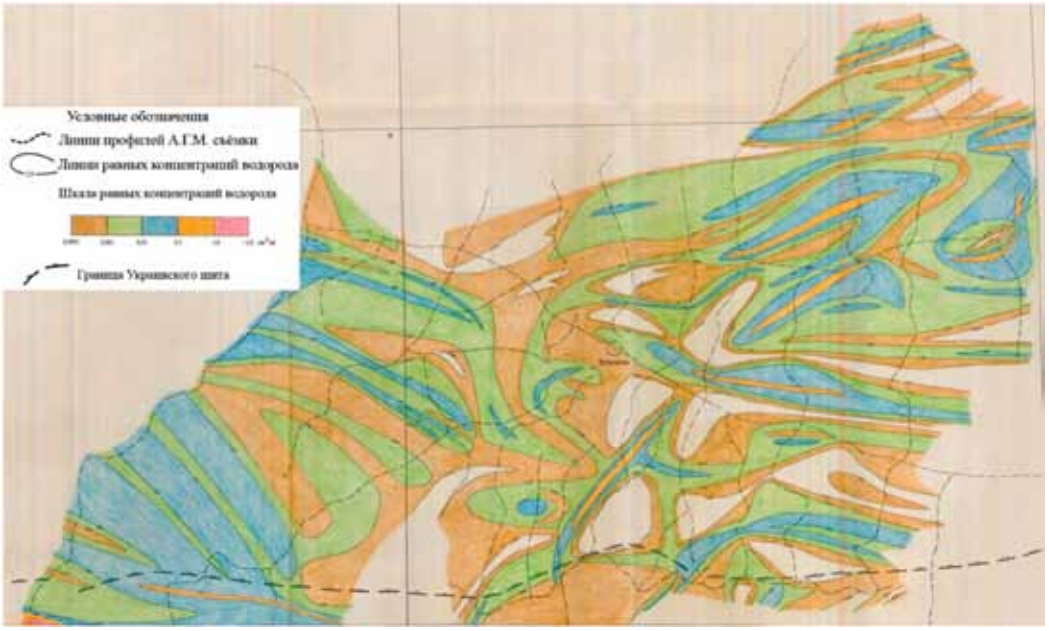


Рис. 2. Карта изоконцентраций H_2 [1].

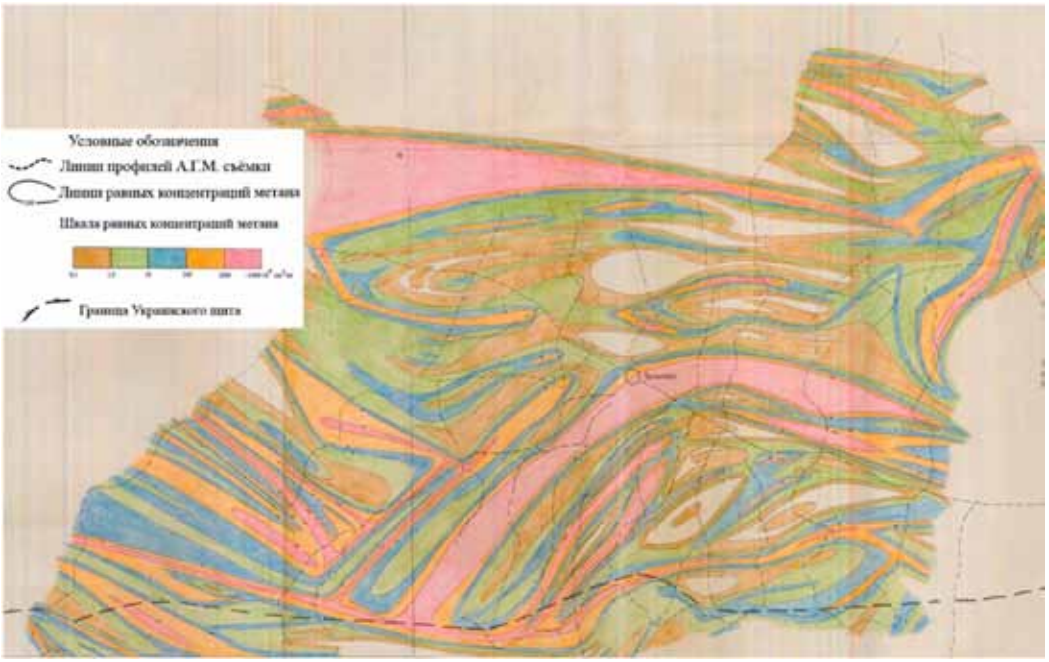


Рис. 3. Карта изоконцентраций CH_4 [1].

ряда. В документации шлама фиксировалась литологическая характеристика и окраска пород, наличие органики, эпигенетические изменения, степень увлажнения. Полученные содержания O_2, CO_2, H_2, ∑УВ, ПУВ, ∑ТУ, CH_4 (∑ УВ – сумма углеводородов; ПУВ – высшие предельные гомологи: гексан, пентан; ∑ ТУ – сумма тяжёлых углеводородов: этилен, пропилен, бутилен, этан, пропан, оба бутана, гексан и оба пентана) выносились на карту м-ба 1:100 000. Выделялись аномальные участки различных уровней с последующей интерпретацией и статистической обработкой.

При построении атмогеохимических карт выбирались газовые составляющие, установленные практикой работ в других регионах, аномалии которых с учётом их морфологии и контрастности позволяют косвенно интерпретировать аспекты литологии, геохимии нижележащих толщ, а также отдельные структурные элементы исследуемого района. Так, максимальные значения CH_4 и ТУ с контрастными прямолинейно и узко вытянутыми ореолами связаны с разрывными нарушениями. Границе выклинивания зоны пластового окисления отвечают локальные газовые аномалии CH_4, H_2 и ТУ.

Над пластово-окисленными породами продуктивной пачки обычны повышенные концентрации O_2, фоновые концентрации H_2 (рис. 2) пятнистые слабовыраженные аномалии CO_2. Последние, как правило, связаны с локальными окисляющимися останцами пород с повышенной восстановительной ёмкостью. Повышенные (значимые) концентрации ПУВ – высших предельных гомологов (гексан, изопентан, нормальный пентан) косвенно могут указывать на наличие нефтегазоносных купольных структур. Падение фоновых концентраций H_2 в 1.5-2 раза и O_2 в 5-10 раз с извилистой конфигурацией может указывать на границу выклинивания пластово-окислённых территорий от неокисленных. Высокие концентрации CH_4 (рис. 3) и CO_2 с прямолинейной вытянутой морфологией свидетельствует о глубинности разломов, которые образуются под воздействием термокаталитических реакций на больших глубинах. Степень повышенных концентраций ∑ УВ позволяет судить о степени угленасыщенности осадочной толщи и способности пород создавать контрастный по Eh геохимический барьер при воздействии на них фронта пластового окисления [1].

Таким образом, по результатам атмогеохимической съёмки и интерпретации анализов проведено поисково-оценочное бурение, выделено Болотницкое U поле, включающее 4 рудопроявления: Калиновское, Боровское, Юбилейное и Болотницкое.

Список литературы

1. Москалёв О.М., Карташ Н.К. Геолого-географические аспекты изучения уранового потенциала Припятской впадины. К вопросу об экономической целесообразности возобновления поисков радиоактивного сырья на территории РБ // Природные ресурсы. 2012. № 1. С. 121-125.
2. Проблемы устойчивого развития регионов РБ и сопредельных стран // Тр. II межд. научн.-практич. конф. Могилёв, 27-29 марта 2012 г. Ч. 1. Могилёв: Изд-во Могилёв. гос. ун-та, 2012. С. 81-83.
3. Справочник геолога по поискам и разведке месторождений урана. М.: Недра, 1989. 250 с.

АНАЛИЗ ВРЕМЕННОГО РЯДА ВОДОРОДА В ГОРНОЙ ВЫРАБОТКЕ ПОДЗЕМНОГО РУДНИКА, ЛОВОЗЁРСКОЕ РЕДКОМЕТАЛЛЬНОЕ МЕСТОРОЖДЕНИЕ

Пуха В.В., Нивин В.А.

Геологический институт КНЦ РАН, г. Апатиты, puha.vyacheslav@mail.ru

В последние время возрастает интерес к эмиссии литосферного молекулярного H_2, обусловленный, в частности, необходимостью понимания его роли в подготовке и реализации землетрясений и в истощении стратосферного озонового слоя, перспективами использования вариаций газовыделения в качестве предвестников неблагоприятных природных процессов. Но все эти вопросы еще далеки от решения. В числе причин можно назвать пространственную рассредоточенность эманаций H_2 и отсутствие длительных режимных наблюдений. Ловозёрский щелочной массив – одно из немногих мест, где известны относительно концентрированные выделения H_2, являющегося вторым по значению (после метана), а иногда и преобладающим компонентом в газовой фазе [2]. Здесь знание динамики выделения горючих H_2 и CH_4 важно и с точки зрения безопасного ведения горных работ при эксплуатации месторождения.

В этом сообщении рассматриваются результаты анализа структуры временного ряда H_2 в тупиковой части квершлага, отделенного кирпичной перемычкой с дверью. Она затрудняет, но не препятствует обмену воздухом относительно изолированного тупика с основной частью квершлага и всей сетью выработок. Для измерений использовался разработанный в МИФИ портативный газоанализатор (сенсор) ВГ-3Б, состоящий из чувствительного элемента на основе МДП-транзистора с усилителем и электронного блока, преобразующего аналоговый сигнал (измеряется в мВ) при хемосорбции H_2 в оцифрованный, отображающийся на ЖК индикаторе и с заданным интервалом регистрируемый в энергонезависимой памяти [3]. Установка времени, даты и периодичности измерений, чтение данных осуществлялись через ноутбук. Диапазон измерений H_2 в воздухе от 0.0001 до 0.01 об. % (1-100 ppm), разрешающая способность 0.0001 об. %, относительная ошибка ± 5%, период записи в память от 1 с до 99 час. Измерения проводились с интервалом 5 мин. Измеренные относительные приращения мВ пересчитывались через индивидуальную аппроксимирующую формулу на приращения объёмной концентрации в ppm.

Полученный с 1 июня 2008 г. по 7 ноября 2012 г. (с 28 сентября по 2 ноября 2010 г. по техническим причинам измерения не проводились) временной ряд дан на рис. 1. Ранее его начальные фрагменты

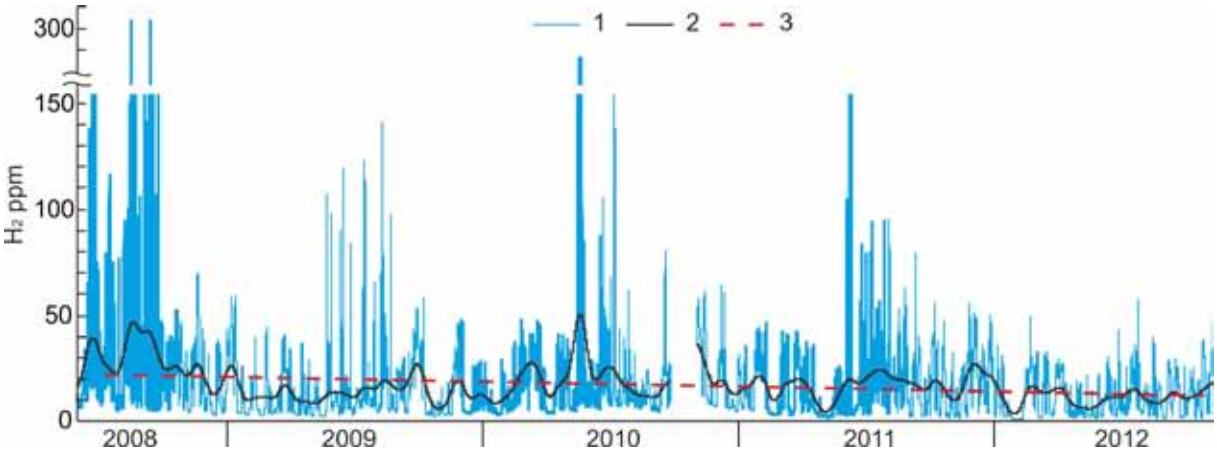


Рис. 1. Временной ряд концентрации молекулярного H_2 за 2008-2012 гг.

1 – исходные данные; 2 – результат сглаживания методом локально взвешенных скользящих средних с помощью гауссова ядра с шириной окна 1 сут.; 3 – линия регрессии.

анализировалась методами фликкер-шумовой спектроскопии [4] и быстрого Фурье преобразования (А.Н. Шевцов, устное сообщение). В обоих случаях выявлена сложная полиритмичность динамики выделения H_2. В общем виде график вариаций H_2 представляет собой кривую с чередованием участков двух типов: субгоризонтальных линий, соответствующих почти постоянным низким (фоновым) уровням концентрации, и всплесков по отношению к фону. Фоновый уровень в несколько раз превышает концентрацию H_2 в атмосферном воздухе. Всплески представляют собой комбинацию холмов, пиков и впадин. Такие вариации позволяют предполагать два источника поступления H_2 в выработку. Анализ показал несоответствие эмпирического распределения данных какому-либо классическому закону распределения. Поэтому для проверки статистических гипотез применялись непараметрические тесты.

Анализируемый временной ряд характеризуется следующими статистиками (ppm): среднее значение 17.15, медиана 10.98, среднее геометрическое 10.52, минимум 0.72, максимум 303.6, 25-й перцентиль 4.82, 75-й перцентиль 23.27. Проверка гипотезы о стационарности временного ряда проводилась расширенным тестом Дики-Фуллера в версии, когда ряд имеет константу и линейный тренд. Модули значений тестовых статистик значительно превысили критическое значение на уровне значимости 1 % для обеих частей ряда, следовательно, можно уверенно говорить о стационарности. Но непараметрические критерии сравнения средних – тесты Вальда-Вольфовитца и Манна-Уитни – не подтвердили гипотезу о стационарности по

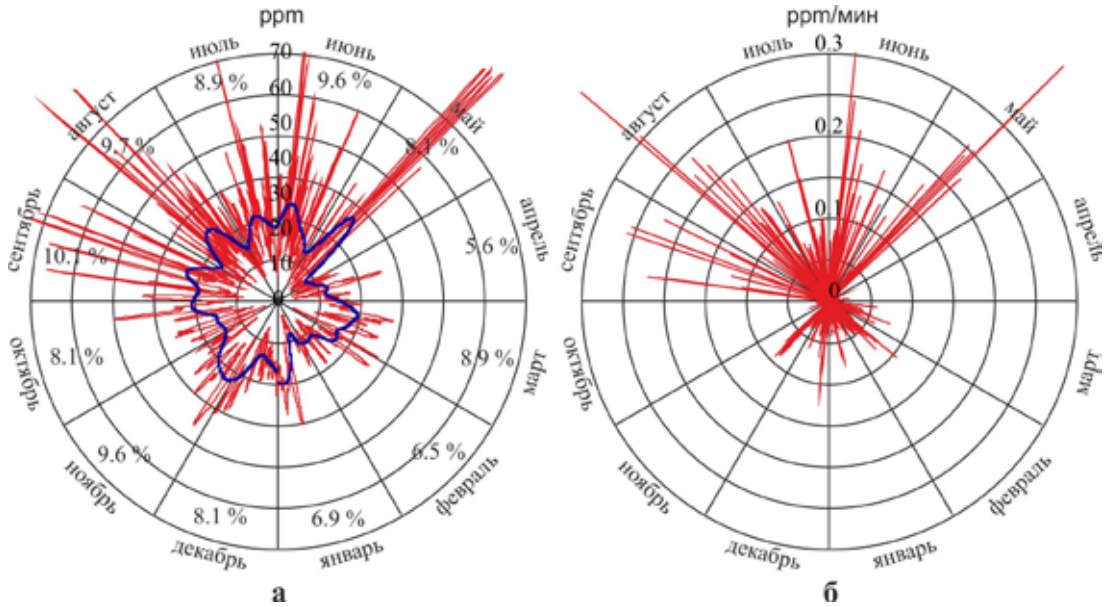


Рис. 2. а – сезонные вариации концентрации H_2 для годового цикла. Красным цветом показаны исходные данные, синим – сглаженные с окном 12 час. Для каждой двенадцатой части года рассчитаны проценты от годовой суммарной концентрации; б – средние сезонные вариации абсолютных значений скорости приращения H_2.

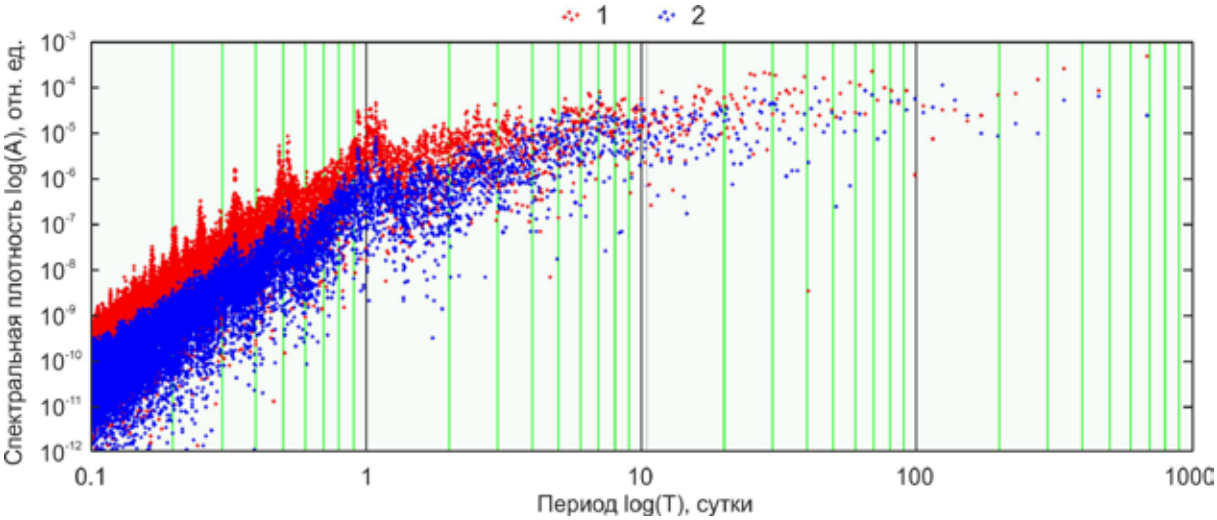


Рис. 3. Периодограммы 1-й (1) и 2-й (2) частей ряда.

равенству средних. Противоречие этих тестов с тестом Дики-Фуллера объясняется наличием тренда, который приводит к разнице средних. Это позволяет в дальнейшем не опасаться получения неадекватных результатов применения Фурье-анализа.

В структуре ряда с различной достоверностью установлены общий тренд к убыванию (рис. 1), случайная шумовая компонента, сезонная и внесезонные периодические и прочие циклические составляющие. Шумовая составляющая выражается множеством мелких скачков сигнала около некоторого среднего уровня на локальном интервале. Амплитуда скачков никогда не превышает разрешающую способность ВГ-3Б (10^{-4} об. %). Из-за ничтожного вклада шума в общий сигнал мы им пренебрегаем и используем децимированный ряд с интервалом дискретизации 1 час. В исследуемом ряду отчётливо проявляется сезонная составляющая, выделенная путём усреднения значений для текущей даты годового цикла за соответствующие даты всех лет наблюдений (рис. 2). Больший полугодовой вклад газовыделения приходится на 6-11 части года (июнь-ноябрь). Еще лучше сезонные вариации проявляются после дифференцирования ряда с шагом 1 час (разности 1-го порядка). На рис. 2б дана диаграмма, соответствующая средним сезонным вариациям абсолютных значений скорости приращения концентрации H_2, показывающая, что всплески с наибольшими скоростями роста концентрации происходили в 5-9 частях года.

Для исключения влияния на тренд сезонной компоненты, начало временного ряда подрезано так, чтобы начало и конец ряда равно отстояли от даты (8 сентября) положения на годовом цикле максимальной суммарной концентрации за примыкающие полгода. Тест Кокса-Стюарта для обрезанного ряда по-

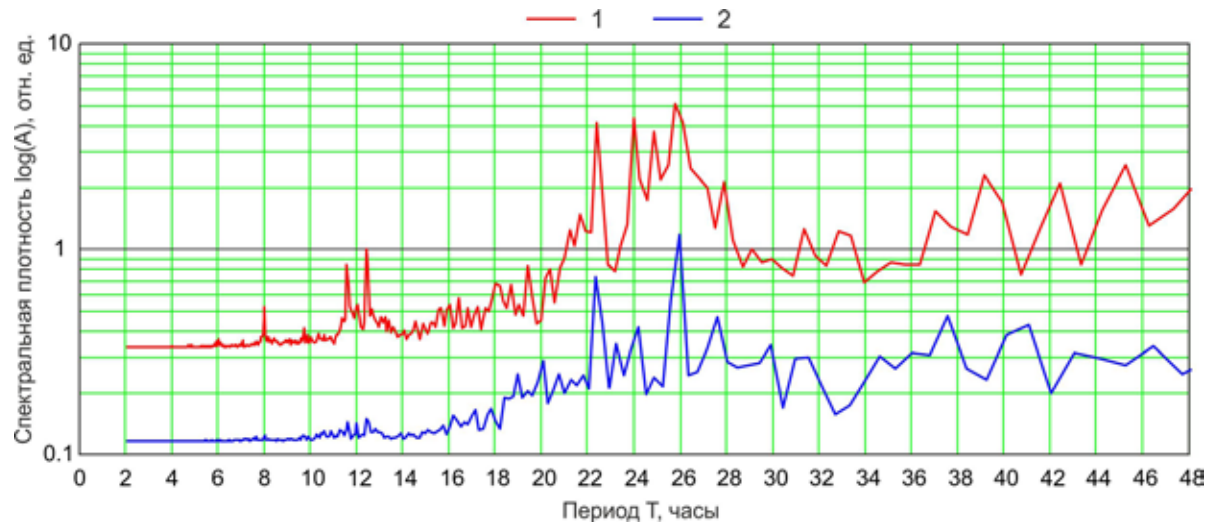


Рис. 4. Сглаженные периодограммы 1-й (1) и 2-й (2) частей ряда для периодов гармоник, не превосходящих 48 час.

казал значительное превышение Z-критерия над критическим значением 12.29 > 3.29 даже при уровне значимости 0.1 %, поэтому наличие тренда не вызывает сомнений. Тренд к быстрому убыванию (конечное и начальное значения тренда 11.98 и 21.96 ppm) может быть обусловлен влиянием техногенных факторов (изменением режима и схемы вентиляции шахты) и изменением восприимчивости газоанализатора.

Для выявления других периодических составляющих использовались коррелограммный и периодограммный (на основе алгоритма быстрого преобразования Фурье) методы спектрального анализа. Коррелограмма (график зависимости значений коэффициентов корреляции от величины лага), являющаяся отображением автокорреляции, позволила различить проявление суточных периодичностей, между которыми часто происходит сдвиг по фазе. Значения автокорреляции для таких периодичностей не превышают величину 0.2.

Фурье-анализ проводился независимо для двух частей **ряда**. Предварительно исключён линейный тренд и проведено центрирование последовательности данных. Периодограммы обеих частей ряда (рис. 3) показали большую степень сходства. Концентрации мощности сигнала, в целом повышаются в направлении уменьшения частот. Вероятно, из-за стохастичности и большого объёма данных периодограммы выглядят изрезанными.

Перед выявлением периодов основных максимумов спектральной плотности проводилось сглаживание периодограмм по методу Блэкмана-Тьюки с окном Хэннинга (значение параметра степени сглаживания принималось 0.1N и 0.2N, где N – число отсчётов ряда). Периодограммы, сглаженные с параметром 0.1N, даны на рис. 4.

Результаты спектрального анализа позволяют выделить множество периодов с максимумами спектральной плотности, проявленных в разной степени (жирным шрифтом даны наиболее явные): 8.0, **11.6**, **12.4**, 18.0, 18.7, 19.4, 20.4, **22.4**, **24.0**, **24.8**, **25.8** час., 1.2, 1.3, 1.4, 1.5, 1.6, 1.8, 1.9, 2.3, 2.5, 3.3, 4.7, 5.3, 5.5, 6.5, 7.1, 28.3 сут. – для 1-й части ряда; 11.6, 12.0, 12.4, 17.1, 17.8, 19.0, 20.1, **22.3**, 24.2, **25.9** час., 1.1, 1.6, 1.7, 2.5, 3.5, 3.7, 4.3, 5.1, 5.4, 6.9, 29.4 сут. – для 2-й части ряда. Проявление гармоник, кратных суточной, является, вероятно, результатом эффекта [1] разложения по синусоидам основной суточной периодической, но не гармонической составляющей сигнала. Наличие нескольких околосуточных пиков, по-видимому, говорит о квазипериодичности вызывающего процесса. Преобразование Фурье – инструмент изучения периодических процессов в частотной области, свойства которых не меняются во времени. Его возможности в исследовании временных рядов ограничены. Для дальнейшего изучения динамики хода H_2 надо использовать частотно-временной анализ на основе Вейвлет-анализа.

Авторы выражают благодарность коллегам к.ф.-м.н. А.Н. Шевцову, к.г.-м.н. Е.В. Мартынову и к.г.-м.н. Д.Г. Степенщикову за полезные консультации. Работа выполнена при частичной поддержке гранта РФФИ 09-05-00754а (рук. д.т.н. А.В. Ловчиков) и Программы Президиума РАН «Арктика», проект 6.

Список литературы

1. Диканев Т.В. Спектральный анализ сигналов. Учебно-методич. пособие для студентов факультета нано- и биомедицинских технологий. Саратов, 2011. 24 с.
2. 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.
3. Николаев И.Н., Литвинов А.В., Емелин Е.В. Возможности использования МДП-сенсоров в качестве чувствительных элементов газоанализаторов // Датчики и системы. 2007. № 5. С. 66-73.
4. Тимашев С.Ф., Нивин В.А., Сывороткин В.Л. и др. Фликкер-шумовая спектроскопия в анализе динамики выделения водорода в Хибинском и Ловозерском массивах, Кольский п-ов // Динамические явления в сложных системах. Казань: МОиНРТ, 2011. С. 263-278.

НОВЫЕ Sm-Nd ДАННЫЕ О ВОЗРАСТЕ МАГМАТИЗМА И МЕТАМОРФИЗМА МОНЧЕГОРСКОГО РУДНОГО УЗЛА

Серов П.А., Баянова Т.Б., Чащин В.В., Кунаккузин Е.Л., Борисенко Е.С.

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

Мончеплутон располагается в центральной части Кольского п-ова, имеет в плане дугообразную форму и состоит из двух камер. Одна ориентирована на СВ и простирается на 7 км (массив Ниттис-Кумужья-Травяная), вторая протягивается в восточном направлении от г. Сопча до возвышенностей Нюд и Поаз. В разрезе Мончеплутона выделяют зоны: базальная кварц-норит-габброноритовая, гарцбургитовая, гарцбургит-ортопироксенитовая, дунитовая, ортопироксенитовая, норитовая, норит-габброноритовая и габбронорит-анортозитовая. Закономерная смена состава пород от ультраосновных к основным в разрезе нарушается рудным дунит-перидотитовым «пластом 330» среди ортопироксенитов г. Сопча и «критическим» горизонтом с оливинсодержащими породами на г. Нюд [5, 10].

В вертикальном разрезе Мончетундровского массива, максимальная мощность которого превышает 2 км, выделяют от 2 до 4 зон [2, 4, 5, 8, 10]. Наиболее известна схема Е.В. Шаркова, который в сводном разрезе Главного хребта выделяет 3 зоны: нижнюю габброноритовую с прослоями пироксенитов и ультрамафитов, среднюю трахитоидных габбронорит-анортозитов и анортозитов, и верхнюю крупнозернистых массивных и такситовых габбро-анортозитов [8, 9]. В.Ф. Смолькин по данным изучения глубокой скважины М-1 в Мончетундровском интрузиве выделяет 2 зоны: нижнюю норит-ортопироксенитовую и верхнюю габброноритовую [5].

Для Sm-Nd и U-Pb изотопно-геохронологических исследований отобраны геохронологические пробы из реперных участков Мончетундры и Мончеплутона: ортопироксениты в р-не Пентландитового ущелья (МТ-3), метаоливиниты на участке Лойпишнюн (МТ-65), рудные оливиновые нориты и ортопироксениты из карьера Нюд-II (В65/111, В66/111), гарцбургиты «пласта 330» (В70/111) и плагиоклазиты с из Pt-Pd рифа г. Вурэчуайвенч (В58/111). Минеральная Sm-Nd изохрона по ортопироксену, оливину, плагиоклазу, сульфидам и породе в целом для ортопироксенитов нижней зоны Мончетундровского массива (МТ-3) даёт возраст 2452±85 млн. лет (рис. 1 а). Положительное значение εNd(T)= +1.8, не характерное для расслоенных интрузий, соответствует слабо деплетированному мантийному источнику и может указывать на внедрение дополнительных инъекций магм с иными изотопными характеристиками [1, 4, 11, 12].

Для метаоливинитов участка Лойпишнюн получен омоложенный Sm-Nd возраст 2160±41 млн. лет (рис. 1 б). Порода интенсивно метаморфизована, в ее составе выделяются реликты оливина и плагиоклаза, пироксены замещены серпентином. Полученный возраст, по-видимому, соответствует времени поздней метаморфической переработки Мончетундровского массива, связанной с заложением мончетундровского разлома, и приближается к возрастам лейкогаббронноритов (2020±50 млн. лет) и габбронорит-анортозитов (2017±38 млн. лет) участка Лойпишнюн [3].

Для рудных оливиновых норитов и ортопироксенитов из карьера Нюд-II получены U-Pb и Sm-Nd возраста. Для рудных оливиновых норитов получен молодой Sm-Nd возраст 1940±32 млн. лет (рис. 2 а),

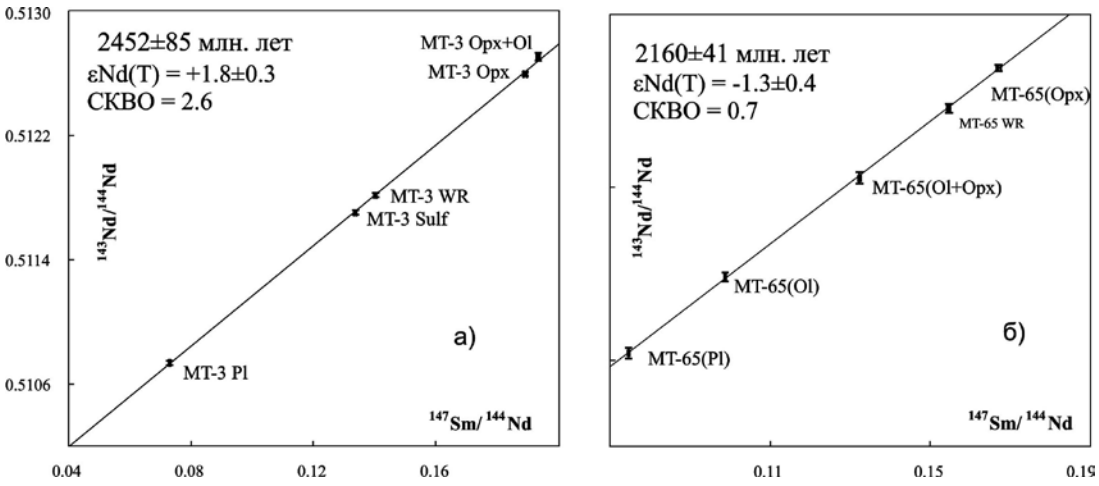


Рис. 1. Sm-Nd изохроны для а) ортопироксенитов нижней зоны Мончетундровского массива; б) метаоливинитов участка Лойпишнюн.

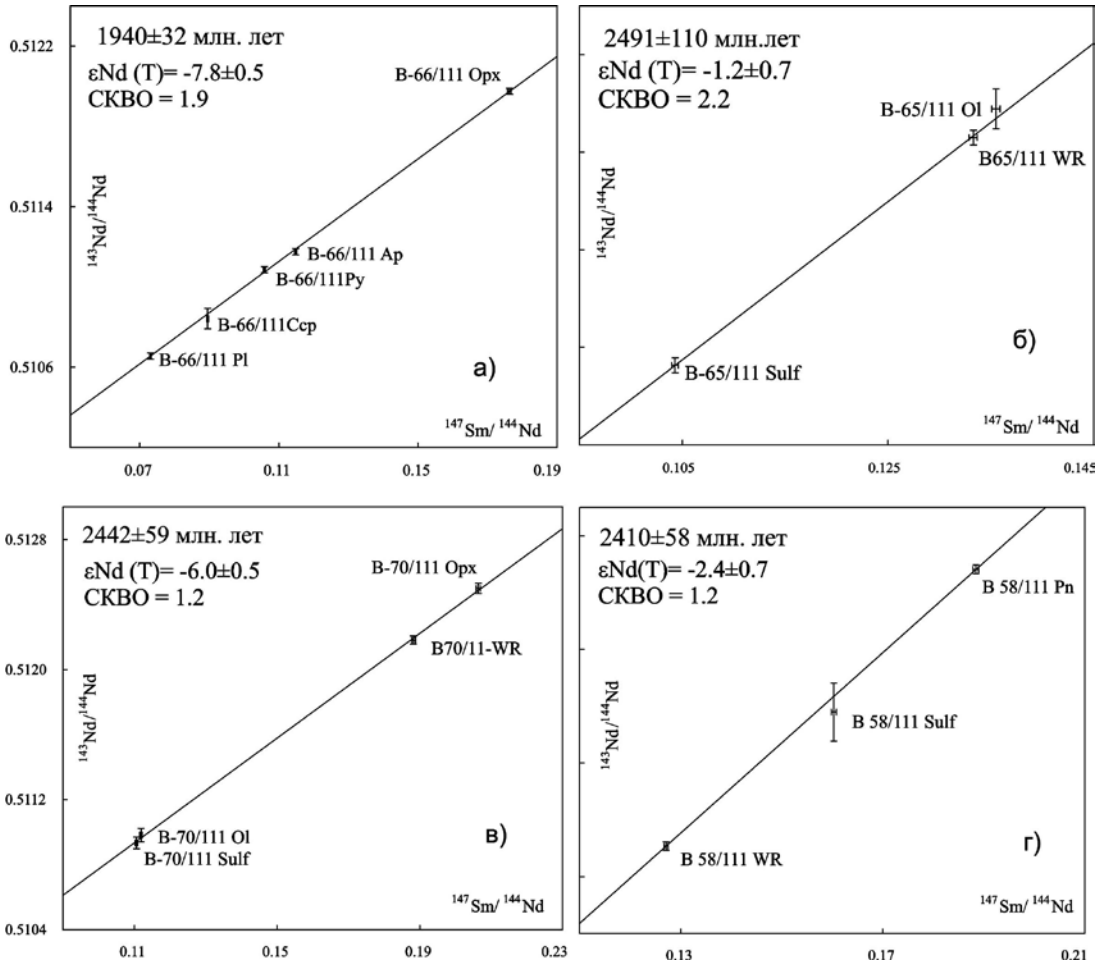


Рис. 2. Sm-Nd изохроны для а) рудных оливиновых норитов из карьера Нюд-II; б) безрудных оливиновых норитов из карьера Нюд-II; в) оливиновых ортопироксенитов рудного «пласта 330», г. Сопча; г) плагиоклазитов Pt-Pd рифа г. Вурэчуайвенч.

U-Pb возраст по цирконам для этой пробы дает 2506±3 млн. лет. Интерпретация полученного Sm-Nd возраста затруднена тем, что породы критического горизонта г. Нюд, к которому относится рудное тело карьера Нюд-II, практически не подвергались вторичным изменениям, а сульфидная минерализация описывается в публикациях разных авторов [10, 5] как сингенетическая. Объяснением может служить то, что во время формирования рудной минерализации за счет изменения P-T условий при заложении разлома в свекофеннскую эпоху произошло нарушение Sm-Nd изотопной системы на уровне минералов и породы в целом.

Изотопный U-Pb возраст по циркону для ортопироксенитов 2503±8 млн. лет близок к Sm-Nd возрасту по сульфидам, оливину и породе в целом 2491±110 млн. лет (рис. 2 б). Повышенная ошибка определения Sm-Nd возраста связана с небольшим разбросом отношения $^{147}Sm/^{144}Nd$ и повышенной погрешностью определения изотопного состава в сульфидах. Полученные новые возрасты соответствуют известным [5].

Большое значение имеет впервые полученный Sm-Nd возраст оливиновых ортопироксенитов «пласта 330», г. Сопча. Sm-Nd изохрона по ортопироксену, оливину, сульфидам и породе в целом даёт возраст 2442±59 млн. лет (рис. 2 в). Он интерпретируется как время образования ортопироксенитов рудного пласта, который сформировался вследствие пульсационного пополнения магматической камеры Мончеплутона свежей порцией недифференцированного расплава [5, 10]. Аномально низкое значение εNd(T) = -6.0 для ортопироксенитов связано, вероятно, с высокой степенью контаминации исходных магм материалом коры [5].

Для плагиоклазитов Pt-Pd рифа г. Вурэчуайвенч получены два возраста, выполненные с помощью U-Pb метода по циркону и Sm-Nd метода по сульфидам и породе в целом. U-Pb возраст по циркону, см. также [6], составил 2496±4 млн. лет, в то время как Sm-Nd метод дал 2410±58 млн. лет (рис. 2 г). Более молодой возраст, по-видимому, соответствует закрытию Sm-Nd изотопной системы и показывает возраст формирования рудной минерализации в плагиоклазитах г. Вурэчуйавенч.

Выводы

- изотопные Sm-Nd данные для метаоливинитов участка Лойпишнюн соответствуют времени метаморфических событий на рубеже 1.9-2.2 млрд. лет и приурочены ко времени заложения Мончетундровского разлома;
- использование U-Pb и Sm-Nd систематик позволило установить возраст формирования и метаморфизма рудных оливиновых норитов и ортопироксенитов участка Нюд-II;
- получены новые Sm-Nd данные о возрасте образования гарцбургитов рудного «пласта 330», который сформирован вследствие пульсационного пополнения магматической камеры Мончеплутона свежей порцией расплава;
- для плагиоклазитов г. Вурэчуайвенч получен омоложенный возраст 2410±58 млн. лет, который соответствует времени закрытия Sm-Nd изотопной системы в минералах и отражает возраст рудной минерализации, формирование которой связано с гидротермально-метасоматическими процессами.

Авторы выражают благодарность за постановку научной проблемы и поддержку научных исследований акад. РАН Феликсу Петровичу Митрофанову.

Исследования проводились при финансовой поддержке грантов РФФИ 13-05-00493, 13-05-12055-офи_м, программ ОНЗ РАН (№ 2, 4) и проекта IGCP-SIDA 599.

Список литературы

1. Баянова Т.Б., Нерович Л.И., Митрофанов Ф.П. и др. Мончетундровский базитовый массив Кольского региона: новые геологические и изотопно-возрастные данные // Докл. АН. 2010. Т. 431. № 2. С. 216-222.
2. Гроховская Т.Л., Бакаев Г.Ф., Лапина М.И. и др. Рудная платинометальная минерализация в расслоенном Мончегорском магматическом комплексе, Кольский п-ов, Россия // Геол. руд. месторожд. 2003. Т. 45. № 4. С. 329-352.
3. Кунаккузин Е.Л., Серов П.А., Баянова Т.Б. и др. Палеопротерозойский расслоенный ЭПГ-содержащий массив Мончетундра, Кольский п-ов: датирование Sm-Nd методом времени метаморфических преобразований основных пород // Докл. АН. 2015. В печати.
4. Нерович Л.И., Баянова Т.Б., Савченко Е.Э. и др. Новые данные по геологии, петрографии, изотопной геохимии и ЭПГ минерализации Мончетундровского массива // Вестник МГТУ. 2009. Т. 12. № 3. С. 461-477.
5. Расслоенные интрузии Мончегорского рудного района: петрология, оруденение, изотопия, глубинное строение / Ф.П. Митрофанов, В.Ф. Смолькин (ред.). Ч. 1. Апатиты: Изд-во КНЦ РАН, 2004. 177 с.
6. Рундквист Т.В., Баянова Т.Б., Сергеев С.А. и др. Палеопротерозойский расслоенный платиноносный массив Вурэчуайвенч, Кольский п-ов: новые результаты U-Pb (ID-TIMS, SHRIMP)-датирования бадделеита и циркона // Докл. АН. 2014. Т. 454. № 1. С. 67.
7. Серов П.А., Екимова Н.А., Баянова Т.Б. Сопоставление Sm-Nd (по породообразующим и сульфидным минералам) и U-Pb (по циркону и бадделеиту) возрастов расслоенных интрузий Балтийского щита // Тез.докл. II межд. научн.-практич. конф. молодых ученых и специалистов памяти акад. А.П. Карпинского. С.-Петербург, 8-11 февр. 2011 г. С. 52-56.
8. Шарков Е.В. Петрология расслоенных интрузий. Л.: Наука, 1980. 180 с.
9. Шарков Е.В., Смолькин В.Ф., Беляцкий В.Б. и др. Время формирования Мончетундровского разлома, Кольский п-ов по данным Sm-Nd и Rb-Sr изотопных систематик метаморфических парагенезисов // Геохимия. 2006. № 4. С. 355-364.
10. Шарков Е.В., Чистяков А.В. Геолого-петрологические аспекты ЭПГ-Cu-Ni-оруденения в раннепалеопротерозойском Мончегорском расслоенном мафит-ультрамафитовом комплексе, Кольский п-ов // Геол. рудн. месторожд. 2014. Т. 56. № 3. С. 171-194.
11. Bayanova T., Ludden J., Mitrofanov F. Timing and duration of Paleoproterozoic events producing ore-bearing layered intrusions of the Baltic Shield: metallogenic, petrological and geodynamic implications // Geol. Soc. London. Spec. Publ. 2009. V. 323. P. 165-198.
12. Bayanova T., Mitrofanov F., Serov P. *et al*. Layered PGE Paleoproterozoic (LIP) intrusions in the NE part of the Fennoscandian Shield – isotope Nd-Sr and $^{3}He/^{4}He$ data, summarizing U-Pb ages on baddeleyite and zircon, Sm-Nd data on rock-forming and sulphide minerals, duration and mineralization. Geochronology methods and case studies / N.A. Mörner (ed.) // INTECH. 2014. P. 143-193.

НОВЫЕ ИЗОТОПНО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ДАННЫЕ ПО ПОРОДАМ СРЕДНЕПРОТЕРОЗОЙСКИХ СВИТ ИМАНДРА-ВАРЗУГСКОГО КОМПЛЕКСА

Скуфьин П.К., Елизаров Д.В.

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

В последние годы в районе Панареченской вулкано-тектонической структуры (ПРВТС) проведены изотопно-геохимические исследования вулканогенных пород верхней части разреза имандра-варзугского комплекса, прежде всего среднепротерозойских вулканитов ильмозерской и панареченской свит, а также томингской серии. Базиты панареченской свиты располагаются в приподошвенной части разреза (рис. 1). Толща вулканитов имеет мощность около 400 м и отличается однородным строением, характеризующимся чередованием покровов мелко- и среднезернистых метабазальтов, а также пластовых тел метагаббродолеритов мощностью до 5-10 м. Вулканиты ильмозерской свиты закартированы в центральной части Имандра-Варзугской структуры в полосе протяженностью около 50 км, мощностью до 450 м и представлены однородными покровами метаандезибазальтов, реже метаандезитов, с признаками субаэральных условий излияния. В основании разреза установлен горизонт подщелоченных магнезиальных метабазальтов. Базиты томингской серии формируют линейную блоковую структуру протяженностью около 35 км, сложенную покровами толеитовых и железистых метабазальтов, а также единичными покровами метапикробазальтов мощностью до 450 м. В табл. 1 даны средние химические составы метабазальтов ильмозерской (1-2) и панареченской (3-5) свит, а также метабазальтов томингской серии (6-7).

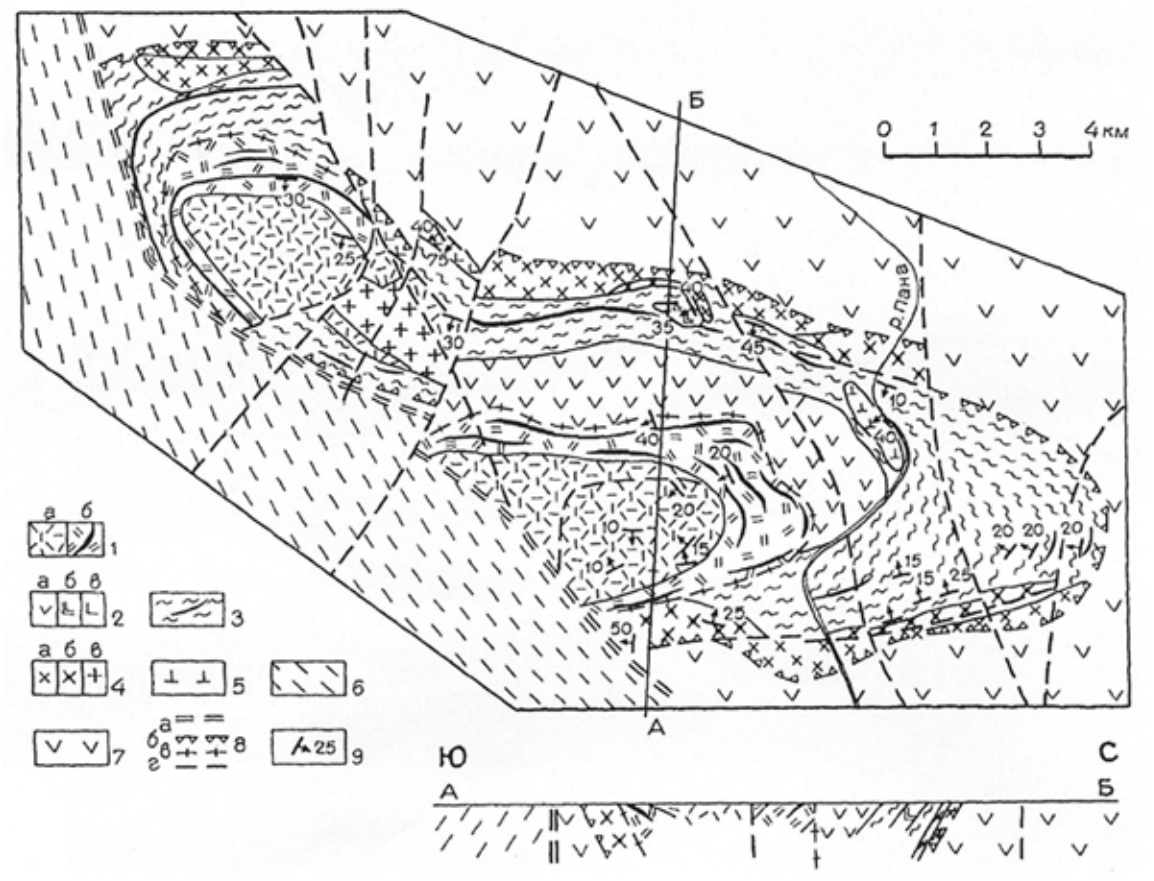


Рис. 1. Схема ПВТС.

1 – вулканиты самингской свиты; 2, 3 – метабазальты (2) и метаосадки (3) панареченской свиты; 4 – интрузии зоны кольцевого разлома; 5 – Панареченский перидотитовый массив; 6 – метабазальты томингской серии; 7 – вулканиты ильмозерской свиты; 8 – разрывные нарушения: а – Томингский надвиг; б – кольцевой разлом ПВТС; в – кольцевые разломы по границам кальдер; г – линейные разрывные нарушения; 9 – элементы залегания.

Таблица 1. Средние составы вулканитов панареченской, ильмозерской свит и томингской серии.

	1	2	3	4	5	6	7
	n = 11	n = 4	n = 2	n = 1	n = 14	n = 19	n = 44
SiO_2	49.57	46.55	48.56	50.14	54.72	48.45	47.85
TiO_2	1.10	1.12	0.48	0.66	0.87	1.50	2.01
Al_2O_3	13.69	15.51	20.86	9.30	13.79	13.54	12.43
Fe_2O_3	3.92	5.02	2.28	1.98	2.08	3.58	4.89
FeO	9.91	6.36	4.94	9.51	7.36	10.21	11.38
MnO	0.21	0.18	0.12	0.20	0.15	0.20	0.24
MgO	5.89	7.97	2.82	12.47	5.62	6.61	5.80
CaO	8.28	10.08	9.26	9.69	8.01	9.86	9.72
Na_2O	2.45	2.19	3.69	1.73	3.23	2.70	2.77
K_2O	0.67	0.39	1.36	0.92	1.30	0.33	0.30
P_2O_5	0.19	0.10	0.08	0.14	0.12	0.14	0.20
CO_2	1.05	0.95	2.54	0.28	0.22	0.31	0.13
S	0.07	0.05	0.02	0.03	0.04	0.08	0.10
Сумма	97.00	96.47	97.01	96.45	97.51	97.51	96.62

Примечание. Панареченская свита (1-3): 1 – метабазальт толеитовый, 2 – метагаббро-долерит, 3 – глиноземистый метабазальт. Ильмозерская свита (4-5): 4 – метабазальт магнезиальный, 5 – метаандезибазальт. Томингская серия (6-7): 6 – метабазальт толеитовый, 7 – метабазальт железистый.

Для метабазальтов этих свит нами установлены отношения $^{87}Sr/^{86}Sr$, а также εSr(T) (табл. 2). Методика Rb-Sr измерений: для разложения образцов и минералов использовали перегнанные кислоты HCl, HF, HNO_3 и H_2O. Разложение минералов проводили в 4 мл смеси HF и HNO_3 (5:1) в закрытых тефлоновых бюксах в термостате при температуре 200 °C в течение суток. Выделение Rb и Sr проводили методом элюентной хроматографии на смоле «Dowex» 50 × 8 (200-400 меш). В качестве элюента использовали 1.5N и 2.3N HCl. Объем смолы в колонках 7 и 4 см^3. Выделенные фракции Rb и Sr упаривали досуха, затем обрабатывали несколькими каплями HNO_3. Изотопный состав Sr и определение Rb и Sr проводили на масс-спектрометре МИ-1201-Т в одноленточном режиме на танталовых лентах. На ленты пробы наносились в нитратной форме. Изотопный состав Sr во всех измеренных образцах нормализован к величине, рекомендованной NIST SRM-987, равной 0.71034 ± 0.00026. Погрешности изотопного состава (95 % доверительный интервал) $^{87}Sr/^{86}Sr$ не превышают ±0.04 %, определения $^{87}Rb/^{86}Sr$ отношений ±1.1 %. Точность определения Rb и Sr ±1.0 %. Холостое внутрилабораторное загрязнение по Rb равно 2.5 нг, по Sr 1.2 нг. В расчете возрастов использовались константы распада Rb [4]. Расчет изохрон проводился согласно [3]. Повышенное первичное отношение ^{87}Sr / ^{86}Sr в магматических породах подразумевает, что она образована из корового материала или контаминирована материалом коры. Это относится к образцам метабазальтов ильмозерской и панареченской свит: $(Sr^{87}/Sr^{86})_0$ = 0.704-0.708.

Таблица 2. Изотопные Rb-Sr данные для метабазальтов ильмозерской (1-5) и панареченской (6-10) свит.

№ п.п.	Номера проб	Содержание. ppm		Rb^{87}/Sr^{86}	Sr^{87}/Sr^{86}	Т. млн. лет	$(Sr^{87}/Sr^{86})_0$	εSr(T)
		Rb	Sr					
1	c-07/9	21.01	420.3	0.144761	0.71031±8	1711	0.70675	61.77
2	c-07/10	12.16	104.4	0.337412	0.71663±8	1711	0.70833	84.29
3	c-07/30	43.02	269.5	0.462427	0.71841±10	1711	0.70638	56.51
4	c-07/31	34.67	264.2	0.380156	0.71573±11	1711	0.70704	65.86
5	c-07/32	49.05	238.8	0.595441	0.72157±6	1711	0.70494	35.95
6	c-07/12	49.62	156.1	0.922601	0.73018±9	1711	0.70825	83.12
7	c-07/12a	30.21	178.2	0.491338	0.71702±10	1711	0.70693	64.28
8	c-07/13	40.74	215.1	0.549360	0.72176±14	1711	0.70548	43.73
9	c-07/14	37.63	142.7	0.764326	0.72428±14	1711	0.70749	72.31
10	c-07/15	78.77	92.1	2.494502	0.76831±10	1711	0.70696	64.78

Результаты изотопно-геохронологических исследований даны на диаграмме (рис. 2). Они свидетельствуют о том, что закрытие изотопной системы осуществилось одновременно для вулканитов двух разновозрастных свит – ильмозерской и панареченской. Возраст события 1711 ± 67 млн. лет, что моложе панареченской и тем более ильмозерской свит. Вероятно, оно связано с одной из стадий эволюции свекофеннского тектоно-магматического цикла.

Таблица 3. Изотопные Sm-Nd данные для метабазальтов ильмозерской (1-5) и панареченской (6-10) свит.

№ п.п.	Номера проб	Содержание. ppm		Изотопные отношения		T. млн. лет	INd(T)	εNd(T)	T(DM)
		Sm	Nd	147Sm/ 144Nd	143Nd/ 144Nd				
1	c-07/9	5.37	28.5	0.11363	0.511261±13	2100	0.50969	-4.48	2864
2	c-07/10	3.42	17.6	0.11761	0.511331±11	2100	0.509705	-4.18	2872
3	c-07/30	3.71	19.4	0.11575	0.511362±4	2100	0.509761	-3.07	2770
4	c-07/31	3.57	18.8	0.1148	0.511389±11	2100	0.509801	-2.28	2703
5	c-07/32	4.01	21.9	0.11067	0.511416±6	2100	0.509886	-0.63	2556
6	c-07-12	5.944	31.747	0.113163	0.511461±7	1950	0.510009	-2.05	2551
7	c-07-12a	3.179	11.053	0.173851	0.512593±7	1950	0.510362	4.87	2131
8	c-07-13	2.413	8.408	0.173503	0.512444±18	1950	0.510217	2.03	2673
9	c-07-14	1.947	6.305	0.186597	0.512762±5	1950	0.510367	4.97	2187
10	c-07-15	6.506	37.204	0.105698	0.511554±15	1950	0.510197	1.65	2246

Изотопные Sm-Nd измерения по образцам метабазальтов ильмозерской и панареченской свит (табл. 3) указывают на сложные условия их формирования. Методика Sm-Nd измерений приведена в работе [2]. Метаандезибазальты и метабазальты ильмозерской свиты (2100 млн. лет, $\varepsilon Nd_{(T)}$ = -4.48, -4.18, -3.07, -2.28, -0.63) имеют характеристики обогащенной мантии. Модельный возраст $T_{(DM)}$ для них варьирует в пределах 2556-2872 млн. лет. В то же время метабазальты панареченской свиты, за небольшим исключением, имеют характеристики деплетированной мантии (1950 млн. лет, $\varepsilon Nd_{(T)}$ = -2.05, +4.87, +2.03, +4.97, +1.65). Модельный возраст $T_{(DM)}$ для них варьирует в пределах 2131-2673 млн. лет. Причины значительных вариаций первичного отношения $\varepsilon Nd_{(T)}$ для панареченских вулканитов неоднозначны. Они могли быть обусловлены генерацией расплавов с различных глубин одного мантийного источника или особенностями эволюции самого источника [1].

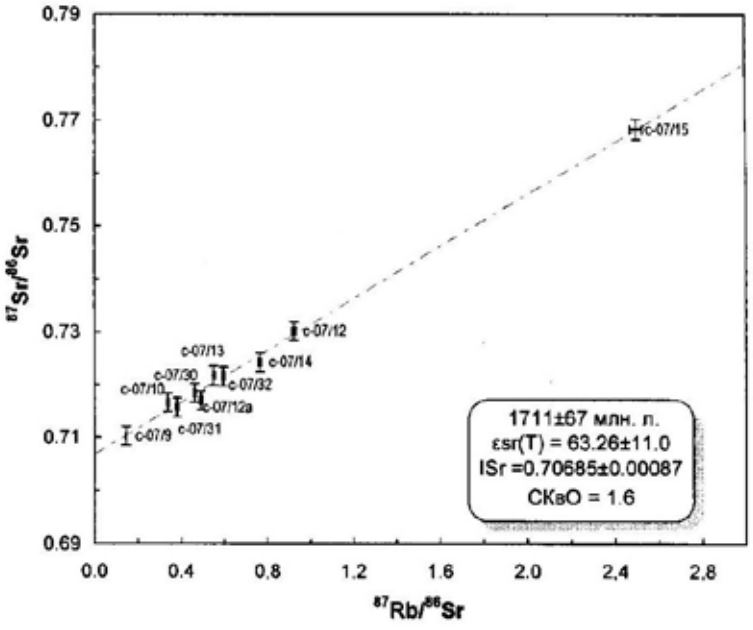


Рис. 2. Rb-Sr-изохрона для образцов метабазальтов ильмозерской и панареченской свит.

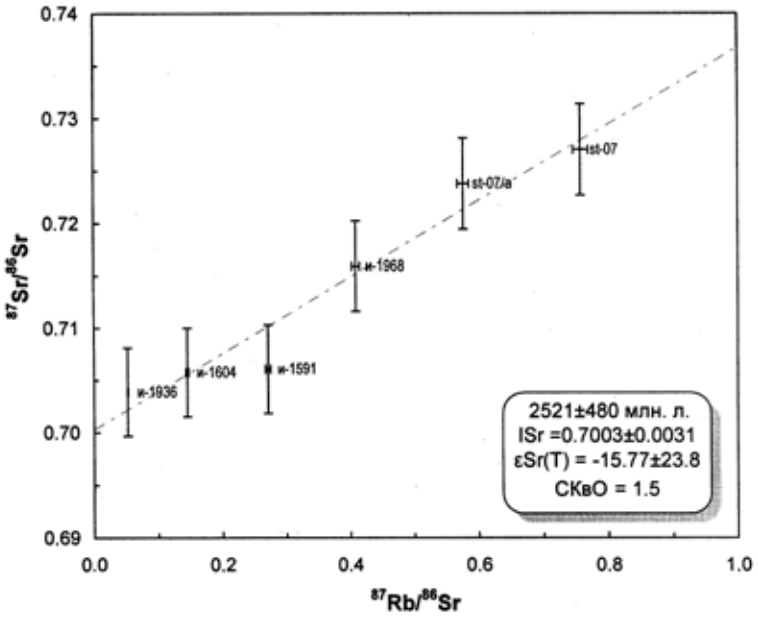


Рис. 3. Rb-Sr-изохрона для образцов метабазальтов томингской серии.

Таблица 4. Изотопные Rb-Sr данные для метабазальтов томингской серии.

№ п.п.	Номера проб	Содержание. ppm		Rb^{87}/Sr^{86}	Sr^{87}/Sr^{86}	Т. млн. лет	$(Sr^{87}/Sr^{86})_0$	εSr(T)
		Rb	Sr					
1	и-1591	14.69	152.73	0.27137	0.70611	2521	0.69622	-74.17
2	и-1604	7.37	143.3	0.145106	0.70578	2521	0.70049	-13.27
3	и-1936	3.65	196.6	0.052381	0.70391	2521	0.70200	8.26
4	и-1968	6.1	42.11	0.408704	0.71592	2521	0.70102	-5.67
5	st-07	46.79	174.3	0.757391	0.72701	2521	0.69941	-28.75
6	st-07/a	60.24	294.9	0.576335	0.72376	2521	0.70275	19.00

Для метабазальтов томингской серии установлены отношения $^{87}Sr/^{86}Sr$, а также εSr(T) (табл. 4). Пониженное первичное отношение $^{87}Sr / ^{86}Sr$ в магматических породах подразумевает, что они образованы из мантийного материала: $(Sr^{87}/Sr^{86})_0$ = 0.696-0.702. Результаты изотопно-геохронологических исследований даны на диаграмме (рис. 3).

Список литературы

1. Балашов Ю.А. Геохронология раннепротерозойских пород Печенгско-Варзугской структуры Кольского п-ова // Петрология. 1996. Т. 4. № 1. С. 3-25.
2. Баянова Т.Б. Возраст реперных геологических комплексов Кольского региона и длительность процессов магматизма. СПб.: Наука, 2004, 174 с.
3. Ludwig K. R. Isoplot. A Geochronological Toolkit for Microsoft Excel. Version 3.75 // Berkeley Geochronology Center. Special Publication N 5. 2012.
4. Steiger R., Jäger E. Subcommission on geochronology: Convention on the use of decay constants in geo - and cosmochronology //Earth Planet. Sci. Lett. 1977. Vol.36, N 3. P. 359-362.

ПРОБЛЕМА ДЛИТЕЛЬНОСТИ И ФАЗНОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ РАССЛОЕННЫХ ИНТРУЗИЙ ПАЛЕОПРОТЕРОЗОЯ КОЛЬСКОГО РЕГИОНА

Смолькин В.Ф.

Государственный геологический музей им. В.И. Вернадского РАН, г. Москва, v.smolkin@sgm.ru

На территории Кольско-Лапладско-Карельской провинции Балтийского щита широко развиты расслоенные интрузии перидотит-пироксенит-габброноритовой формации палеопротерозойского возраста [12]. Формация неоднородная и, судя по геологическому положению интрузий и результатам изучения изотопных U-Pb, Sm-Nd, Re-Os систем, начатых в 1990-1995 гг., состоит из двух разновозрастных групп: Кольской (2525-2485 млн. лет) – г. Генеральская, Улитоозерская, Мончеплутон, Федорово-Панский плутон, и более многочисленной Лапландско-Карельской (2450-2430 млн. лет) – Имандровский комплекс, Олангская группа, Ципринга, Луккулайсвара, Кивакка, Бураковский плутон, Аканваара, Койтелайнен, Пеникат, Портимо и Койлисмаа, Кеми. Формирование интрузий 1-й группы предшествовало заложению Печенгско-Варзугской палеорифтогенной системы; внедрение интрузий 2-й группы происходило позднее в рифтогенных условиях на фоне интенсивного базальтового и среднекислого вулканизма [14].

От ранней к более поздней группе незакономерно увеличивается общая железистость магм, но отсутствует строгая зависимость между возрастом интрузий, набором породных ассоциаций и масштабом Cr, сульфидного ЭПГ оруденения. Близкими по времени образования ко 2-й группе являются лерцолит-габбронориты друзитового комплекса (2460-2430 млн. лет), широко развитые в Зап. Беломорье и сформированные в условиях активного движения вмещающей рамы. Комагматические дайковые комплексы также образуют две возрастные группы. Более древние расположены в Сев.-Печенгском, Мончегорском и Оленегорском районах Кольского региона, более молодые – в Сев. и Вост. Карелии и в районе Коли-Калтимо Финляндии. Формирование разновозрастных магматических комплексов происходило в результате подъема и развития двух мантийных плюмов, пространственно смещенных относительно друг друга [9].

В Лапландско-Колвицском гранулитовом поясе и на примыкающих территориях Беломорского блока расположены автономные массивы габбро-анортозитов (Пыршин, Колвицкий, Жемчужный, Толстик и др.) с U-Pb возрастом 2462-2444 млн. лет, претерпевших тектонический подъем и метаморфизм в гранулитовой и амфиболитовой фациях в период 2437-2405 млн. лет [4]. Обычно они рассматривались вне связи с расслоенными интрузиями. Положение изменилось с получением более древнего U-Pb возраста (2505-2501 млн. лет) для Мончетундровского массива [8], пространственно сближенного с Мончеплутоном и отделенного от него мощной тектонической зоной бластокатаклазитов.

Проблемы воспроизводимости

С начала изотопных исследований расслоенных интрузий Кольско-Лапладско-Карельской провинции в 1990-ые годы встал вопрос о достоверности и воспроизводимости данных. Это обусловлено сложностью геологического строения объектов из-за их многофазности, незначительным содержанием циркона и бадделеита, что потребовало отбора больших проб, спецификой выделения монофракций и различием в методиках изотопных исследований в разных лабораториях, разными пределами лабораторных ошибок определения возраста пород и минералов, полученных U-Pb, Sm-Nd и Re-Os методами, влиянием наложенных метаморфических процессов на изотопные системы и другими причинами.

Для оценки воспроизводимости U-Pb данных выбраны два реперных объекта. Первый – «критический горизонт» г. Нюд Мончеплутона (месторождение Терраса). Для циркона из пегматоидных габброноритов г. Нюд ранее получен U-Pb возраст 2504.4±1.5 млн лет [11]. Из этих же пород выделены бадделеит и циркон (проба М-2), изохронный U-Pb возраст которых 2500±5 млн. лет [8]. В последующем выполнен U-Pb анализ единичных зерен циркона из той же пробы с $^{205}Pb/^{235}U$ трассером без ионообменной хроматографии и с применением ионообменной хроматографии, получен возраст 2504±5 млн. лет [10]. Для изучения вопроса воспроизводимости изотопных данных циркон из дубликата М-2 проанализирован локальным методом SHRIMP II. Конкордантный возраст оказался равным 2500±11 млн лет [6].

Второй объект расположен в районе устья структурной скв. М-1. Он характеризует горизонт наименее метаморфизованных габброноритов в средней части разреза Мончетундровского массива. U-Pb возраст циркона из этого горизонта равен 2501±8 (пробы М-6 и М-54) и 2505±6 (проба М-55) млн. лет [8]. U-Pb анализ единичных зерен циркона из пробы М-55 дал возраст 2504±7.4 млн лет [10]. Магматический циркон из повторной пробы, отобранной вблизи М-54, по данным SHRIMP II имеет конкордантный воз-

раст 2494.6±7.3 млн. лет, а метаморфический циркон 1841±25 млн. лет [6]. Возраст метаморфического циркона совпал с возрастом тектонических движений по Мончетундровскому разлому (2.0-1.9 млрд. лет), определенным на основе Sm-Nd и Rb-Sr анализа минеральных парагенезисов метаморфического генезиса. Полученные диапазоны 2500-2505 млн. лет для Мончеплутона и 2495-2504 млн. лет для Мончетундровского массива не превышают аналитических ошибок определений и свидетельствуют о хорошей сходимости данных.

Проблемы длительности

К настоящему времени только для отдельных расслоенных интрузий (Мончеплутон, Федорово-Панский плутон, Имандровский комплекс и Койтелайнен) и Мончетундровского массива имеются изотопные определения возраста пород, характеризующих их полный разрез. На основе ревизии авторских и публикованных U-Pb изотопных данных [1-3, 5-8, 10, 13] выделяются следующие диапазоны для этих интрузий и продолжительность их формирования (в млн. лет): Мончеплутон 2508-2496 (10-15); Федорово-Панский плутон 2526-2485 (40-45); Мончетундровский массив 2521-2467 (55); Имандровский комплекс 2442-2437 (5-10); Койтелайнен 2439-2432 (7-10). При определении не учитывались данные по пегматитам метаморфической или неустановленной природы, секущим жильным образованиям и дайкам, и постинтрузивным метасоматическим изменениям, часто приуроченным к платиноносным рифам. Самые древние единичные определения возраста циркона для Федорово-Панского плутона и Мончетундровского массива (2526-2521 млн. лет) требуют подтверждения.

Проблемы фазности

Мончеплутон представляет собою уникальный объект для изучения проблемы фазности. Он состоит из нескольких пространственно сближенных камер, которые последовательно заполнялись (первоначально СВ, затем субширотная). В разрезе выделяются 5 мегаритмов, каждый начинается с горизонта,

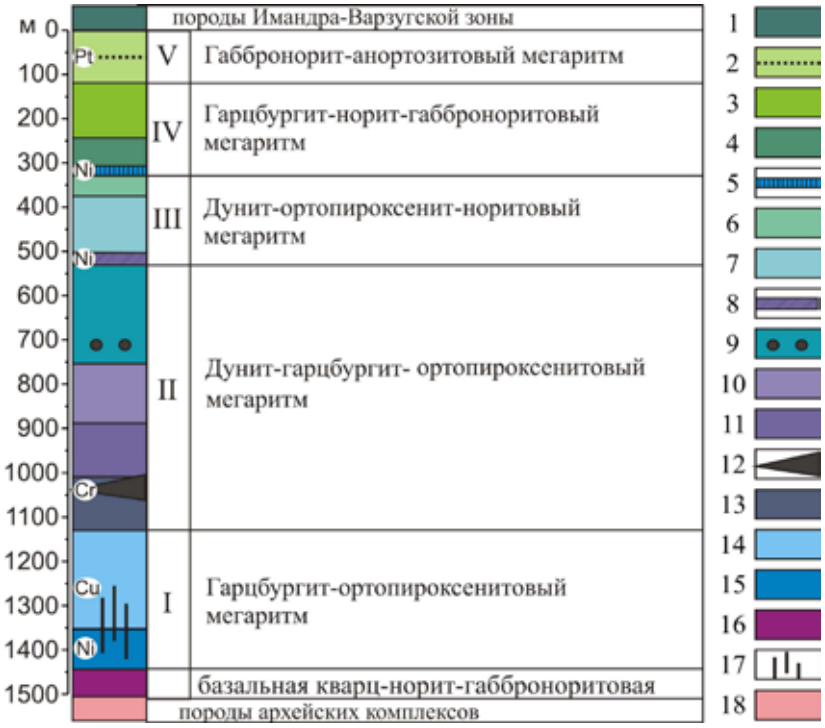


Рис. Мегацикличность Мончеплутона.

1 – перекрывающие породы кукшинской и сейдореченской свит Имандра-Варзугской зоны: метавулканиты, кварциты и сланцы; 2 – метаморфизованные габбронориты и лейкогаббро-анортозиты предгорья Вурэчуайвенч и платиноносный риф; 3 – мезо- и лейкократовые нориты и габбронориты; 4 – меланократовые нориты; 5 – породы «критического горизонта» г. Нюд; 6 – оливиновые нориты; 7 – ортопироксениты; 8 – рудный «пласт 330» г. Сопча; 9 – ортопироксениты с нодулярными хромититами г. Кумужья; 10 – плагиогарцбургиты; 11 – плагиодуниты; 12 – хромититы Сопчинского месторождения; 13 – дуниты; 14 – переслаивание гарцбургитов, оливиновых и безоливиновых ортопироксенитов; 15 – гарцбургиты; 16 – кварцсодержащие нориты и габбронориты; 17 – сульфидные жилы; 18 – подстилающие породы архейского комплекса: диориты и гранодиориты, биотитовые, гранат-биотитовые, амфиболовые и высокоглиноземистые гнейсы.

обогащенного оливином (рис.). Границы между 2-м и 3-м, 3-м и 4-м мегаритмами проведены по основанию рудного пласта г. Сопча и «критического горизонта» г. Нюд. В то же время возрастные данные для мегаритмов находятся в узких пределах (2508-2496 млн. лет), не превышающих аналитических ошибок. Пульсационное внедрение новых порций магмы происходило до полной кристаллизации более раннего мегаритма, что подтверждается данными детальных минералогических и геохимических исследований [8]. Осложняющим фактором являются перемещения горячей кристаллической массы в позднемагматическую стадию, с которыми связаны высокотемпературные пластические деформации оливина и хромита в Дунитовом блоке [8].

Для Федорово-Панского плутона, состоящего из пространственно сближенных массивов (Федоровых тундр, Зап.-Панский и Вост.-Панский), различающихся по разрезам, установлены геологические признаки многофазности внедрения, которые подтверждаются изотопными U-Pb и Sm-Nd данными [3, 5, 6, 13]. Можно выделить три фазы: I ранняя (2526 млн. лет), фрагменты которой обнаружены в виде ксенолитов; II главная (2518-2507 млн. лет) и III поздняя (2485 млн. лет). Все три проявлены в Федоровых тундрах, тогда как в Зап.-Панском и Вост.-Панском массивах – только II и III фазы. Средние возраста главных фаз в Федоровых тундрах (2509±9 млн. лет, 5 анализов) и Зап.-Панском массиве (2497±5 млн. лет, 9 анализов) перекрываются с учетом аналитических ошибок. Для поздних околорудных преобразований установлен интервал 2470-2447 млн. лет.

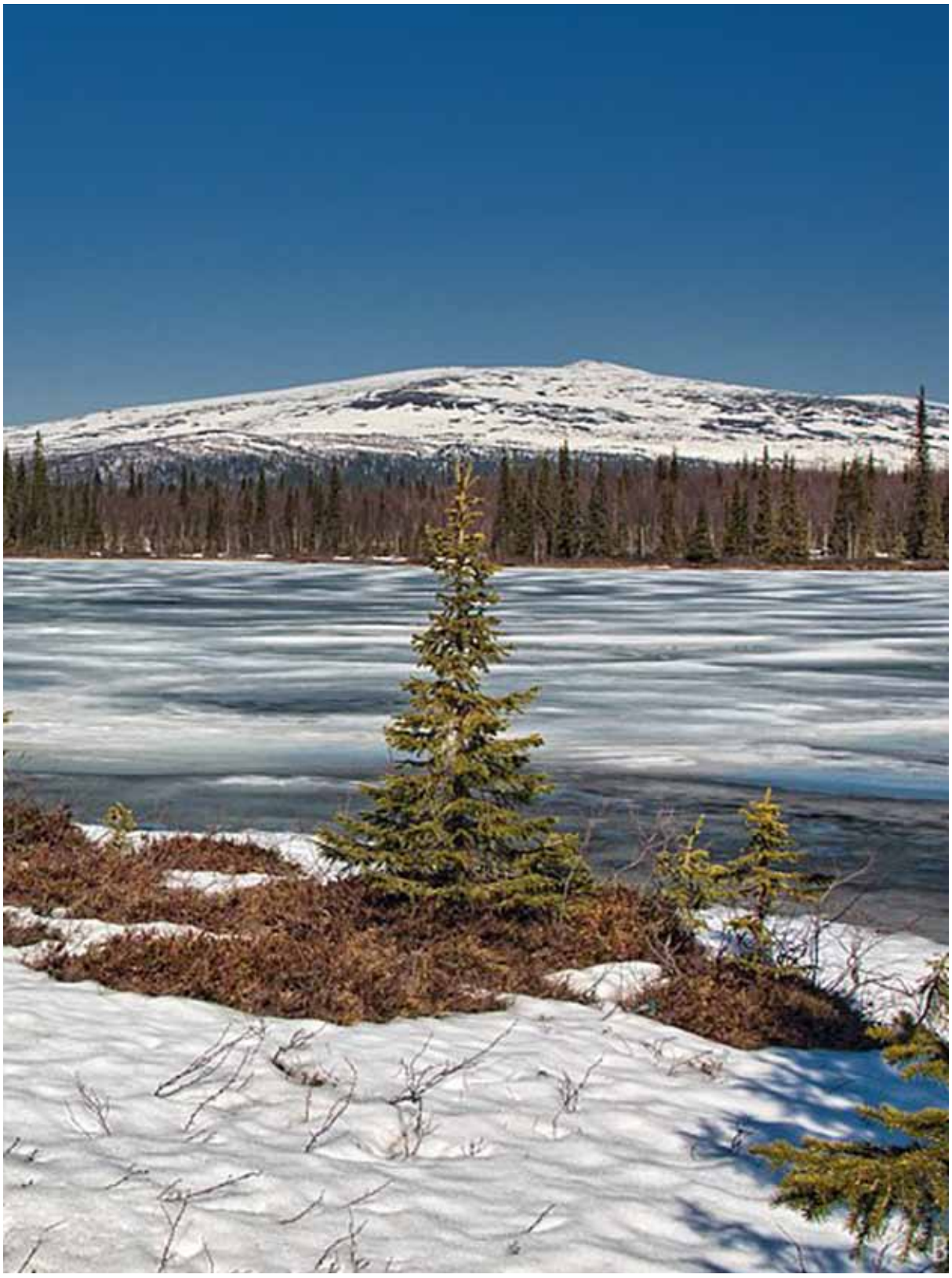
Для Мончетундровского массива получены изотопные U-Pb данные [1, 2, 6, 8], которые позволяют выделить три фазы: I ранняя (2521-2516 млн. лет); II главная (2508-2502 млн. лет) и III поздняя (2476-2467 млн. лет). Средний возраст II главной фазы равен 2505±6 млн. лет (4 анализа), III поздней фазы 2471±8 млн. лет (4 анализа). Для циркона из пегматитов метаморфического генезиса установлен возраст 2456-2445 млн. лет (среднее 2451±4 млн. лет, 3 анализа) [2]. Заслуживает внимания значительное совпадение не только общих возрастных диапазонов для Федорово-Панского плутона и Мончетундровского массива, но и диапазонов отдельных фаз. Оба объекта сближают незначительная роль перидотитов, значительный объем габброноритов и габбро-анортозитов и наличие платиноносных рифов.

Работа выполнена при поддержке Программы фундаментальных исследований ОНЗ РАН (№ 2, Рудные месторождения: от генетических моделей к их прогнозу на территории России).

Список литературы

1. Баянова Т.Б., Нерович Л.И., Митрофанов Ф.П. и др. Мончетундровский базитовый массив Кольского региона: новые геологические и изотопно-возрастные данные // Докл. АН. 2010. Т. 431. № 3. С. 216-222.
2. Борисенко Е.С., Баянова Т.Б., Серов П.А. Структурно-возрастные взаимоотношения трахитоидных габброноритов (II фаза образования) и массивных лейкогаббро (III фаза) массива Мончетундра // Актуальные проблемы геологии, геофизики и геоэкологии СЗ России. Тр. XXIV мол. научн. конф., посв. чл.-корр. К.О. Кратцу. Апатиты: Изд-во К & М, 2013. С. 80-82.
3. Грошев Н.Ю., Ниткина Е.А., Митрофанов Ф.П. Двухфазный механизм образования платинометальных базитов Федоровотундровского массива на Кольском п-ове: новые геологические и изотопно-геохронологические данные // Докл. АН. 2009. Т. 427. № 5. С. 669-673.
4. Митрофанов Ф.П., Балаганский В.В., Балашов Ю.А. и др. U-Pb возраст габбро-анортозитов Кольского п-ова // Докл. АН. 1993. Т. 331. № 1. С. 95-98.
5. Ниткина Е.А. Изотопное датирование циркона из пород платиноносного расслоенного Федорово-Панского интрузива, Кольский п-ов // Докл. АН. 2006. Т. 408. № 1. С. 87-91.
6. Родионов Н.В., Антонов А.В., Беляцкий Б.В. и др. Датирование бадделеита и циркона из габброноритов раннепротерозойского расслоенного базит-ультрабазитового Мончегорского комплекса, Кольский п-ов: свидетельство синхронного магматизма // Рудный потенциал щелочного, кимберлитового и карбонатитового магматизма. Тр. межд. школы «Щелочной магматизм Земли». М.: ГЕОХИ РАН, 2014. С. 69-72.
7. Серов П.А., Митрофанов Ф.П. Платиноносный расслоенный Федорово-Панский интрузив, Кольский п-ов: новые Sm-Nd изохроны и изотопно-геохимические данные // Докл. АН 2005. Т. 403. № 4. С. 1-3.
8. Смолькин В.Ф., Федотов Ж.А., Нерадовский Ю.Н. и др. Расслоенные интрузии Мончегорского рудного района: петрология, оруденение, изотопия, глубинное строение. Ч. 2. Апатиты: Изд-во КНЦ РАН, 2004. 177 с.

9. Смолькин В.Ф., Кременецкий А.А., Ветрин В.Р. и др. Модель формирования рудно-магматической системы для расслоенных интрузий палеопротерозоя Балтийского щита // Наука и просвещение. К 250-летию Геологического музея. М.: Наука, 2009. С. 302-316.
10. Смолькин В.Ф., Баянова Т.Б. Мончеплутон – полигон для изучения петрологии, изотопии и оруденения расслоенных интрузий палеопротерозоя Балтийского щита // Новые горизонты в изучении процессов магмо- и рудообразования. Матер. научн. конф. М.: ИГЕМ РАН, 2010. С. 375-376.
11. 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 Paleoproterozoig continental rifting // Precambrian Res. 1995. V. 75. P. 31-46.
12. Alapieti T.T., Filen B.A., Lahtinen J.J. *et al*. Early Proterozoic layered intrusion in the NE part of the Fennoscandian Shield // Miner. Petrol. 1990. V. 42. N 1-4. P. 1-22.
13. Schissel D., Tsvetkov A.A., Mitrofanov F.P. *et al*. Basal PGE mineralizator in the Fedorov Pansky layered mafic intrusion, Kola Peninsula, Russia // Econ. Geol. 2002. V. 97. P. 1657-1677.
14. Smolkin V.F. The Paleoproterozoic (2.5-1.7 Ga) midcontinent rift system of the NE Fennoscandian Shield // Can. J. Earth Sci. Special Publ. 1997. V. 34. P. 426-443.



Общая и генетическая минералогия

НОВЫЕ ПОСТУПЛЕНИЯ В КОЛЛЕКЦИЮ МУЗЕЯ ГЕОЛОГИИ И МИНЕРАЛОГИИ ИМ. И.В. БЕЛЬКОВА ГЕОЛОГИЧЕСКОГО ИНСТИТУТА КНЦ РАН В 2014 г.

Борисова В.В., Волошин А.В.

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

В последние годы сохраняется тенденция активного пополнения музейной коллекции основного и научно-вспомогательного фондов, что свидетельствует об успешном развитии музейного дела в институте. В 2014 г. основной фонд музея пополнился на 375 образцов. Это на 19 больше, чем в предыдущем году и почти в два раза больше, чем в 2012 г. В экспозиции выставлены 275 образцов. 310 пополнили систематическую коллекцию, 110 – коллекцию с новыми минералами, 21 – коллекцию месторождений и 44 – петрографическую. Новыми для музея стали 23 минеральных вида: хенримейерит, гьёрдингенит-Ca, звягинит, аквалит, тахеренит, изоферроплатина, петарасит, петерсенит-(Ce), амезит, баотит, делиндеит, кентбруксит, канемит, калиевый ферроликеит, магнезиофторарфведсонит, монацит-(La), мелонит, кавацулит, скиппенит, таркианит, халькофанит, фармакосидерит и ломонтит.

Научно-вспомогательный фонд пополнился большим числом образцов минералов, руд и пород Кейв, Хибинского, Ловозёрского и Ковдорского массивов, Африканды, Печенги, Аллареченского месторождения, Прихибинья, зоны Колмозеро-Воронья, п-ова Средний, Беломорского побережья и других объектов.

В пополнении коллекции музея приняли участие сотрудники Геологического института: Ю.Л. Войтеховский, А.В. Волошин, С.В. Икорский, В.Р. Ветрин, В.А. Нивин, Ю.Н. Нерадовский, А.А. Калинин, Н.Ю. Грошев, Л.Н. Морозова, А.К. Шпаченко, П.А. Серов, Д.В. Жиров, В.М. Рогозин; аспиранты Я.А. Мирошникова и Е.Н. Козлов; студенты-геологи АФ МГТУ, обучающиеся на базе Геологического института, А.В. Малыгина и Д.В Петренко, и бывшая сотрудница института Т.В. Новохатская. В дар получены образцы минералов и пород от сотрудников других организаций – И.В. Пекова (д.г.-м.н., проф. МГУ, г. Москва), И.С. Красоткина (к.т.н., ПетрГУ, г. Кировск) и Е.В. Персиянова (ОАО «ОЛКОН», г. Оленегорск).

Поступления основного фонда музея можно разбить на следующие группы: 1) новые минералы и первые находки в Кольском регионе; 2) минералыв и руды Хибинского щелочного массива; 3) минералы Ловозёрского щелочного массива; 4) минералы Кейвских тундр; 5) минералы щёлочно-ультраосновных и карбонатитовых массивов; 6) минералы редкометальных пегматитов; 7) минералы других геологических объектов; 8) петрографическая коллекция.

Новые минералы и первые находки в Кольском регионе

Коллекция новых минералов впервые пополнилась образцами с хенримейеритом (Хибинский массив, г. Юкспор, долина Гакмана), звягинитом (Ловозёрский массив, г. М. Пункаруайв, пегматит № 71) и гьёрдингенитом-Ca (Ловозёрский массив, г. Карнасурт, пегматит № 61), которые передал И.В. Пеков. Хенримейерит – сложный оксид Ba и Ti открыт в тетраферрофлогопит-кальцит-доломитовых карбонатитовых жилах Железного рудника Ковдорского месторождения [6] и Хибинском массиве [4]. Звягинит (титаносиликат группы эпистолита) и гьёрдингенит-Ca (титаносиликат группы лабунцовита) открыты И.В. Пековым [2, 7] в Ловозёрском массиве именно в тех пегматитах, из которых отобраны и переданы образцы.

К новым минералам, имевшимся в коллекции музея, добавились минералы Ловозёрского массива: коробицынит, чкаловит, шомиокит-(Y), терскит, нептунит, ненадкевичит, кузьменкоит-Mn и вуоннемит. Наиболее интересным представляется крупный (30×30×24 см) образец с кузьменкоитом-Mn (Ловозёрский массив, северный склон г. Флора), дар Ю.Л. Войтеховского. Ранее в музее экспонировался небольшой образец с мелкими коричневатыми кристаллами кузьменкоита-Mn из полостей в серых альбитизированных мурманит-эвдиалитовых луявритах. Кузьменкоит-Mn в образце нового поступления образует крупные массивные, размером до 6×4 см, светло-коричневые псевдоморфозы по пластинам мурманита с эгирином и полевым шпатом (рис. 1). О таких псевдоморфозах упоминалось в литературе без указания размеров [3]. Диагностирован кузьменкоит-Mn рентгенофазовым и микрозондовым анализами. Коллекция новых минералов Хибинского массива также пополнилась перлиалитом, щербаковитом и ферсманитом из коллекции А.С. Подлесного 2009 г.

Новые поступления – коллекция из 94 образцов с новыми минералами Кольского п-ова, последний дар Геологическому институту КНЦ РАН известного первооткрывателя минералов А.П. Хомякова. В коллекции собраны минералы, открытые разными авторами, в том числе и А.П. Хомяковым, с 1894 по 2007 гг. Она оформлена в выставочном зале в виде постоянно действующей экспозиции.



Рис. 1. Кузьменкоит-Mn (псевдоморфоза по мурманиту) (ГИМ 7387/2). Ловозёрский массив, г. Флора.

К первым находкам минералов в Кольском регионе относятся таркианит, кавацулит и скиппенит. Образец с таркианитом, рениевым сульфидом, из Мончеплутона (Морошковое оз.) передала в музей Я.А. Мирошникова. Минерал был открыт в Финляндии в 2004 г. [5]. В работе есть упоминание о том, что минерал подобного состава найден в виде включений в пирротине Мончеплутона, но подтверждения диагностики нет. Таркианит из участка Морошковое оз. имеет строгую геологическую привязку и диагностирован различными методами (микрозонд, рамановская спектроскопия). Образец с кавацулитом и скиппенитом в ассоциации с мелонитом из альбит-карбонатных (доломитовых) метасоматитов Салла-Куолаярвинской зоны (рудопроявление Озёрное) передал А.А. Калинин. Кавацулит и скиппенит – редкие сульфиды Bi, Te и Se группы тетрадимита. Это первая находка в Кольском регионе [1].

Минералы и руды Хибинского массива пополнилась почти на 100 образцов, основная часть которых поступила от Ю.Л. Войтеховского. Образцы отобраны им на Северном карьере и в отвалах Кировского рудника, на г. Расвумчорр, южном склоне г. Юкспор, г. Пик Марченко, южном отроге г. Кукисвумчорр и в ущелье Голубых озёр. Экспозицию музея украсил крупный (28×28.5×27 см) образец радиально-лучистого пектолита в щелочной породе, необычной светло-зелёной окраски тонкоигольчатый эгирин, золотистого цвета тонковолокнистый лампрофиллит, нефелин в оторочке натролита и другие. Впервые в музее появились образцы апатитовых руд с исторического места Хибин – Ийолитового отрога Расвумчорра. Именно здесь в августе 1926 г. поисковой партией А.Н. Лабунцова были обнаружены коренные выходы апатит-нефелиновых руд.

Коллекция образцов с редкими минералами Хибинского массива передана И.В. Пековым. Они представлены петараситом (отрог г. Кукисвумчорр, верховье р. Тульок), петерсенитом-(Ce) (г. Коашва), амезитом (Кировский рудник, пегматитовое тело «Иллеритовое»), баотитом (г. Юкспор, верховье долины Гакмана), делиндеитом (г. Расвумчорр, окрестности перевала Юкспорлак) и кентбрукситом (г. Юкспор, Ловчорритовый рудник).

Большая коллекция интереснейших минералов Хибинского массива принята в основной фонд музея после разбора коллекций А.С. Подлесного 2009 г. Это образцы с магнезоастрофиллитом, баритолампрофиллитом, гиббситом, вишневитом и другими минералами.

Коллекцию минералов Хибинского массива дополнили образцы, переданные И.С. Красоткиным, С.В. Икорским, Д.В. Жировым и из старых коллекций института. Это образцы с шабазитом, кристаллами нефелина (рис. 2) и эвдиалита, флюоритом, кальцитом и апатитовой рудой.

Минералы Ловозёрского массива. Наиболее интересен крупный (29.5×28.5×27 см) образец с «ледяной» троной в ассоциации с клейофаном, альбитом и эгирином (Умбозерский рудник). Из того же места впервые в коллекции музея появился оригинальный образец с игольчатыми серебристо-белыми псевдоморфозами опала по канемиту. Коллекцию пополнили также образцы с гемиморфитом, гмелинитом, шабазитом и мурманитом с Лопаритового карьера, г. Флора. Перечисленные образцы – дар Ю.Л. Войтеховского.



Рис. 2. Кристаллы нефелина в пегматоидном ийолите (ГИМ 7126). Хибинский массив, руч. Минеральный.

Образцы с редкими минералами Ловозёрского массива – канемитом (г. Аллуайв, Умбозерский рудник, пегматит «Шкатулка»), калиевым феррилиекеитом на натролите (г. Кедыквепахк, подземный рудник, гор. 17) и монацитом-(La) (г. Лепхе-

Нельм, пегматит № 47) передал И.В. Пеков. Красочный образец с серебристо-сиреневыми кристаллами мурманита в луяврите (г. Карнасурт) поступил от В.А. Нивина. Из старых коллекций института (И.В. Буссен) в основной фонд принят образец с розовым натролитом (г. Карнасурт) и лампрофиллитом (без точной привязки).

Минералы Кейвских тундр пополнилась крупным (12.3 × 22 × 11 см) красочным образцом с кристаллами голубого кианита в кварце (Ц. Кейвы), образцами со ставролитом (хр. Вост. Макзабак), силлиманитом, сростками кристаллов кварца, амазонитом различной окраски (г. Ровгора) и гематитом (хр. Серповидный), которые передал Ю.Л. Войтеховский.

Образец с йофортьеритом из метасоматитов на контакте дайки нефелиновых сиенитов и щелочных гранитов Зап. Кейв (г. Белый Мох) поступил от Е.Н. Козлова.

Кроме того, коллекцию Кейв дополнили образцы с призматическими кристаллами ставролита (старые коллекции института), серебристо-серым кианитом (коллекция И.В. Белькова) и апатитом Плоскогорского месторождения (А.В. Волошин).

Минералы щёлочно-ультраосновных и карбонатитовых массивов пополнилась образцами из Вуориярви, Ковдорского массива, Турьего мыса и Африканды.

Для оформления экспозиции по минералам и рудам массива Вуориярви из старых коллекций института (коллекция Л.В. Козыревой) отобраны образцы керна скважин с канкринитом, анкилитом-(Ce), пирохлором и другими минералами. Ю.Л. Войтеховский пополнил коллекцию Вуориярви оригинальным образцом с овоидами биотита в изменённой ультраосновной породе.



Рис. 3. Гидроксилапатит Mn-содержащий (ГИМ 7140). Вороньи тундры.

Коллекция Ковдорского массива пополнилась образцами с крупными, до 8 см в поперечнике, кристаллами тёмно-зелёного диопсида в коронитовой кайме из светло-зелёного амфибола, с мезолитом, кристаллами флогопита в апатите и магнетит-пироксеновой породой (Ю.Л. Войтеховский, А.В. Волошин). И.В. Пеков передал образцы с редкими минералами Ковдорского массива (карьер Слюда). Это сиреневый аквалит в сколеците и тахеренит в томсоните-Ca.

Впервые в музее появились образцы с апатитом из жилы Е.С. Фёдорова на Западном участке Турьего мыса. Экспозицию музея по району дополнили образцы с лабунцовитом, нарсарсукитом, пектолитом, шорломитом, флюоритом, с псевдоморфозами мелилита по нефелину, которые передал Ю.Л. Войтеховский. Образец с магнезиофторарфведсонитом Восточного участка Турьего мыса передал И.В. Пеков. Образец с тёмно-фиолетовым флюоритом – В.А. Нивин. Коллекцию Африканды дополнил образец с шорломитом (Ю.Л. Войтеховский).

Минералы редкометальных гранитных пегматитов поступила от А.В. Волошина: впервые в экспозиции музея появились образцы с халькофанитом, фармакосидеритом и ломонтитом (хр. Олений), пополнили коллекцию образцы с бертрандитом и литиофилитом (г. Пеллапахк). Ю.Л. Войтеховским передан образец с лепидолитом г. Васин Мыльк. Кроме того, экспозицию Вороньих тундр дополнили образцы с голубым Mn-содержащим гидроксилапатитом (рис. 3) и полихромным турмалином из старых коллекций института. Коллекция минералов Колмозёрского месторождения (г. Б. Потчеварек) пополнилась образцами со сподуменом, лепидолитом и апатитом (Л.Н. Морозова и П.А. Серов). Коллекция минералов гранитных пегматитов района п. Алакуртти (Кандалакшский район) пополнилась образцами с ганитом и сподуменом (А.В. Волошин).

Минералы других геологических объектов Кольского п-ова

Массив Фёдорово-Панских тундр. Коллекцию платиновых минералов пополнил образец с изоферроплатиной (Фёдорова тундра, риф Невидимый), переданный Н.Ю. Грошевым. Коллекцию руд пополнили полированные образцы габброидов с ЭПГ-содержащим сульфидным оруденением из Нижнего расслоенного горизонта, а также образцы керна габброноритов с природными битумами участка Вост. Чуарвы Панского массива (Ю.Л. Войтеховский).



Рис. 4. Пиритовая минерализация в роговиках (ГИМ 7346, ГИМ 7347). Печенга, Ждановское месторождение.

Печенгское месторождение. Образцы с пиритовой минерализацией в роговиках, а также сплошной порфировидной сульфидной Cu-Ni рудой Ждановского месторождения (рис. 4) передали в музей после прохождения производственной практики студенты-геологи АФ МГТУ А.В. Малыгина и Д.В. Петренко.

Оленегорское месторождение. Образец с цеолитами – стильбитом и шабазитом из жилы, секущей амфиболиты, передал в музей Е.В. Персиянов.

Беломорское побережье. В экспозиции музея впервые появился образец габбро-анортозита с сиреневым лабрадором (Ю.Л. Войтеховский). Образец представляет собой полированный срез гальки основной породы, отобран в Порьей губе Кандалакшского залива.

Прихибинье. И.С. Красоткин пополнил коллекцию образцом с кристаллами пирита в метабазальте (Известковый карьер).

Яурийоки. Из старых коллекций института в основной фонд музея приняты образцы с топазом и молибденитом.

Петрографическая коллекция пополнилась на 44 образца. Большинство обновило экспозицию Петрографического отдела. Впервые в коллекции появились образцы редких пород Кольского п-ова – сподуменовых гнейсов. Образцы привезены Ю.Л. Войтеховским и А.К. Шпаченко из района сочленения Кейвского и Мурманского блока (район р. Ачерйок – р. Тундровая), переданы в музей А.В. Волошиным.

Экспозиция габбро-анортозитовой формации пополнилась полированными штуфами метагабброидов Главного хр. (Мончетундровский массив), Панских и Сальных тундр, Кандалакшского района. Коллекция осадочных пород – образцами строматолитовых песчанистых доломитов (п-ов Средний), метаморфитов Кейв – гранатитами и ставролитовыми сланцами Зап. Кейв, а также гранатовыми амфиболитами приконтактовой зоны Ачинского массива Вост. Кейв. Коллекцию щелочных пород дополнили образцы оригинальной брекчии из обломков полевошпат-эгириновой породы, сцементированных натролитом (Хибинский массив, Кировский рудник), и щелочных лампрофиров Турьего мыса (Ю.Л. Войтеховский).



Рис. 5. Тингуаит (ГИМ 7158/2). Хибинский массив, г. Портамчорр.

Полированные образцы тингуаита (рис. 5) украсили экспозицию щелочных пород Хибинского массива (В.М. Рогозин).

Коллекция Оленегорского месторождения пополнилась керном железистых кварцитов с плойчатой текстурой и образцом биотит-гранатового скарноида (Е.В. Персиянов).

Кроме того, коллекция музея пополнилась образцом эруптивной брекчии с о. Телячий Белого моря (В.Р. Ветрин), образцами даек лампрофиров, секущих доломиты Известкового карьера в Прихибинье

(И.С. Красоткин), строматолитовых доломитов о. Кильдин (Т.В. Новохатская) и метаанортозита участка Морошковое оз. Мончеплутона (Я.А. Мирошникова).

Из старых коллекций института в основной фонд приняты розовый доломит (Имандра-Варзуга, руч. Сухой) и гранит с молибденитом (Яурийоки).

В основной фонд также приняты и выставлены в экспозиции Петрографического отдела полированные образцы различных пород, зарегистрированные ранее в Журнале декоративных и поделочных камней с шифром «Д» - уртит и хибинит Хибинского массива, порфиробластический гранодиорит Умбинского комплекса, графический пегматит Ёны.

Поступления научно-вспомогательного фонда

В 2014 г. пополнилась коллекция минералов, горных пород и руд научно-вспомогательного фонда. Большая коллекция образцов поступила от Ю.Л. Войтеховского. Это образцы минералов, руд и пород из Кейв, Хибинского, Ловозёрского и Ковдорского массивов, Африканды, Печенги, Аллареченского месторождения, пирротиновых проявлений Прихибинья, зоны Колмозеро-Воронья, п-ова Средний, Беломорского побережья.

А.В. Волошин передал большую коллекцию образцов с минералами Ковдорского массива, Вуориярви, гранитных пегматитов Колмозеро–Воронья, Канозера и Кейв. На все образцы имеется документация в виде картографического материала с местами отбора образцов, фотографиями образцов и отметками об аналитике. Образцы с породами и минералами Хибинского массива поступили от В.М. Рогозина, Ю.Н. Нерадовского и И.С. Красоткина.

В музее до сих пор есть много неучтённых образцов из старых коллекций. Ежегодно происходит разбор этих коллекций и экспертной фондо-закупочной комиссией решается вопрос о принятии образцов в фонды музея. В 2014 г. в научно-вспомогательный фонд приняты коллекции: минералов Хибинского массива (А.С. Подлесный, Ю.П. Меньшиков); молибденита рудопроявления Яурийоки (И.И Куприянова); эвдиалита Ловозёрского массива (А.Н. Кулаков); минералов Pb-Zn жил Мурманского побережья (М.Г. Федотова); корунда Апатитовой горы Хибинского массива (Л.В. Козырева); сульфидных Cu-Ni руд Ждановского месторождения (А.Е. Борисов); гранитов Юовоайвского массива (М.И. Дубровский); минералов Кейв (А.К. Шпаченко, А.В. Мокрушин. С.М. Карпов, С.М. Мудрук); Cr-клинохлора (кеммеририта) Мончеплутона (М.Ю. Сидоров). Коллекции образцов без авторства представлены минералами Вороньих тундр, Хибинского и Ковдорского массивов.

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

Список литературы

1. Калинин А.А., Савченко Е.Э., Селиванова Е.А. и др. А.А. Кавацулит Bi_2Te_2Se и скиппенит Bi_2TeSe_2 в альбититах Салла-Куолаярвинской зоны, Сев. Карелия, Россия // Зап. РМО. 2914. № 2. С. 80-94.
2. Пеков И.В., Лыкова И.С., Чуканов Н.В. и др. Звягинит $NaZnNb_2Ti[Si_2O_7]_2O(OH,F)_3(H_2O)_{4+x}$ (x<1) – новый минерал группы эпистолита из Ловозёрского щелочного массива, Кольский п-ов, Россия // Зап. РМО. 2014. № 2. С. 45-63.
3. Чуканов Н.В., Пеков И.В., Головина Н.И. и др. Кузьменкоит-Mn $K_2(Mn,Fe)Ti_4[Si_4O_{12}]_2(OH)_4 \cdot 5H_2O$ – новый минерал // Зап. ВМО. 1999. № 4. С. 42-50.
4. Яковенчук В.Н., Иванюк Г.Ю., Пахомовский Я.А. и др. Минералы Хибинского массива. М.: Оушенпресс, 1999. 328 с.
5. Kojonen K.K., Roberts A.C., Isomaki O.P. *et al*. Tarkianite, $(Cu,Fe)(Re,Mo)_4S_8$, a new mineral species from the Hitura Mine, Nivala, Finland // Canad. Miner. 2004. V. 42. P. 539-544.
6. Mitchell R.H., Yakovenchuk V.N., Chakhmouradian A.R. *et al*. Henrymeyerite, a new hollandite-tipe Ba-Fe-titanite from the Kovdor complex, Russia // Canad. Miner. 2000. V. 38. P. 617-626.
7. Pekov I.V., Chukanov N.V., Yamnova N.A. *et al*. Gjerdingenite-Na and gjerdingenite-Ca – two new minerals of the labunsovite group // Canad. Miner. 2007. V. 45. P. 529-539.

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

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

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

Цель работы – изучение конституционных свойств (структурных и химических параметров) минералов, впервые установленных в России и регионе. Объекты исследования – сульфиды и сульфосоли, сульфаты и теллураты из месторождений и рудопроявлений Кольского региона: Мончегорский рудный район, Ю.-Сопченское месторождение и уч. Морошковое оз.; Салла-Куолаярви, уч. Озерный; Прихибинье, Пирротиновые месторождения. Исследования фазовой и внутрифазовой неоднородности индивидов, изучение химического состава минералов осуществлялось методами оптической и электронной микроскопии на приборах, имеющихся в ГИ КНЦ РАН: оптический микроскоп Axioplan с регистрацией минеральных объектов с помощью видеокамеры**,** сканирующий электронный микроскоп (СЭМ) LEO-1450 с энергодисперсионным спектрометром Bruker X Flash-5010 и волнодисперсионный электронно-зондовый микроанализатор MS-46 Cameca. Часть исследований проведена в Геологической службе Норвегии на растровом электронном микроскопе (РЭМ) LEO 1450VP с энергодисперсионной приставкой EDX-System OXFORD INCA Energy 200Premium. Для некоторых минералов проводился рентгенофазовый анализ на рентгеновском дифрактометре ДРОН-2. Съемка проводилась в камере РКД 57.3 мм при Fe$K\alpha$ излучении (ГИ КНЦ РАН). Для исследования конституционных свойств минералов выполнялась регистрация спектров методом ИК-спектроскопии на FT-IR Nicolet 6700 в ИХТРЕМС КНЦ РАН.

Большая часть минеральных объектов имеет малые размеры, не позволяющие получить сведения об их структурных параметрах в целях однозначной диагностики перечисленными методами. Для них проведены исследования с помощью рамановской спектроскопии. Для регистрации спектров минералов использованы ресурсные базы Санкт-Петербургского госуниверситета и Университета «Горный». В Ресурсном центре СПбГУ «Геомодель» исследования проводились на спектрометре HORIBA Jobin-Yvon Labram HR800 в режимах: время экспозиции 10-15 с, число повторений 5-20, Ar-лазер 514,5 нм мощностью 50 mW. Для обработки спектров использован программный пакет LabSpec 5.0. На кафедре минералогии, кристаллографии и петрографии университета «Горный» регистрация спектров выполнена на приборе Renishaw InVia Reflex с полупроводниковым лазером 785 нм 500 mW в режимах: время экспозиции 20-40 с, число повторений 1-2. Для обработки спектров использован программный пакет wire 2.0. Предварительная диагностика минералов по рамановским спектрам осуществлялась путем сравнения спектров с имеющимися электронными ресурсами БД. При отсутствии эталонного спектра сравнивались снятые спектры одного минерального вида из разных геологических объектов и регионов. В результате получено большое количество информации по химическому составу минералов и зарегистрировано большое количество рамановских спектров. Установлен ряд минералов, новых для Кольского региона и России (табл. 1).

Таблица 1. Новые минералы Кольского региона и России.

Минерал	Формула	География, геология
Сульфиды и сульфосоли		
Жеффруаит*	$(Cu,Fe,Ag)_9(Se,S)_8$	Мончегорский рудный р-н, Ю.-Сопчинское месторождение, уч. Морошковое оз.
Падмаит	PdBiSe	
Таркианит*	$(Cu,Fe)(Re,Mo)_4S_8$	
Бамболлаит*	$Cu(Se,Te)_2$	Салла-Куолаярви, уч. Озерный
Хенриит*	$Cu_4Ag_3Te_4$	Прихибинье, пирротиновые месторождения
Ульманнит	NiSbS	
Оксиды, сульфаты		
Шмиттерит*	$(UO_2)(TeO_3)$	Салла-Куолаярви, уч. Озерный
Познякит	$Cu_4(SO_4)(OH)_6*H_2O$	
Девиллин	$CaCu_4(SO_4)_2(OH)_6*3H_2O$	
Квасцы-(Na)	$NaAl(SO_4)_2*12H_2O$	Прихибинье, пирротиновые месторождения

Примечание: * первые находки в России.

В табл. 2 приведены данные по методам диагностики, подтверждающие достоверность отнесения к минеральному виду.

Таблица 2. Достоверность минерального вида. Методы диагностики.

Минерал	Химическмий состава		Кристалличекая структура		
	Bruker X Flash-5010	Oxford PENTAFET	РФА	РС	ИКС
Жеффруаит	+			+	
Падмаит	+			+	
Таркианит	+			+	
Бамболлаит		+		+	
Хенриит	+			+	
Ульманнит	+			+	
Шмиттерит		+		+	
Познякит		+	+	+	
Девиллин		+	+	+	
Квасцы-(Na)			+		+

Примечание. Спектрометры: Bruker X Flash-5010 и Oxford PENTAFET. РФА – рентгенофазовый анализ, РС – рамановская спектроскопия, ИКС – инфракрасная спектроскопия.

Сульфиды и сульфосоли

Жеффруаит $(Cu,Fe,Ag)_9(Se,S)_8$. Минерал обнаружен в плагиопироксенитах Мончегорского рудного района, Ю.-Сопчинское месторождение. Выделения 2-4 мкм округлой формы представляют собой мерникитовые сростки с клаусталитом в силикатах (рис. 1) в ассоциации с меренскиитом [3].

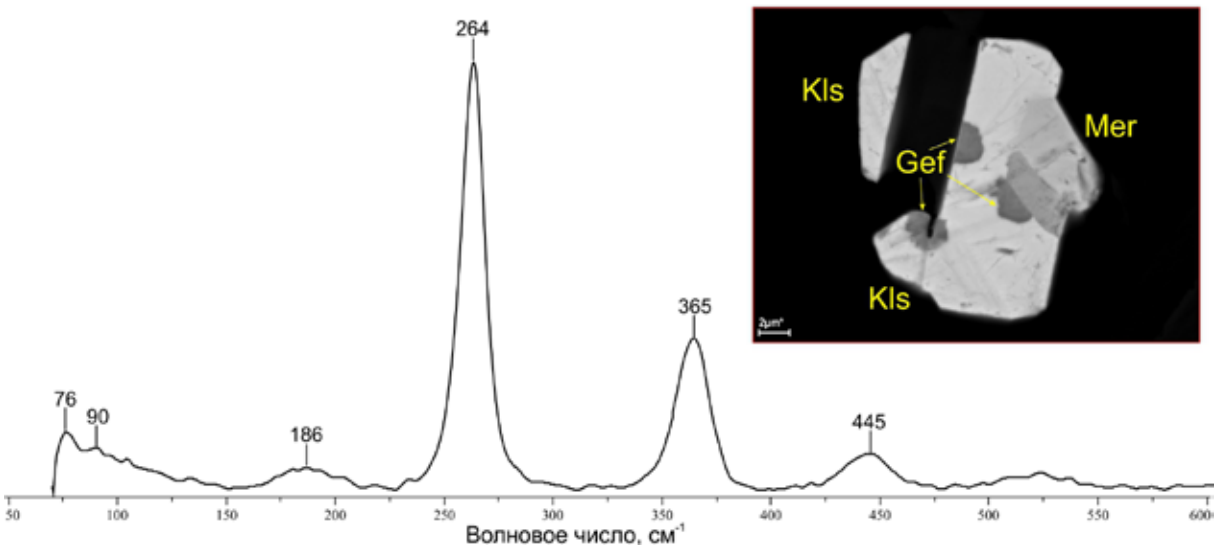


Рис. 1. Вверху – морфология зерен жеффруаита (Gef). В обратно-рассеянных электронах. Kls – клаусталит, Mer – меренскиит. Внизу – рамановский спектр.

Химический состав (мас. %): Cu 51.55, Ag 4.19, Se 34.46, S 8.63, Te 1.18, сумма 100.00. Аналитик Савченко Е.Э. Анализ рассчитывается на формулу: $(Cu_{9.200}Ag_{0.440})_{9.640}(Se_{4.950}S_{3.050}Te_{0.100})_{8.100}$, которая отвечает теоретической $(Cu,Fe,Ag)_9(Se,S)_8$. В анионном блоке есть примесь Te. Методами рамановской спектроскопии зарегистрированы несколько идентичных спектров жеффруаита, один из них дан на рис. 1. Наиболее интенсивные линии с максимумами 264, 365, и 445 $см^{-1}$ являются диагностическими. Регистрация спектров выполнена А.В. Чернявским и В.Н. Бочаровым.

Падмаит PdBiSe. Обнаружен в плагиопироксенитах Мончегорского рудного р-на, Ю.-Сопчинское месторождение. Падмаит находится в виде включения в соболевските. Зерно не превышает 2 мкм. В соболевските отмечается неоднородность по Bi (рис. 2).

Химический состав (мас. %): Bi 46.40, Pd 38.81, Se 9.04, S 4.05, Fe 1.25, Ni 0.46, сумма 100.00. Аналитик Базай А.В. Анализ рассчитывается на формулу: $Pd_{1.275}(Bi_{0.776}Fe_{0.078}Ni_{0.027})_{0.882}(Se_{0.400}S_{0.442})_{0.843}$, которая

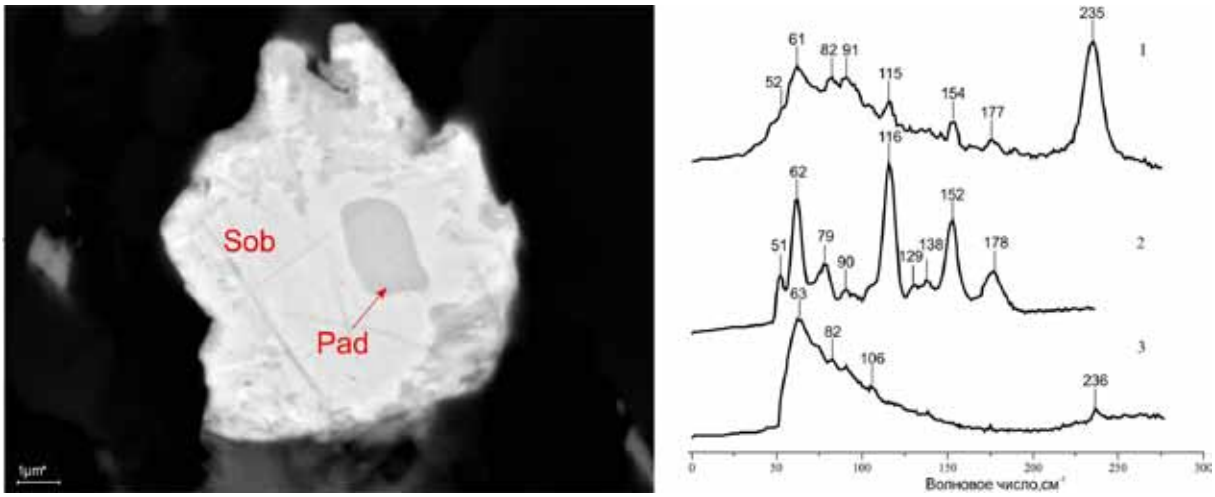


Рис. 2. Слева – морфология падмаита (Pad), Sob – соболевскит. В обратно-рассеянных электронах. Справа – рамановский спектр: 1 – Ю.-Сопчинское месторождение, 2 – Карелия, Ср. Падма, 3 – соболевскит, Ю.-Сопчинское месторождение.

отвечает теоретической PdBiSe В катионном блоке есть примеси Fe и Ni. В анионном блока – примесь S. Получены рамановские спектры падмаита из Ю.-Сопчинского месторождения (Мончегорский рудный район, рис. 2. 1.) и месторождения Средняя Падма, Карелия (рис. 2. 2.). Последний использован в качестве эталона. На рис. 2. 3 дан спектр соболевскита для демонстрации его влияния на спектр падмаита. Наиболее интенсивные линии с максимумами 62, 116, 152 и 178 $см^{-1}$ – диагностические. Операторы А.В Чернявский, Е.А. Васильев.

Таркианит $(CuFe)(ReMo)_4S_8$. Обнаружен в плагиопироксенитах Мончегорского рудного района, уч. Морошковое оз. (Я.А. Мирошникова) в крупнозернистых жильных телах сложной морфологии и переменчивого состава – от норитового до кварц-плагиоклазового. Вмещающие породы – среднезернистые массивные нориты. Таркианит находится в ассоциации с миллеритом, борнитом, маякитом и клаусталитом (рис. 3). Размер не более 5 мкм.

Химический состав (мас. %): S 19.34, Fe 0.30, Ni 3.43, Cu 7.00, Mo 12.86, Re 49.79, сумма 92.72. Аналитик Савченко Е.Э. Анализ рассчитывается на формулу $Cu_{1,461}(Ni_{0,775}Fe_{0,071})_{2,307}(Re_{3,547}Mo_{1,778})_{5,325}S_8$. В катионном блоке – примесь Ni. На рис. 3 дан рамановский спектр таркианита, хорошо проявлены интенсивные линии от 70 до 550 $см^{-1}$. Наиболее интенсивны линии с максимумами 79, 185, 311, 408 и 470 $см^{-1}$ – диагностические для минерала. Операторы А.В Чернявский и В.Н. Бочаров.

Бамболлаит $Cu(Se,Te)_2$. Обнаружен в альбит-карбонатных метасоматитах Салла-Куолаярви, уч. Озерный в ассоциации с мелонитом и алтаитом. Размер до 25 мкм. Зерно неправильной формы – в альбите (рис. 4).

Химический состав (мас. %): Cu 18.69, Te 77.97, Se 3.34, сумма 96.66. Аналитик Чернявский А.В., анализ выполнен с стандартами: Se; Cu и синтетический PbTe. Анализ рассчитывается на формулу $Cu_{0.931}(Te_{1.935}Se_{0.134})_{2.069}$. В анионном блоке отмечается доминантная роль Te. Предположительно, это новая

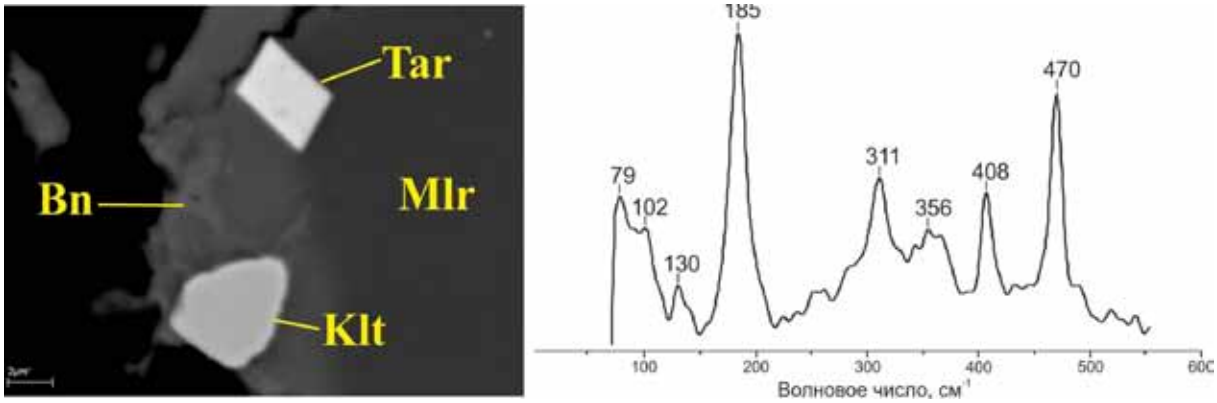


Рис. 3. Слева – морфология выделения таркианита (Tar). Bn – борнит, Klt – клаусталит, Mlr – миллерит. Изображение в обратно-рассеянных электронах. Справа – раман спектр таркианита.

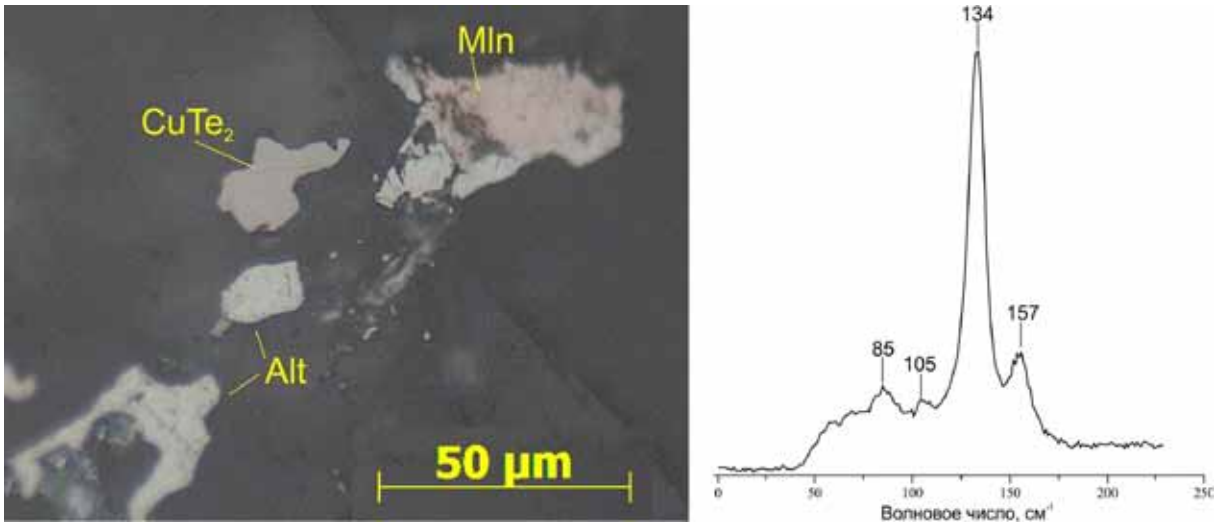


Рис. 4. Слева – морфология выделения фазы $CuTe_2$. Mln – мелонит, Alt – алтаит. В обратно-рассеянных электронах. Справа – рамановский спектр.

минеральная фаза $CuTe_2$. В рамановском спектре установлены характеристические линии в диапазоне от 50 до 200 см$^{-1}$ (рис. 4.). Наиболее интенсивна линия с максимумом 134 см$^{-1}$, вторая по интенсивности 157 см$^{-1}$. Оба пика – диагностические для минерала. Операторы А.В Чернявский и Е.А. Васильев.

Хенриит $Cu_4Ag_3Te_4$. Обнаружен в пирротиновом месторождении, Прихибинье. Включение хенриита в арсенопирите в ассоциации с лёллингитом, гесситом и пирротином. Зерно размером до 2 мкм округлой неправильной формы (рис. 5).

Химический состав (мас. %): Cu 23.35, Ag 27.98, Te 48.20, Au 0.47, сумма 100.00. Аналитик Савченко Е.Э. Анализ рассчитывается на формулу $Cu_{3.89}(Ag_{2.75}Au_{0.03})_{2.78}Te_{4.00}$, отвечающую теоретической $Cu_4Ag_3Te_4$. В катионном блоке – примесь Au. Диапазон характеристических линий от 50 до 175 см$^{-1}$ (рис. 5). Наиболее интенсивны линии 118 и 148 см$^{-1}$. Операторы А.В Чернявский и Е.А. Васильев.

Ульманит NiSbS. Ранее известен, но описан без аналитических данных в рудах Пирротинового ущелья, Прихибинье [1, 2]. Авторами минерал установлен там же в срастании с халькопиритом в ассоциации с графитом. Образует скопления среди пирротина. Размер выделений порядка 20 мкм (рис. 6).

Химический состав (мас. %): S 14.14, Fe 1.41, Ni 27.47, Sb 56.98, сумма 100.00. Аналитик Савченко Е.Э. Анализ рассчитывается на формулу $(Ni_{1.06}Fe_{0.06})_{1.12}Sb_{1.06}S_{1.00}$, отвечающую теоретической NiSbS. В катионном блоке – примесь Fe. На рис. 6 даны спектры ульманита из пирротиновых руд Прихибинья и эталон из базы данных RRUFF [4]. Диапазон характеристических линий от 50 до 325 см$^{-1}$. Наиболее

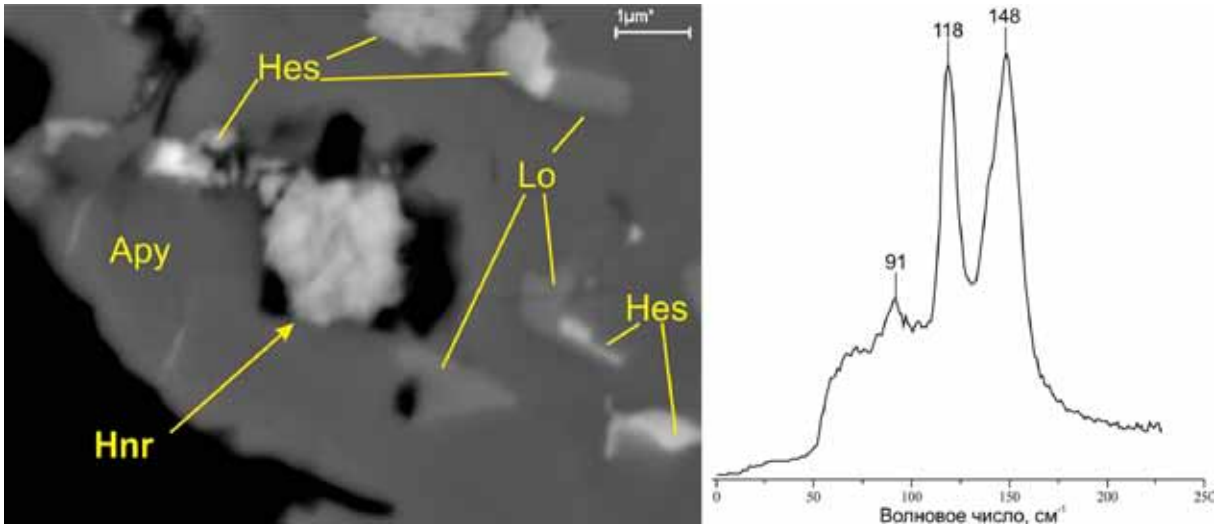


Рис. 5. Слева – морфология хенриита (Hnr). Apy – арсенопирит, Lo – лёллингит, Hes – гессит, Po – пирротин. В обратно-рассеянных электронах. Справа – рамановский спектр.

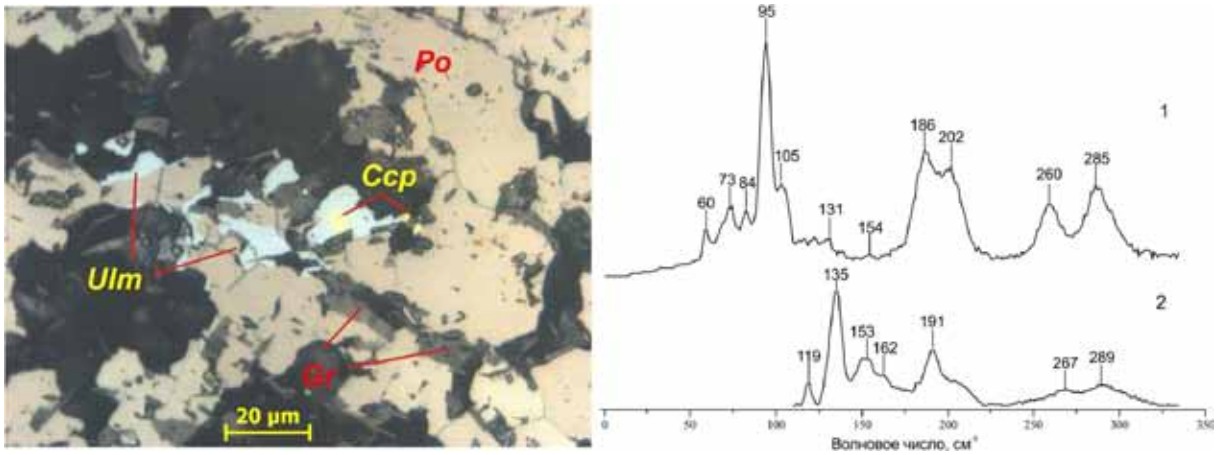


Рис. 6. Слева – морфология выделения ульманита (Ulm). Po – пирротин, Ccp – халькопирит, Gr – графит. Оптический снимок. Справа – рамановский спектр: 1 – Прихибинье, 2 – эталон из базы данных RRUFF [4].

интенсивны линии 95, 186, 202, 260 и 285 $см^{-1}$. Операторы А.В Чернявский, Е.А. Васильев.

Оксиды, сульфаты

Шмиттерит $(UO_2)(TeO_3)$. Установлен в альбит-карбонатных метасоматитах уч. Озерный, Салла-Куолаярви. Представлен округлым выделением до 10 мкм в кальците (рис. 7) в ассоциации с молибденитом, мелонитом и алтаитом.

Химический состав (мас. %): U 52.47, Te 32.49, O 15.04, сумма 100.00. Аналитик Чернявский А.В. Анализы удовлетворительно рассчитывается на формулу $(UO_2)_{1.172}$ $(Te_{1.354}O_3)$. Характеристические линии в двух диапазонах 100-450 и 750-1150 $см^{-1}$ (рис. 7). Наиболее интенсивны линии 323, 882 и 1102 $см^{-1}$ и менее интенсивные 111, 141, 391, 796, 849 и 1091 $см^{-1}$ – диагностические. Операторы А.В Чернявский, Е.А. Васильев.

Познякит $Cu_4(SO_4)(OH)_6*H_2O$. Обнаружен в кварц-карбонатных жилах Салла-Куолаярви, уч. Озерный в виде обособлений, заполняющих пустоты в халькопирите, и прожилков. Минерал зеленовато-голубого цвета. Размер выделений от 50 мкм и крупнее (рис. 8).

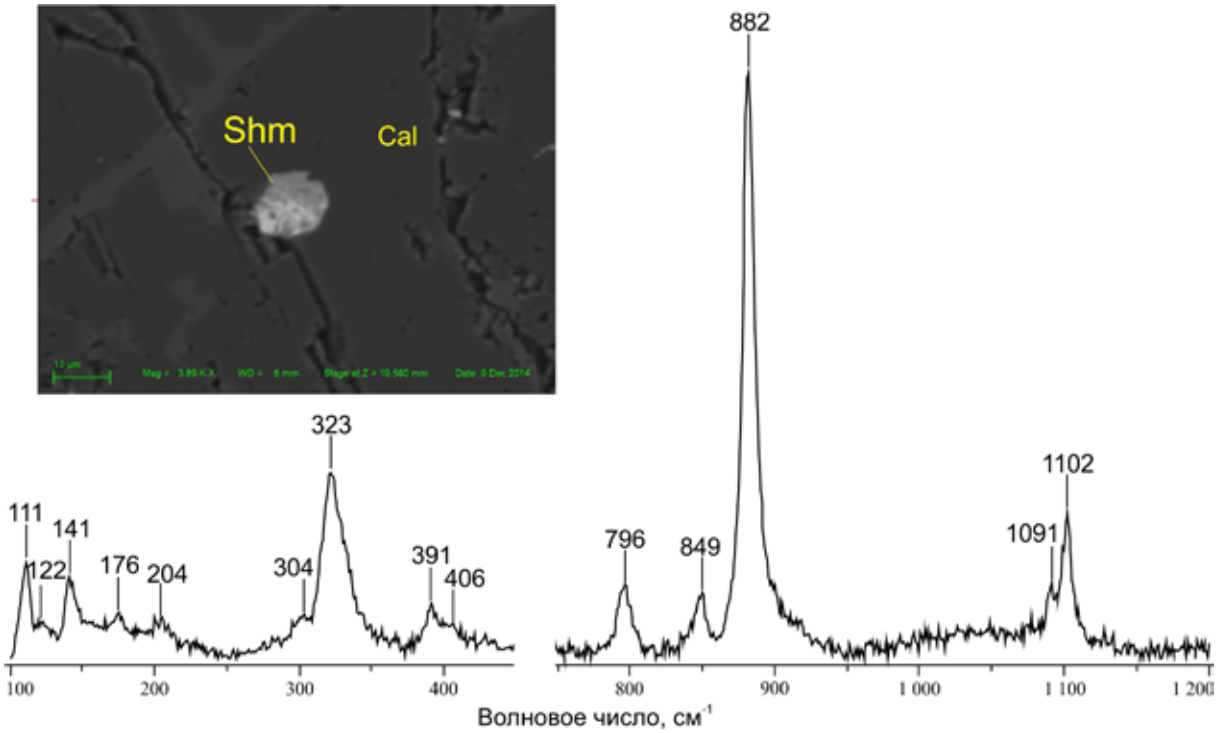


Рис. 7. Вверху слева – морфология шмиттерита (Shm), Cal – кальцит. В обратно-рассеянных электронах. Внизу – рамановский спектр.

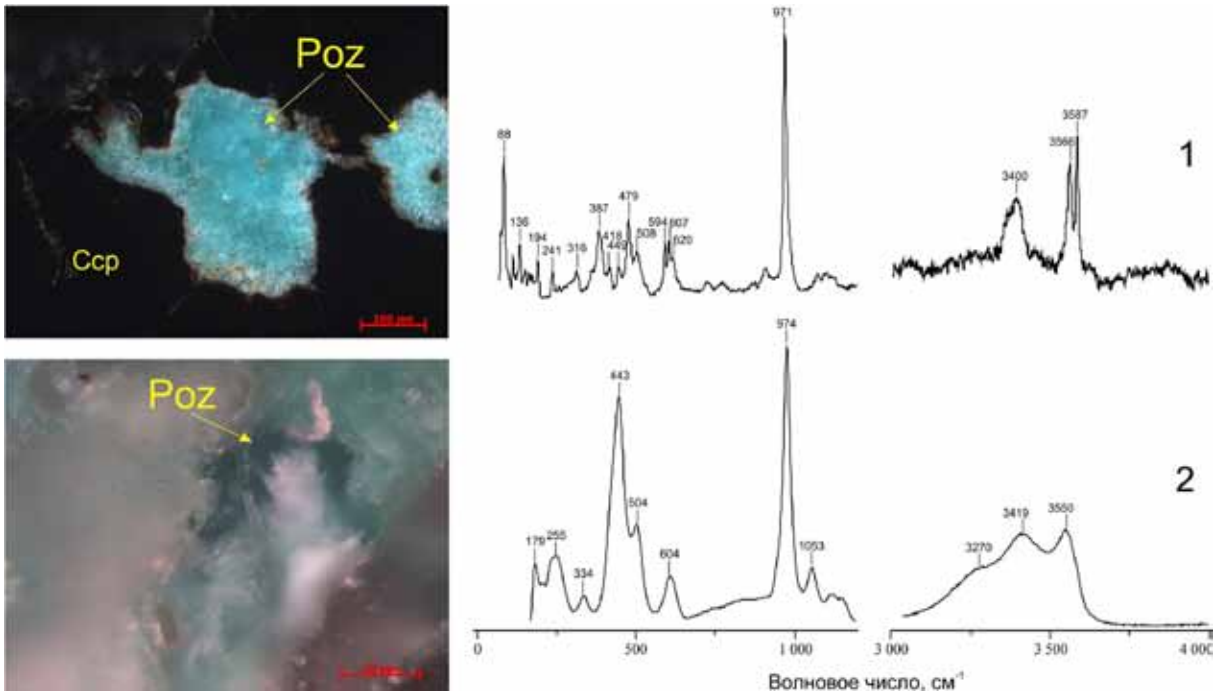


Рис. 8. Слева – морфология познякита (Poz), Ccp – халькопирит. Оптические снимки, николи скрещены. Справа – рамановский спектр: 1 – Салла-Куолаярви, уч. Озерный, 2 – эталон из базы данных RRUFF [4].

Рентгенофазовое определение выполнено по рентгенограмме порошка, аналитик Селиванова Е.А. Химический состав (мас. %): Cu 55.10, S 8.69, O 17.24, сумма 80.98. Аналитик Чернявский А.В., стандарты: O – SiO2; S – марказит; Cu. Анализы рассчитывается на формулу: $Cu_{3.219}(SO_4)(OH)_6*H_2O$, отвечающую теоретической $Cu_4(SO_4)(OH)_6*H_2O$. Характеристические линии в двух диапазонах 150-1250 и 3000-3700 см$^{-1}$ (рис. 8). Наиболее интенсивна линия 971 см$^{-1}$, менее интенсивны 387, 479 и 607 см$^{-1}$ – диагностические. Линии 3400, 3566 и 3587 см$^{-1}$ говорят о наличии H_2O и OH. Операторы М.Ю. Сидоров, В.Н. Бочаров.

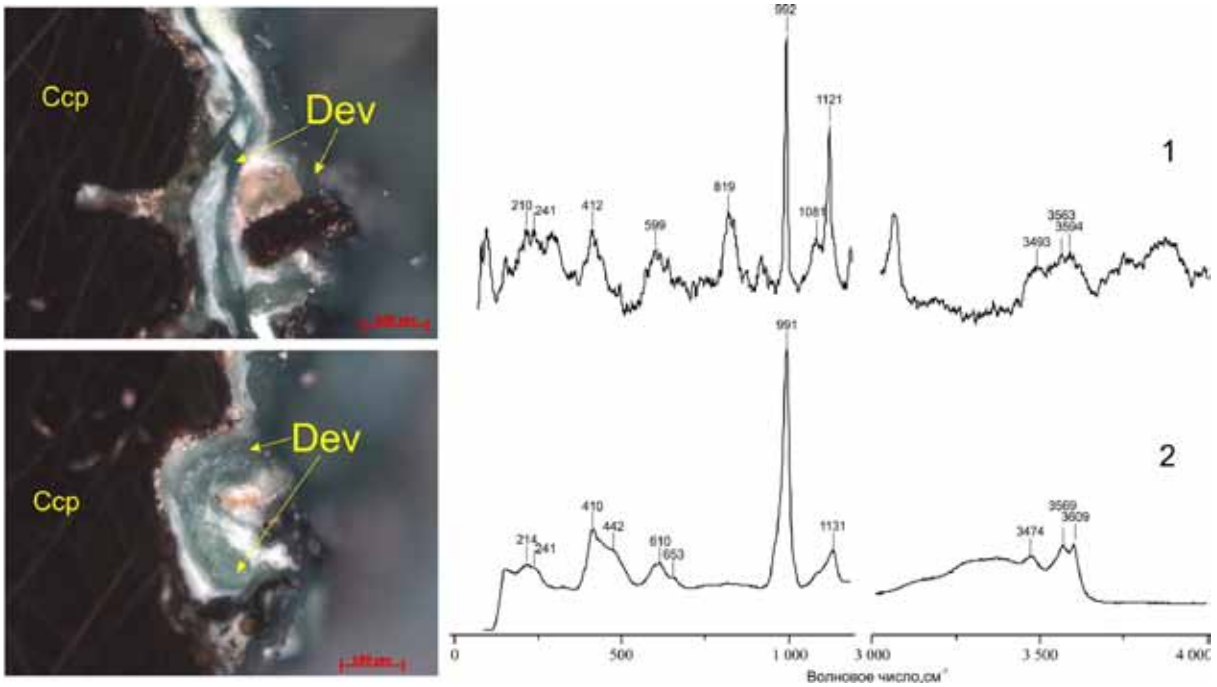


Рис. 9. Слева – морфология девиллина (Dev), Ccp – халькопирит. Оптические снимки, николи скрещены. Справа – рамановский спектр: 1 – Салла-Куолаярви, уч. Озерный, 2 – эталон из базы данных RRUFF [4].

Девиллин $CaCu_4(SO_4)_2(OH)_6*3H_2O$. Установлен в кварц-карбонатных жилах на уч. Озерный, Салла-Куолаярви. Образует прожилки темно-зеленого и голубовато-зеленого цвета вокруг халькопирита, от 50 мкм и крупнее (рис. 9).

Рентгенофазовое определение выполнено по рентгенограмме порошка, аналитик Селиванова Е.А. Химический состав (мас. %): Ca .29, Cu 37.80, S 8.53, O 17.97, сумма 69.59. Аналитик Чернявский А.В. Стандарты: O – SiO_2; S – марказит; Ca – волластонит; Cu. Анализы рассчитывается на формулу $Ca_{0.940}Cu_{4.237}(SO_4)_{1.895}(OH)_6*3H_2O$, отвечающую теоретической $CaCu_4(SO_4)_2(OH)_6*3H_2O$. Характеристические линии в двух диапазонах 125-1250 и 3000-3700 $см^{-1}$ (рис. 9). Наиболее интенсивны линии 410, 991 и 1121 $см^{-1}$, менее интенсивны 210, 241 и 599 $см^{-1}$ – диагностические. Линии 3493, 3563 и 3594 $см^{-1}$ говорят о наличии H_2O и OH. Операторы: М.Ю. Сидоров, В.Н. Бочаров.

Квасцы-(Na) $NaAl(SO_4)_2*12H_2O$. Обнаружены в канаве № 1 уч. Тахтинский, рудного узла Зап. Пирротины в зоне выветривания углеродистых сланцев в ассоциации с гипсом, гидрониоярозитом и аммониоярозитом. Образуют с ними корки и щетки на стенках трещин в углеродистых сланцах. Минерал бледно-желтого цвета, прозрачный. Кристаллы октаэдрического габитуса с менее развитыми гранями куба (рис. 10).

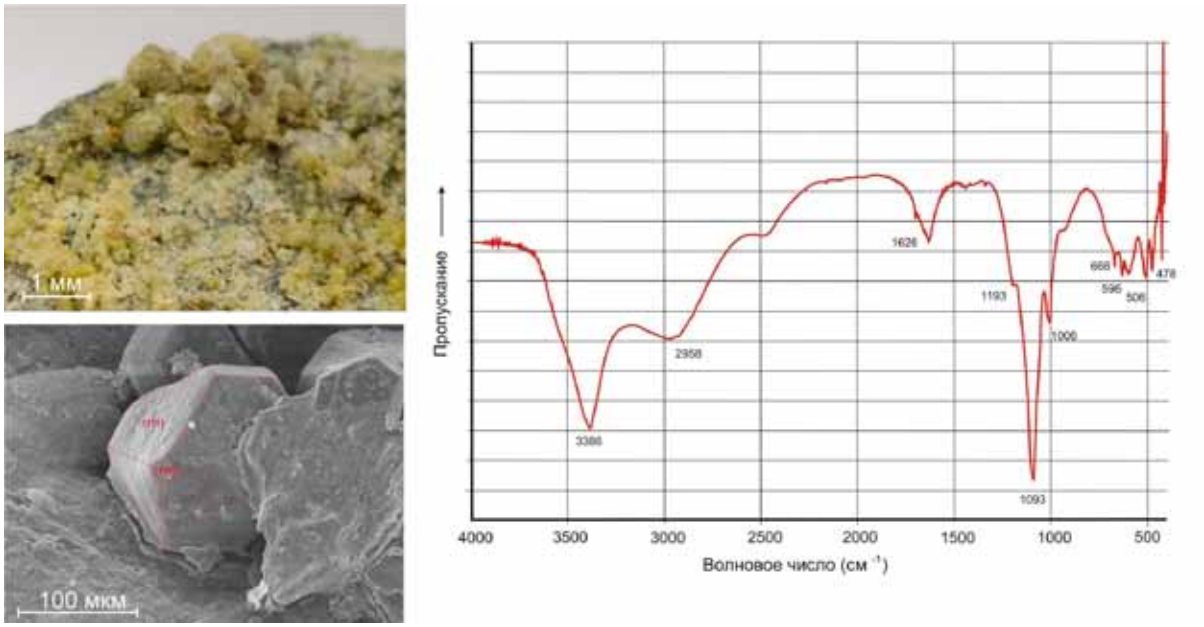


Рис. 10. Слева: вверху – щетка квасцов-(Na), внизу – кубоктаэдрический кристалл. Электронный снимок. Справа – ИК–спектр. Аналитик Залкинд О.А.

Рентгенофазовое определение выполнено по рентгенограмме порошка, аналитик Селиванова Е.А. ИК-спектр аналогичен видам группы квасцов, аналитик Залкинд О.А. (рис. 10). Принадлежность минерала к виду определена по доминантному содержанию Na в катионном составе, аналитик Савченко Е.Э.

В заключение отметим плодотворность применения комплекса аналитических методов для достоверного определения минеральных видов. Получена новая информация по химическому составу минералов, зарегистрировано большое число рамановских спектров. Это позволило установить ряд новых для Кольского региона и России минералов. Результаты будут внесены в перечень минеральных видов Кольского региона 2015 г.

Список литературы

1. Дуброва И.В. Минералы СССР. Т. 2. М.: Изд-во АН СССР, 1940. С. 694-695.
2. Мурзаев П.М. Месторождение пирротина южных склонов Хибинского массива. Л.: ЦНИГРИ, 1935. С. 90.
3. Чернявский А.В., Волошин А.В. Савченко Е.Э. Минералы Se – новый тип минерализации в Мончегорском рудном районе // Тр. XI Всерос. Ферсмановской научн. сессии. Апатиты, 7-8 апр. 2014 г. Апатиты: Изд-во K & M, 2014. С. 116-118.
4. Downs B., Robison S. *et al*. RRUFF Project // Dept Geosci. Uni. Arizona, 2006. http://rruff.info/all.

РАМАНОВСКАЯ СПЕКТРОСКОПИЯ МИНЕРАЛОВ ГРУПП ТЕТРАДИМИТА И АЛЕКСИТА

Волошин А.В., Чернявский А.В., Бочаров В.Н., Васильев Е.А.

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

Целью работы – изучение конституционных свойств (структурные и химические параметры) минералов класса сульфидов групп тетрадимита и алексита. Объекты исследования – минералы этих групп, установленные в рудопроявлениях Кольского региона: Салла-Куолаярви, уч. Озерный; Имандра-Варзуга, Панареченская вулкано-тектоническая структура (ПРВТС).

Регистрация рамановских спектров минералов проведена в ресурсные центрах Санкт-Петербургского госунивеситета (СПбГУ) и Санкт-Петербургского Университета «Горный». В ресурсном центре СПбГУ «Геомодель» исследования проводились на спектрометре HORIBA Jobin-Yvon Labram HR800 в режимах: время экспозиции 10-15 с, число повторений 5-20, Ar-лазер 514.5 нм мощностью 50 mW. Для обработки спектров использовался программный пакет LabSpec 5.0. На кафедре минералогии, кристаллографии и петрографии Университета «Горный» регистрация рамановских спектров выполнена на спектрометре Renishaw InVia Reflex с использованием полупроводникового лазера 785 нм 500 mW в режимах: время экспозиции 20-40 с, число повторений 1-2. Для обработки спектров использовался программный пакет wire 2.0.

Химический состав минералов изучен с помощью энергодисперсионного спектрометра EDX-System OXFORD INCA Energy 200Premium, установленного на электронный микроскоп LEO 1450 VP (Геологическая служба Норвегии, Трондхейм, А.В. Чернявский) и энергодисперсионного спектрометра Bruker XFlash 5010, на электронном микроскопе LEO 1450 (ГИ КНЦ РАН, Апатиты, Е.А. Савченко). Результаты анализов минералов даны в виде кристаллохических формул. Регистрация рамановских спектров проводилась в индивидах минералов в тех же точках, в которых изучен химический состав локальным рентгено-спектральным методом. Результаты для минералов из групп тетрадимита и алексита – предмет настоящей статьи.

Приборная база рамановских спектрометров хорошо развита и представлена во многих ресурсных центрах. Но изученность минеральных видов с помощью рамановской спектроскопии остается недостаточной. Так, для объединного класса сульфидов и сульфосолей на декабрь 2014 г. известно 699 минеральных видов, но только для 179 получены рамановские спектры, приведенные в различных базах данных и опубликованные. Для теллуридов и селенидов известно 64 и 68 минеральных видов, и только для 19 и 13 из них зарегистрированы спектры. В группах тетрадимита и алексита, включающих 21 вид, только для 8 известны рамановские спектры [2-4]. Все известные минералы групп тетрадимита и алексита даны в табл. 1.

Группа тетрадимита

Тетрадимит (Bi_2Te_2S). Установлен в серицит-карбонат-альбит-кварцевых метасоматитах ПРВТС. Он Представлен индивидами, заполняющими интерстиции зерен пирита. В составе некоторых индивидов присутствуют примеси Pb 4.27 и Se 1.65 (мас. %) [1]. На рис. 1 А даны спектры тетрадимита с химическим составом, отвечающим формулам: 1 – $Bi_{2.454}Te_{2.545}(S_{0.848}Se_{0.153})_{1.001}$, 2 – $(Bi_{2.385}Cu_{0.033})_{2.417}Te_{2.428}(S_{1.041}Se_{0.113})_{1.155}$, 3 – эталон [2]. Диапазон характеристических линий проявлен от 75 до 200 $см^{-1}$. Наиболее интенсивны 105 и 107 $см^{-1}$. Диагностические полосы даны в табл. 2 в сравнении с другими минералами группы.

Кавацулит (Bi_2Te_2Se). Установлен в альбит-карбонатных метасоматитах участка Озерный, Салла-Куолаярви. Выделения 20-30 мкм в ассоциации с мелонитом, скиппенитом, клаусталитом в альбите, иногда в молибдените. Диапазон характеристических линий кавацулита (рис. 1 Б) в пределах 50 – 175 $см^{-1}$. Диагностические полосы 61, 103 и 140 $см^{-1}$ (табл. 2). Полоса 84 $см^{-1}$ относится к мелониту, между зернами которого находится кавацулит. Кавацулиту с разным химическим составом, для которого приведены спектры, соответствуют формулы: 1 – $Bi_{2.052}Te_{1.797}Se_{1.151}$, 2 – $(Bi_{1.986}Ni_{0.068})_{2.045}Te_{2.011}Se_{0.936}$.

Скиппенит (Bi_2Se_2Te). Установлен тоже в альбит-карбонатных метасоматитах участка Озерный, Салла-Куолаярви. Представлен зернами неправильной формы размером 20-30 мкм. Образует сростки с кавацулитом и мелонитом в ассоциации с клаусталитом в альбите, иногда в молибдените. Кавацулит и скиппенит образуют твердые растворы промежуточных составов, что не всегда делает возможным их диагностику с помощью химического состава. Но применение методов рамановской спектроскопии показало, что они четко различаются (табл. 2). Диапазон характеристических линий скиппенита (рис. 1 В) в пределах 50-175 $см^{-1}$. Диагностические пики 62, 105, 135 и 156 $см^{-1}$. Спектры зарегистрированы для индивидов с разным химическим составом: 1 – $(Bi_{2.040}Ni_{0.005})_{2.045}Te_{1.161}Se_{1.794}$, 2 – $(Bi_{2.060}Ag_{0.036})_{2.096}Te_{1.330}Se_{1.575}$.

Таблица 1. Минералы групп тетрадимита и алексита.

Группа тетрадимита					
Bi_2Te_3–Bi_2Se_3–Bi_2S_3		BiTe–BiSe–BiS		Bi_4Te_3–Bi_4Se_3–Bi_4S_3	
Теллуровисмутит	Bi_2Te_2Te	**Цумоит**	**BiTe**	**Пильзенит**	**Bi_4Te_3**
Тетрадимит	**Bi_2Te_2S**	Сульфоцумоит	Bi_3Te_2S	Жозеит-А	Bi_4TeS_2
Кавацулит	**Bi_2Te_2Se**	Невскит	$Bi(Se,S)$	Жозеит-В	Bi_4Te_2S
Скиппенит	**Bi_2Se_2Te**	Теллуроневскит	Bi_3TeSe_2	Баксанит	$Bi_6Te_2S_3$
Гуанахуатит	Bi_2Se_3	Ингодит	Bi_2TeS	Лайтакарит	Bi_4Se_3
Парагуанахуатит	Bi_2Se_3	Строкаит	Bi_3TeS_2	Икунолит	$Bi_4(S,Se)_3$
Висмутин	**Bi_2S_3**			Вихорлатит	$Bi_{24}Se_{17}Te_4$
				Хедлейит	Bi_7Te_3
Группа алексита					
$(Pb+Bi)_3Te_4$– $(Pb+Bi)_3Se_4$–$(Pb+Bi)_3S_4$		(Pb+Bi)Te–(Pb+Bi)Se–(Pb+Bi)S		$(Pb+Bi)_4Te_3$–$(Pb+Bi)_4Se_3$–$(Pb+Bi)_4S_3$	
Раклиджит	**$PbBi_2Te_4$**	Саддлебакит	$Pb_2Bi_2Te_2S_3$	Бабкинит	$Pb_2Bi_2S_3$
Поубаит	**$PbBi_2(Se,Te,S)_4$**				
Платинит	$PbBi_2Se_4$				
Алексит	**$PbBi_2Te_2S_2$**				
Кочкарит	$PbBi_4Te_7$				
Фаза С	**$PbBi_4Te_4S$**				

Примечание. Жирным шрифтом выделены минералы, для которых известны рамановские спектры.

Висмутин (Bi_2S_3). Установлен в серицит-карбонат-альбит-кварцевых метасоматитах ПРВТС. Представляет включения в пирите 2-8 мкм в ассоциации с галенитом, халькопиритом, гесситом [1]. На рис. 1 Г даны спектры висмутина с разным химическим составом, им соответствуют формулым: 1 – $(Bi_{1.805}Fe_{0.308})_{2.113}S_{3.000}$, 2 – $Bi_{1.690}S_{3.000}$, 3 – $Bi_{1.853}S_{3.000}$. Для сравнения дан эталонный спектр [2]. Характе-

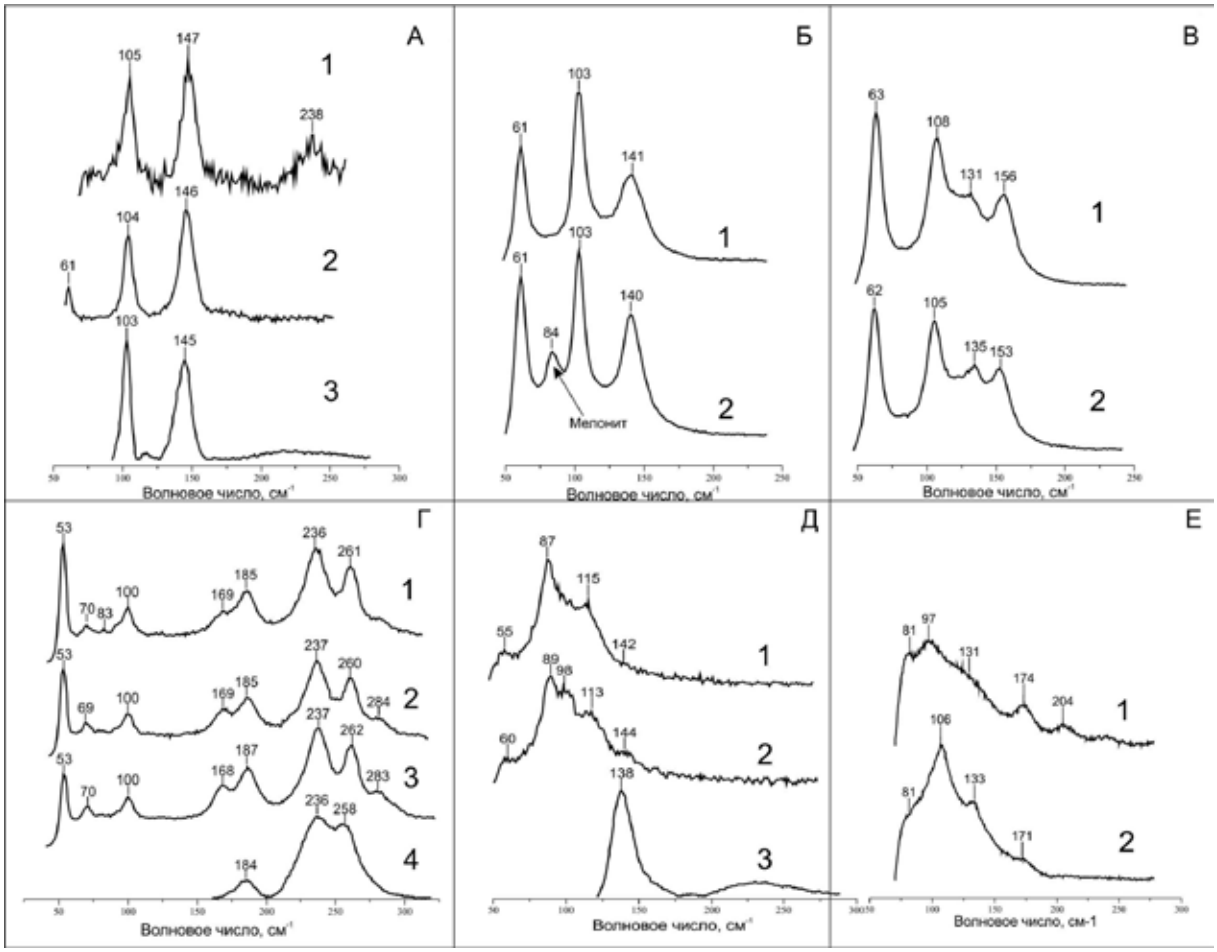


Рис. 1. Рамановские спектры минералов группы тетрадимита: А – тетрадимит, Б – кавацулит, В – скиппенит, Г – висмутин, Д – цумоит, Е – пильзенит.

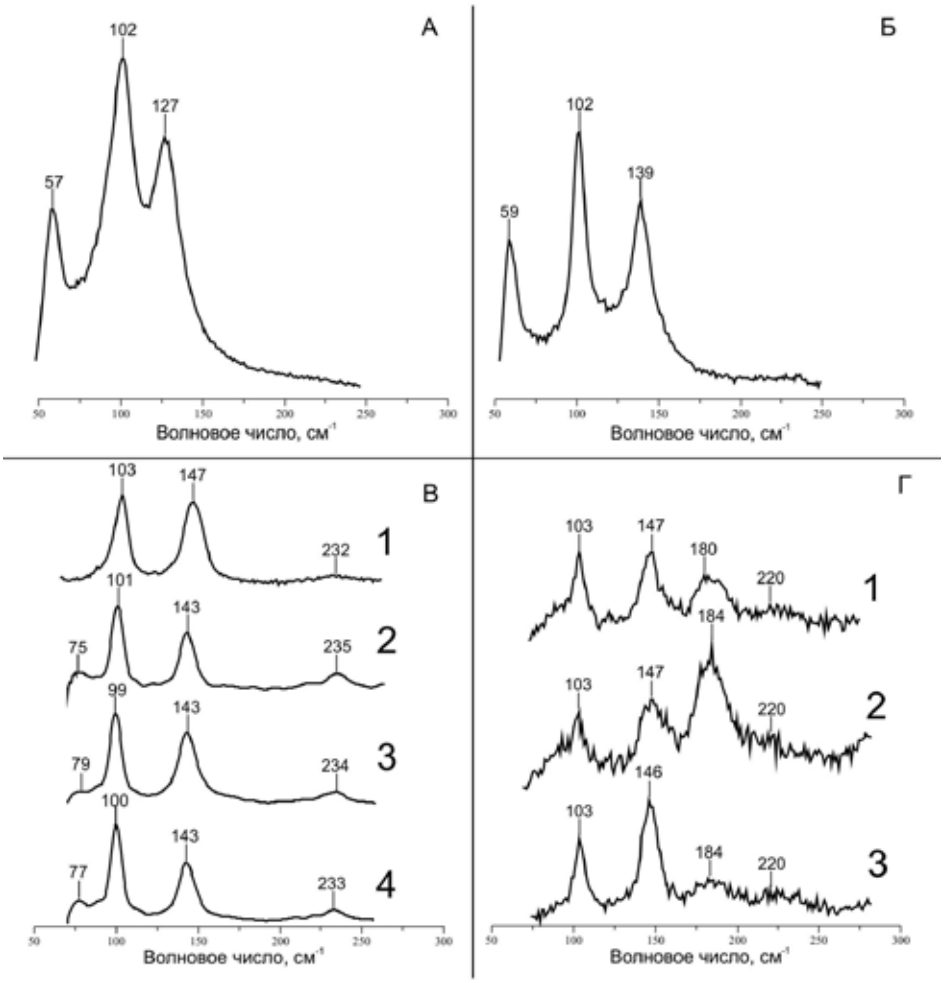


Рис. 2. Рамановские спектры минералов группы алексита: А – раклиджит, Б – поубаит, В – алексит, Г – фаза С.

ристические линии в диапазоне от 50 до 300 см$^{-1}$. Наиболее интенсивны линии 53, 236 и 262 см$^{-1}$, менее интенсивны 70, 100, 169 и 185 см$^{-1}$ – диагностические (табл. 2).

Цумоит (BiTe). Установлен в альбит-карбонатных метасоматитах участка Озерный, Салла-Куолаярви в ассоциации с клаусталитом в сложных срастаниях в альбите. Размер выделений до10 мкм. На рис. 1 Д даны спектры: 1, 2 – цумоита, 3 – эталон [2]. Цумоиту с разным химическим составом, для которого даны спектры, соответствуют формулы: 1 – $Bi_{1.052}(Te_{0.899}Se_{0.049})_{0.948}$, 2 – $Bi_{1.032}(Te_{0.928}Se_{0.039})_{0.968}$. Диапазон характеристических линий от 55 до 175 см$^{-1}$. Наиболее интенсивны 87 и 115 см$^{-1}$. Линия 144 см$^{-1}$ менее интенсивна, чем на спектре из базы RRUFF. В последней отсутствует информация для цумоита в диапазоне от 55 до 125 см$^{-1}$.

Пильзенит (Bi_4Te_3). Установлен в серицит-карбонат-альбит-кварцевых метасоматитах ПРВТС. Чаще всего встречается в ансамблях, но бывают и мономинеральные выделения. Ансамбли представлены галенитом, гесситом, висмутом, арсенопиритом и серебром в рудной (пирротин, сфалерит) и нерудной частях. Мономинеральные выделения округлой формы отмечены в пирите в ассоциации с кочкаритом. Чаще всего пильзенит находится в срастании с галенитом в пирите. Размеры от 2 до 30 мкм. В составе некоторых индивидов есть примесь Se 1.89 мас. % [1]. На рис. 1 Е даны спектры пильзенита с химическими составами рассчитываемыми на формулы: 1 – $Bi_{4.15}Te_3$, 2 – $Bi_{4.78}Te_3$. Диапазон диагностических полос в пределах от 75 до 200 см$^{-1}$. Полосы 106, 133 и 171 см$^{-1}$ – диагностические (табл. 2).

Группа алексита

Раклиджит ($PbBi_2Te_4$). Установлен в альбит-карбонатных метасоматитах участка Озерный, Салла-Куолаярви в ассоциации клаусталитом и браваитом в виде включений в альбите. Размеры свыше 10 мкм. В химическом составе минерала есть примесь Se 5.82 мас. %.

На рис. 2 А дан спектр раклиджита, химический состав которого отвечает формуле $(Bi_{2.025}Pb_{1.309})_{3.334}(Te_{2.839}Se_{0.827})_{3.666}$. Характеристические линии в диапазоне от 50 до 150 см$^{-1}$ представлены диагностическими полосами 57, 102 и 127 см$^{-1}$ (табл.2).

Поубаит ($PbBi_2(Se,Te)_4$). Установлен в альбит-карбонатных метасоматитах участка Озерный, Салла-Куолаярви в межслоевом пространстве в молибдените, за счет этого приобретает удлиненную форму. Размеры более 10 мкм по удлинению. В составе есть примесь As 0.93 мас. %. На рамановском спектре (рис. 2 Б) в диапазоне от 50 до 175 см$^{-1}$ проявлены полосы 59, 102 и 139 см$^{-1}$ (табл. 2). Химический состав отражен в формуле $Pb_{1.313}Bi_{1.443}(Se_{2.139}Te_{1.980}As_{0.125})_{4.243}$.

Алексит ($PbBi_2Te_2S_2$). Установлен в серицит-карбонат-альбит-кварцевых метасоматитах ПРВТС. Как правило, это индивиды до 70 мкм, но встречаются ансамбли с галенитом и гесситом в пирите. Форма в срезе преимущественно удлиненная, встречаются выделения овальной и треугольной формы. В составе присутствует примесь Se 2.56-5.52 мас. % [1]. Рамановские спектры хорошо индивидуализированы. Характеристические линии в диапазоне от 75 до 250 см$^{-1}$. Диагностические полосы 100 и 143 см$^{-1}$. Химические составы для приведенных на рис. 2 В спектров отвечают формулам: 1 – $Pb_{0.926}Bi_{1.758}Te_{1.859}(S_{2.097}Se_{0.361})_{2.457}$, 2 – $Pb_{0.833}Bi_{2.025}Te_{2.179}(S_{1.656}Se_{0.308})_{1.964}$, 3 – $Pb_{0.865}Bi_{2.049}Te_{2.173}(S_{1.535}Se_{0.378})_{1.912}$, 4 – $Pb_{0.908}Bi_{2.013}Te_{2.224}(S_{1.459}Se_{0.396})_{1.856}$.

Фаза С ($PbBi_4Te_4S_3$). Установлена в серицит-карбонат-альбит-кварцевых метасоматитах ПРВТС. В большинстве случаев это индивиды удлиненной формы до 50 мкм в интерстициях пирита. Встречаются ансамбли с виттихинитом и халькопиритом. В составе присутствует примесь Se 2.23-6.58 мас. % [1]. Рамановские спектры даны на рис. 2 Г, характеристические линии в диапазоне от 75 до 250 см$^{-1}$. Диагностические полосы 103, 147 и 184 см$^{-1}$. Спектры отвечают составам, дающим формулы: 1 – $Pb_{1.192}Bi_{3.917}Te_{4.414}(S_{1.846}Se_{0.631})_{2.477}$, 2 – $Pb_{1.036}Bi_{3.804}Te_{4.330}(S_{2.101}Se_{0.730})_{2.831}$, 3 – $Pb_{1.186}Bi_{3.877}Te_{4.442}(S_{1.805}Se_{0.691})_{2.495}$.

В результате исследований получены рамановские спектры ряда минералов групп тетрадимита и алексита. Применение рамановской спектроскопии показало эффективность этого метода для диагностики индивидов микронных размеров. Выявлены различия в характере (частота полосы в см$^{-1}$ и интенсивность) между отдельными минералами. Установлены параметры минералов групп тетрадимита и алексита (табл. 2). Графически данные табл. 2 показаны на рис. 3. Рамановские спектры минералов рассматриваемых групп отражают положение полос рассеяния в области 50-300 см$^{-1}$. В спектрах минералов группы тетрадимита установлены полосы в диапазонах: 50-65, 70-90, 95-120, 130-150, 150-175 и 180-190 см$^{-1}$. Диагностические полосы для видов группы проявляются в диапазонах 70-90 и 150-175 см$^{-1}$. При этом надо учитывать всю картину спектра и соотношение интенсивностей полос в группе (рис. 3). Что касается висмутина, особенность его спектра при общности с другими видами группы связана с его конституцией – доминантная роль аниона принадлежит S, а не Te или Se. Минералы группы алексита могут быть диагностированы по полосам в диапазонах 95-110 и 130-150 см$^{-1}$. Для всех изученных видов групп тетрадимита и алексита интенсивно проявлены полосы в диапазонах 95-120 и 130-150 см$^{-1}$ (табл. 2).

Таблица 2. Диагностические полосы минералов групп тетрадимита и алексита (см$^{-1}$).

Группа тетрадимита													Группа алексита								
Tdm		Kwz		Skp		Bis			Tsu		Plz		Ruc	Pou	Als				PhC		
1	2	1	2	1	2	1	2	3	1	2	1	2	1	1	1	2	3	4	1	2	3
		61	**61**	**63**	**62**	**53**	**53**	**53**	55	60			57	59							
						70	69	70	**87**	**89**	81	81									
105	**104**	**103**	**103**	**108**	**105**	**100**	**100**	**100**	115	113	**97**	**106**	**102**	**102**	**103**	**101**	**99**	**100**	**103**	**103**	**103**
147	**146**	**141**	**140**	**131**	**135**				142	144	131	133	**127**	**139**	**147**	**143**	**143**	**143**	**147**	**147**	**146**
				156	**153**	169	169	168			174	171									
						185	185	187											180	184	184
						236	237	237							232	235	234	233	220	220	220
						261	260	262													

Примечание. Жирным шрифтом даны диагностические полосы. Tdm – тетрадимит, Kwz – кавацулит, Skp – скиппенит, Bis – висмутин, Tsu – цумоит, Plz – пильзенит, Ruc – раклиджит, Pou – поубаит, Als – алексит, PhC – фазф С. Цифрами даны соответствующие спектры на рис. 1 и 2.

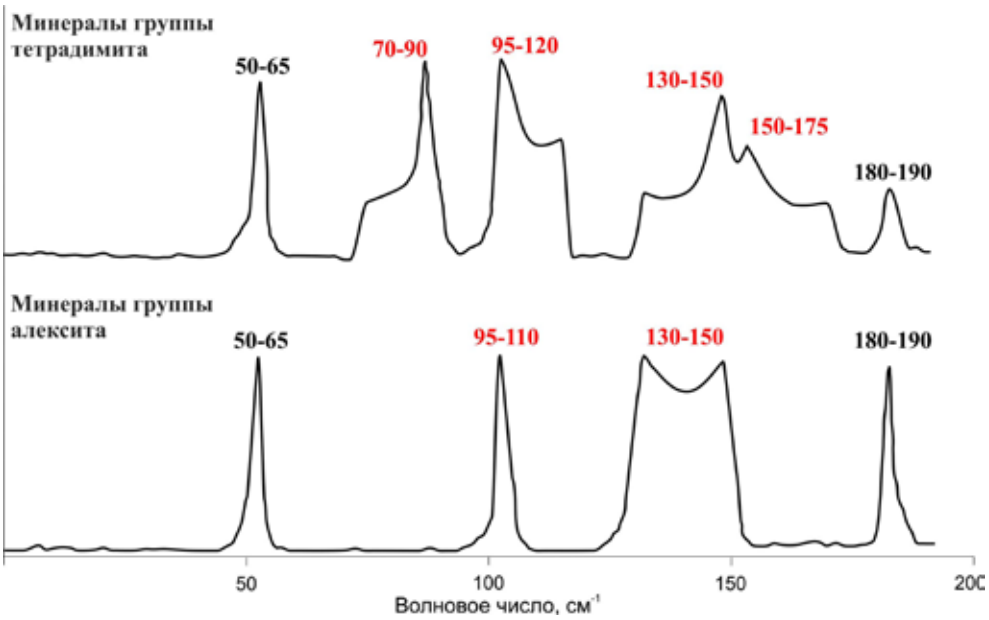


Рис. 3. Диагностические полосы в рамановских спектрах минералов групп тетрадимита и алексита. Красным цветом даны диагностические диапазоны, характерные для групп.

В литературе приведены данные по синтетическому аналогу теллуровисмутита Bi_2Te_3, рамановские спектры которого рассмотрены с привязкой диагностических полос к определенным модам: A^1_{1g} = 62.3 см$^{-1}$, E^2_g = 102.7 см$^{-1}$, A^2_{1g} = 134 см$^{-1}$ [3, 4]. Установленные нами диапазоны характеристических полос групп тетрадимита и алексита совпадают с этими модами.

Таким образом, с помощью рамановской спектроскопии зарегистрированы спектры для 6 минералов группы тетрадимита из 21, известных к настоящему времени. Они представляют все три ряда соотношения Bi – Te. В группе алексита из 7 известных сульфотеллуридов с видообразующей ролью Pb для 4 зарегистрированы спектры, среди которых 3 вида (раклиджит, поубаит, алексит) и фаза С. Все они находятся в одном ряду соотношения (Pb+Bi) – Te.

Список литературы

1. Волошин А.В., Чернявский А.В., Войтеховский Ю.Л. Теллуридная минерализация в золоторудных проявлениях Панареченской вулкано-тектонической структуры, Кольский п-ов // Вестник КНЦ РАН. 2012. № 1. С. 66-79.
2. Downs B., Robison S. *et al*. RRUFF Project // Dept Geosci. Uni. Arizona. 2006. http://rruff.info/all.
3. Goncalves L.M., Couto P., Alpuim C. *et al*. Optimization of thermoelectric properties on Bi_2Te_3 thin films depositedby thermal co-evaporation // Thin Solid Films. 2010. V. 518. P. 2816-2821.
4. Russo V., Bailini A., Zamboni M. *et al*. Raman spectroscopy of Bi-Te thin films // J. Raman Spectrosc. 2008.V. 39. P. 205-210.

ТИПОМОРФИЗМ ТУРМАЛИНА СРЕДНЕДЕВОНСКИХ ТЕРРИГЕННЫХ ОТЛОЖЕНИЙ АЛМАЗОПРОЯВЛЕНИЙ ТИМАНА

Гракова О.В.

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

Присутствие различных видов турмалинов в определенных генетических типах месторождений является их типоморфным признаком, что позволяет точно установить формационную принадлежность турмалина и имеет большое практическое значение [4]. Химический состав турмалина зависит не только от физико-химических условий минералаобразования, но и от химизма вмещающих пород. Турмалин осадочных пород обломочный и служит индикатором палеогеографической обстановки осадконакопления для установления областей питания, генезиса исходных пород и др., а также указывает на состав размы-

ваемых пород, в том числе источников алмазов. Нами изучен турмалин среднедевонских терригенных отложений алмазопроявлений Тимана спорного генезиса (осадочные породы или туффизиты) [2]. Изучение минералов проводилось в Институте геологии Коми НЦ УрО РАН на сканирующем электронном микроскопе JSM-6400, оснащенном энергодисперсионной приставкой Link ISIS-300, аналитик В.Н. Филиппов.

На Ср. Тимане пробы отобраны из базального продуктивного пласта (мелкозернистых конгломератов, гравелитов, светло-серых песчаников) в россыпи алмазопроявления Ичетъю, в междуречье Умбы и Средней. Здесь пижемская свита ($D_{2\text{-}3}$pg) представлена грубообломочной толщей песчано-гравелито-конгломератового состава. Мощность грубых прослоев 60-100 см. Пробы отобраны из восточной стенки западной части карьера «Сотый» на правом берегу р. Средней. Высота стенки до15 м. Карьер вытянут вдоль реки по азимуту 130º, пройден ЗАО «Тимангеология» в 1995-1997 гг. для оценки концентраций полезных компонентов в гравелитовом пласте. Турмалин представлен хорошо окатанными зернами и обломками, а также кристаллами призматического облика. Размер зерен 0.75-0.2 мм. Минерал зеленовато-бурого и коричневого цвета. Поверхности зерен равномерно шероховатые, отмечаются сколы и трещинки. По химическому составу выделяются дравито-шерлы, Fe-дравиты и Mg-шерлы (табл. 1).

Таблица 1. Химический состав турмалина из пород пижемской свиты.

№ анализа	Компоненты, мас. %									
	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	MnO	MgO	CaO	Na_2O	V_2O_5	K_2O
1	41.97	0.38	32.41	14.87	0.16	6.52	0.06	3.55	–	0.08
2	42.11	0.23	35.27	13.31	0.14	6.22	0.28	2.44	–	–
3	41.82	1.02	33.82	20.69	0.20	2.27	0.18	–	–	–
4	41.60	0.96	32.88	21.12	0.17	2.48	0.16	0.63	–	–
5	41.40	1.03	34.71	14.72	0.35	6.38	0.74	0.67	–	–
6	41.56	0.72	35.26	14.20	–	6.72	0.90	0.63	–	–
7	37.21	1.17	30.14	23.56	0.16	2.78	1.62	3.33	–	–
8	38.09	0.76	30.58	22.07	0.11	3.04	1.27	3.72	0.36	–
9	38.68	1.44	30.7	20.33	0.27	3.43	1.89	3.27	–	–
10	38.03	1.3	31.23	20.62	0.28	3.37	1.62	3.47	0.1	–
Эмпирические формулы										
1	$(Ca_{0.01}Na_{0.98}K_{0.01})_1(Fe_{1.19}Mg_{1.40}Mn_{0.02}Ti_{0.04})_{2.75}(Al_{5.6}Fe_{0,4})_6(BO)_3Si_6O_{18}(OH)_4$									
2	$(Ca_{0.04}Na_{0.67})_{0.7}(Fe_{1.33}Mg_{1.33}Mn_{0.02}Ti_{0.02})_{2.70}(Al_{5,91}Fe_{0,09})_6(BO)_3Si_6O_{18}(OH)_4$;									
3	$Ca_{0.03}(Fe_{2,23}Mg_{0,49}Mn_{0.02}Ti_{0.11})_{2.85}(Al_{5,71}Fe_{0,29})_6(BO)_3Si_6O_{18}(OH)_4$;									
4	$(Ca_{0.02}Na_{0.18})_{0.20}(Fe_{1.86}Mg_{0.54}Mn_{0.02}Ti_{0.10})_{2.52}(Al_{5,58}Fe_{0,42})_6(BO)_3Si_6O_{18}(OH)_4$;									
5	$(Ca_{0.11}Na_{0.19})_{0.30}(Fe_{1.50}Mg_{1.39}Mn_{0.04}Ti_{0.11})_{3.04}(Al_{5,9}Fe_{0,1})_6(BO)_3Si_6O_{18}(OH)_4$;									
6	$(Ca_{0.14}Na_{0.18})_{0.32}(Fe_{1.53}Mg_{1.46}Ti_{0.08})_{3.07}(Al_{5,99}Fe_{0,01})_6(BO)_3Si_6O_{18}(OH)_4$;									
7	$(Ca_{0.28}Na_{1.04})_{1.32}(Fe_{2.57}Mg_{0.67}Mn_{0.02}Ti_{0.14})_{3.4}(Al_{5,72}Fe_{0,28})_6(BO)_3Si_6O_{18}(OH)_4$;									
8	$(Ca_{0.21}Na_{1.13})_{1.34}(Fe_{2.32}Mg_{0.72}Mn_{0.01}Ti_{0.09})_{3.14}(Al_{5,67}Fe_{0,29}V_{0.04})_6(BO)_3Si_6O_{18}(OH)_4$;									
9	$(Ca_{0.31}Na_{0.98})_{1.29}(Fe_{1.97}Mg_{0.80}Mn_{0.04}Ti_{0.17})_{2.98}(Al_{5,6}Fe_{0,4})_6(BO)_3Si_6O_{18}(OH)_4$;									
10	$(Ca_{0.27}Na_{1.06})_{1.33}(Fe_{2.25}Mg_{0.80}Mn_{0.04}Ti_{0.15})_{3.24}(Al_{5,8}Fe_{0,19}V_{0.01})_6(BO)_3Si_6O_{18}(OH)_4$;									

Примечание: результаты анализа приведены к 100 %.

На юге Тимана алмазсодержащие среднедевонские отложения представлены асыввожской свитой ($D_{2\text{-}3}$as). Нижняя часть свиты мощностью 5.5 м вскрыта на восточной стенке щебеночного карьера Асыввож в СЗ части возвышенности Джежимпарма. Здесь свита сложена песчаниками с прослоями и линзами гравелитов и глин. Пробы отобраны из крупнозернистого песчаника с включением гравия кварцевого состава. Турмалин присутствует в виде округлых и удлиненных окатанных полупрозрачных и непрозрачных зерен и обломков размером от 0.25 до 1 мм. Цвет минерала зеленовато-бурый до черного. Поверхность зерен шероховатая, отмечаются углубления и сколы. Есть турмалины с порошковатой структурой, характерные для древних отложений, и такие, что при надавливании рассыпаются на осколки. По химическому составу выделяются шерлы (табл. 2, № 1-3, 5, 7-9) и дравиты (№ 4, 6, 10-12). Есть турмалин (№ 3) с содержанием MnO 2.79 мас. %, при среднем содержании 0.09-0.41 мас. %. Иногда в турмалине отмечаются

включения циркона призматического облика и минерала, содержащего лантаноиды. Высокие содержания Mn характерны для турмалинов из редкометальных пегматитов [3].

Таблица 2. Химический состав турмалина из пород асыввожской свиты.

№ анализа	Компоненты, мас. %												
	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	V_2O_5	SnO_2	Cr_2O_3	NiO
1	40.68	0.63	34.18	22.97	0.17	1.37	–	–	–	–	–	–	–
2	41.12	–	44.22	11.02	2.79	0.72	0.15	–	–	–	–	–	–
3	43.52	1.22	37.52	3.75	–	10.99	1.31	1.69	–	–	–	–	–
4	39.15	0.44	39.07	15.03	0.25	2.02	0.2	3.84	–	–	–	–	–
5	40.05	0.23	40.21	10.87	0.15	4.31	0.26	3.9	–	0.01	–	–	–
6	40.2	1.05	38.15	10.63	0.09	5.25	0.7	3.77	–	0.16	–	–	–
7	41.69	–	36.82	9.11	0.1	7.57	1.34	2.93	0.13	–	0.1	0.2	–
8	42.64	–	40.03	5.54	0.13	7.7	0.21	2.14	–	–	–	0.21	0.13
9	41.49	–	38.85	6.3	0.06	7.52	1.66	3.78	–	–	0.01	0.22	–
10	40.9	1.29	35.59	13.53	–	5.14	0.5	2.68	0.03	–	–	0.09	0.26
11	39.85	1.21	37.2	8.42	–	7.38	2.06	3.35	0.06	–	0.24	0.13	0.09
12	41.15	1.26	37.25	7.71	0.15	7.07	2.17	2.81	0.13	–	0.18	0.01	0.09
Эмпирические формулы													
1	$(Fe_{2.47}Mg_{0.30}Mn_{0.02}Ti_{0.07})_{2.86}(Al_{5,93}Fe_{0.07})_6(BO)_3Si_6O_{18}(OH)_4$;												
2	$Ca_{0.02}(Fe_{1.21}Al_{1,59}Mg_{0.16}Mn_{0.34})_{3.3}Al_6(BO)_3Si_6O_{18}(OH)_4$;												
3	$(Ca_{0.19}Na_{0.45})_{0.64}(Fe_{0.39}Al_{0.09}Mg_{2.27}Ti_{0.13})_{2.88}Al_6(BO)_3Si_6O_{18}(OH)_4$;												
4	$(Ca_{0.03}Na_{1.14})_{1.17}(Fe_{1.73}Al_{1,04}Mg_{0.46}Ti_{0.05})_{3.28}Al_6(BO)_3Si_6O_{18}(OH)_4$;												
5	$(Ca_{0.04}Na_{1.13})_{1.17}(Fe_{1.22}Al_{1,09}Mg_{0.97}Mn_{0.02}Ti_{0.03})_{3.34}(Al_6V_{0.01})_{6,01}(BO)_3Si_6O_{18}(OH)_4$;												
6	$(Ca_{0.11}Na_{1.09})_{1.20}(Fe_{1.19}Al_{0,7}Mg_{1.18}Mn_{0.01}Ti_{0.12})_{3.22}(Al_6V_{0.02})_{6,02}(BO)_3Si_6O_{18}(OH)_4$;												
7	$(Ca_{0.21}Na_{0.82}K_{0.02})_{1.05}(Fe_{0.98}Al_{0,23}Mg_{1.63}Mn_{0.01}Cr_{0.02}Sn_{0.01})_{2.88}Al_6(BO)_3Si_6O_{18}(OH)_4$;												
8	$(Ca_{0.03}Na_{0.58})_{0.61}(Fe_{0.58}Al_{0,63}Mg_{1.63}Mn_{0.02}Cr_{0.02}Ni_{0.01})_{2.89}Al_6(BO)_3Si_6O_{18}(OH)_4$;												
9	$(Ca_{0.26}Na_{1.06})_{1.32}(Fe_{0.68}Al_{0,61}Mg_{1.63}Mn_{0.01}Cr_{0.03}Sn_{0.01})_{2.97}Al_6(BO)_3Si_6O_{18}(OH)_4$;												
10	$(Ca_{0.08}Na_{0.76}K_{0.01})_{0.85}(Fe_{1.49}Al_{0,14}Mg_{1.13}Ti_{0.14}Cr_{0.01}Ni_{0.03})_{2.94}Al_6(BO)_3Si_6O_{18}(OH)_4$;												
11	$(Ca_{0.33}Na_{0.98}K_{0.01})_{1.32}(Fe_{0.95}Al_{0,59}Mg_{1.67}Ti_{0.14}Cr_{0.02}Sn_{0.01}Ni_{0.01})_{3.39}Al_6(BO)_3Si_6O_{18}(OH)_4$;												
12	$(Ca_{0.34}Na_{0.79}K_{0.02})_{1.15}(Fe_{0.84}Al_{0,39}Mg_{1.55}Mn_{0.02}Ti_{0.14}Cr_{0.01}Sn_{0.01}Ni_{0.01})_{2.97}Al_6(BO)_3Si_6O_{18}(OH)_4$												

Примечание: Результаты анализов приведены к 100 %.

Шерл является полигенным минералом, он встречается в гранитах, пегматитах, грейзенах, скарнах, вторичных кварцитах, гидротермальных и метаморфических ассоциациях. Дравит типичен для метаморфизованных или скарнированных карбонатных пород, а также для метасоматически измененных основных и ультраосновных пород [1]. На треугольной диаграмме ряда шерл-дравит турмалины пижемской свиты равномерно распределились от шерлов к дравитам (рис. 1). Турмалины асыввожской свиты расположились несколько иначе, одна часть находится ближе к шерлам, другая – в центре ряда шерл-дравит.

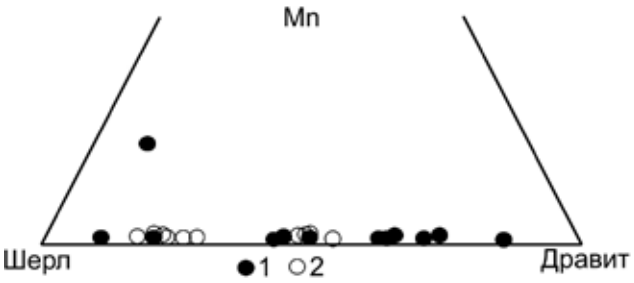


Рис. 1. Треугольная диаграмма распределения турмалинов в ряду шерл-дравит: 1 – пижемская и 2 – асыввожская свиты.

Содержание Al_2O_3 позволяет определить формационную принадлежность турмалинов. Среднее содержание Al_2O_3 в турмалинах редкометалльных пегматитов 38.2 мас. %, других формационных типах – не выше 32 мас. %. Содержание Al_2O_3 в турмалинах пижемской свиты показывает, что часть из них можно отнести к редкометалльным пегматитам, турмалины из отложений асыввожской свиты попадают в поле от 33-42 мас. %. Таким образом, все турмалины асыввожской свиты относятся к редкометалльным пегматитам.

Морфология (окатанность, царапины, сколы на поверхности), химический состав и типоморфизм турмалина указывают на осадочное происхождение алмазоносных россыпей Тимана. Микрозондовые исследования позволяют сделать вывод о том, что часть турмалинов из пижемской и асыввожской свит мож-

но отнести к шерлам, которые близки к турмалинам магматитов кислого состава. Другая часть турмалинов могла принадлежать метаморфическим породам и карбонатитам. Отсюда можно сделать вывод о том, что обломочный материал, в том числе алмазы, поступал из разных источников. По химическому составу турмалина породы асыввожской и пижемской свит обнаруживают большое сходство. Это указывает на то, что при их формировании размывался близкий по составу субстрат.

Список литературы

1. Годовиков А.А. Минералогия. М.: Недра, 1983. 647 с.
2. Гракова О.В. Проблема генезиса алмазсодержащих отложений Тимана: алмазопроявления Осень и Ичетъю // Структура, вещество, история литосферы Тимано-Североуральского сегмента. Матер. XXI научн. конф. Сыктывкар: Геопринт, 2012. С. 42-46.
3. Осовецкий Б.М. Типохимизм шлиховых минералов. Справочник // Пермь: Изд-во ППГУ, 2001. 244 с.
4. Типоморфизм минералов. Справочник / Л.В. Чернышева (ред.). М.: Недра, 1989. 560 с.

ПРИОДНЫЕ СЛОИСТЫЕ ДВОЙНЫЕ ГИДРОКСИДЫ КОВДОРСКОГО МАССИВА, КОЛЬСКИЙ П-ОВ

Житова Е.С.[1, 3], Яковенчук В.Н.[2], Кривовичев С.В.[1, 2], Пахомовский Я.А.[2], Иванюк Г.Ю.[2]

[1] Санкт-Петербургский госуниверситет, г. Санкт-Петербург, zhitova_es@mail.ru

[2] ЦНМ КНЦ РАН, г. Апатиты; [3] ИвиС ДВО РАН, г. Петропавловск-Камчатский

Под названием слоистые двойные гидроксиды (СДГ) объединены природные и синтетические соединения со слоистыми структурами на основе бруситоподобной с общей формулой $[M_{1-x}^{2+} M_x^{3+} (OH)_2]$ $[A_{x/m}^{m-} nH_2O]$, где A^{m-} – анионная группа с зарядом m, x изменяется в пределах от 0.17 до 0.35, M – металл [11, 12]. Кристаллическая структура минералов надгруппы гидроталькита состоит из октаэдрических слоёв бруситового типа. В отличие от брусита, часть катионов M^{2+} замещается M^{3+}, в результате двойной гидроксильный слой приобретает положительный заряд. Его компенсация происходит за счёт анионных групп между октаэдрическими слоями. Здесь могут располагаться молекулы воды и даже положительно заряженные катионы. С конца 1960-х интерес к СДГ усиливался, в особенности в областях, посвященных характеристике структуры, изучению анионообменных свойств, синтезу новых соединений и созданию новых методов для приготовления этих соединений с электрохимическими, магнитными, каталитическими и фармакологическими свойствами. На сегодня синтезировано огромное количество соединений, в то время как природных аналогов 44, которые объединены в надгруппу гидроталькита, состоящую из 8 отдельных групп минералов [12].

При такой активности может показаться парадоксальным, что природные представители СДГ часто слабо изучены. Именно минералы могут привнести обширную информацию в кристаллохимию подобных соединений, поскольку, в отличие от синтетики, они образуют кристаллы, которые позволяют проводить рентгеновское исследование с решением и уточнением структуры. Синтетика же даёт тонкодисперсный порошок, что накладывает ограничения на используемые методы. Как правило, данные минералы рассматриваются как поздние гидротермальные [2]. Считается, что они образуются при сравнительно низких температурах и давлениях или рассматриваются как продукты изменения. В Ковдорском массиве описаны три минерала СДГ: квинтинит $[Mg_4Al_2(OH)_{12}][(CO_3)(H_2O)_3]$ (также известен как «манассеит») описан в [3], пироаурит $[Mg_6Fe_2(OH)_{12}][(CO_3)(H_2O)_3]$ (также известен как «шегренит») [3], карчевскиит $[Mg_{18}Al_9(OH)_{54}]$ $[Sr_2(CO_3, PO_4)_9H_2O, H_3O)_{11}]$ открыт здесь [2] и пока является эндемиком.



Рис. 1. Квинтинит, Ковдор.

Квинтиниты Ковдорского месторождения (рис. 1) очень разнообразны по морфологии, цвету и политипам. Образцы часто представляют собой хорошо образованные кристаллы размером до первых см. Коллекция природных СДГ предоставлена В.Н. Яковенчуком. В основном кристаллы обнаружены в пустотах кальцит-форстерит-магнетитовой руды в пределах «Аномальной» зоны. Минерал заполняет трещины, образуя прожилки, например, в гидротермально изменённых ийолит-уртитах и лизардито-вермикулитовых породах Флогопитового комплекса [3].Основное изучение образцов базировалось на монокристалльном рентгеноструктурном исследовании. В результате десятков экспериментов обнаружены 5 политипов квинтинита (предполагалось, что их 2), которые объясняются упорядочением-разупорядочением катионов M^{2+} и M^{3+} в бруситоподобном слое. Ниже приведено краткое описание всех политипов.

3*R* политип, п.г. *R*-3*m*, *a* = 3.055-3.065, *c* = 22.7 Å. Трёхслойный политип с ромбоэдричеким типом упаковки слоёв (сдвинуты относительно друг друга), катионы расположены в слое гомогенно. Это подтверждается отсутствием слабых сверхструктурных рефлексов на картине обратного пространства. Примерно 1 катионная позиция из 6 занята железом, что является высоким содержанием. Высокое содержание железа может быть причиной разупорячения катионов. Длина связи Fe-O сильно отличается от длины связи Al-O и Mg-O. В результате, для минимизирования искажения слоя, катионы занимают разупорядоченные позиции.

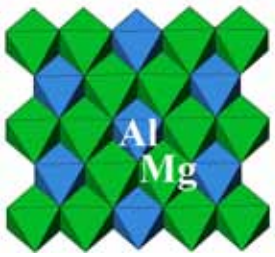


Рис. 2. Сотовая структура.

1*M* политип, п.г. *C*2/*m*, *a* = 5.23-5.29, *b* = 9.05-9.15, *c* = 7.75-7.77 Å, β = 103.0-103.2°, *V* = 356-365 Å^3 [4, 9, 10, 14]. Образцы представлены прожилками белого цвета или агрегатами в виде сферолитов (белые, рыжие). 1*M* политип отличается от описанного выше 3*R* политипа упорядоченным распределение Mg и Al, образующими сотовую структуру (рис. 2). Mg и Al различены в кристаллической структуре по длине связи. Их упорядочение зафиксировано по дополнительным, более слабым рефлексам на секциях обратного пространства. За счёт упорядочения катионов по позициям (Al лежит в плоскости зеркального отражения) пропадает ось 3, что приводит к понижению симметрии с тригональной до моноклинной. Этот политип оказался самым распространённым и зарегистрирован в карьере Цальберг (Бавария, Германия), Мариинском (Малышевском) и Баженовском месторождениях (Ср. Урал, Россия), Рудногорском (Ср. Сибирь, Россия), шахте Франклин (Нью Джерси, США).

2*H* политип, п.г. *P*6$_3$/*mmc*, *a* ~ 3.05, *c* = 15.12-15.18 Å [13, 14]. Характеризуется гексагональным типом укладки слоёв (катионы расположены строго друг под другом), распределение катионов в слое гомогенное. Оказался самым распространённым в Ковдорском массиве и описан как «классический манасссеитовый политип» (без упорядочения катионов *a* ~ 3.05).

2*T* политип, п.г. *P*-3*c*1, *a* ~ 5.28, *c* ~15.15 Å [14]. Политип с гексагональным типом упаковки слоёв и упорядоченным, сотовым распределением Mg и Al (рис. 2), что приводит к понижению симметрии с гексагональной до тригональной. Описан в Якупирангских шахтах (Сан-Пауло, Бразилия) [1] и массиве Мон Сент-Илер (Канада) [6]. Может быть описан как «классический квинтинитовый» (упорядоченное распределение катионов в слое $a \sim \sqrt{3}$*3.05 Å ~ 5.28 Å).

6*R* политип, п.г, *R*32, *a* ~ 5.28, *c* ~ 45.36 Å [8, 14]. Единственный описанный 6-слойный политип для Mg-Al СДГ. Характерно сотовое, упорядоченное распределение Mg и Al (рис. 2). Подъячейка полностью соответствует 2*T* политипу, 2-слойные ячейки сдвинуты друг относительно друга (рис. 3), что приводит к утроению параметра *c*.

Межплоскостное расстояние (*d*) хорошо выдержано среди исследованных образцов (Mg-Al-CO_3 СДГ, Mg:Al = 2:1) и составляет 7.56 Å. Оно может быть точно определено методом порошковой рентгенографии даже при наличии двух самых сильных базальных отражений (I/I_0 = 100 и 30). Величина *d* = 7.56 Å – хороший диагностический признак при рентгеновской идентификации минерала. На природных образцах зарегистрирована природная смена политипов. Для этого исследованы различные по морфологии разновидности, последовательно нарастающие друг на друга. 1-ой фазой оказался разупорядоченный 2*H* политип, 2-ой – упорядоченный 2*T*

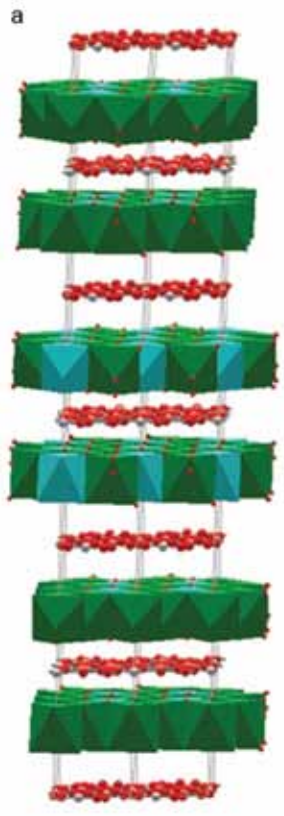


Рис. 3. Кристаллическая структура квинтинита-6R.

политип, 3-ей – 1*M* политип с упорядоченным распределением катионов и ромбоэдрическим типом укладки слоёв. Для всех разновидностей определено Mg : Al = 2 : 1, в качестве примеси присутствовало незначительное количество железа. Рост упорядоченности от политипа к политипу в пределах одной пустоты интерпретирован нами как понижение температуры. В некоторых образцах встречены похожие последовательности из 2 политипов. Это отмечалось Аллманном [5] для пироауритов из месторождения Лонгбан (Вермланд, Щвеция): 2*H* политип образует центр кристалла, 3*R* политип образует внешнюю зону. Этот эффект также объяснен им понижением температуры.

Монокристалльное рентгеновское исследование пироаурита из Ковдорского массива показало, что он кристаллизуется в п.г. *R*-3*m*, *a* = 3.126, *c* = 23.52, *d* = 7.84 Å и по действующей номенклатуре должен быть идентифицирован как 3*R* [7]. До этого минерал описывался как «шегренит» (уст.), что предполагает 2*H* политип. Возможно, первоначальная идентификация проведена по морфологии кристаллов, которые представляют собой тонкие, прозрачные, бесцветные, гексагональные пластинки. Наше исследование проведено на кристаллах из нескольких образцов Ковдорского пираурита, 2*H* политип не зарегистрирован. Для сравнения изучены образцы пироаурита из месторождения Лонгбан (Минералогический музей им. Ферсмана, № 33580). Исследование показало п.г. *R*-3*m*, *a* = 3.1007, *c* = 23.37, *d* = 7.79 Å. Основные линии порошковой рентгенограммы [*d*(Å), I/I_0]: 7.88(100), 3.912(32), 2.625(17), 2.339(15), 1.985(19), 1.770(4), 1.560(9), 1.530(8). Попытки монокристального изучения карчевскиита многократно предприняты авторами при описании его как нового минерала [2], но пока не принесли успеха. Параметры элементарной ячейки определены методом электронной дифракции, *a* = 16.055, *c* = 25.66, *d* = 8.55 Å [2].

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ, грант № 14-05-31229; НИР СПбГУ, ИАС № 3.37.222.2015 и 3.10.575.2014; Ректорской стипендии для аспирантов СПбГУ.

Список литературы

1. Аракчеева А.В., Пущаровский Д.Ю., Расцветаева Р.К. и др. Кристаллическая структура и сравнительный химический анализ $Al_2Mg_4(OH)_{12}(CO_3)\cdot 3H_2O$ – нового минерала из группы гидротальката-манассеита // Кристаллография. 1996. Т. 41. С. 972-981.
2. БритвинС.Н.,ЧукановН.В.,БекеноваГ.К.идр.Карчевскиит$[Mg_{18}Al_9(OH)_{54}][Sr_2(CO_3,PO_4)_9(H_2O,H_3O)_{11}]$ – новый минерал из семейства слоистых двойных гидроксидов // Зап. РМО. 2007. № 5. С. 52-64.
3. Иванюк Г.Ю., Яковенчук В.Н., Пахомовский Я.А. Ковдор // Минералы Лапландии. Апатиты, 2002. С. 53-96, 281-185.
4. Кривовичев С.В., Антонов А.А., Житова Е.С. и др. Квинтинит-1М из Баженовского месторождения, Ср. Урал, Россия: кристаллическая структура и свойства // Вестник СПбГУ. Сер. Геогр. и геол. 2012. № 2. С. 3-9.
5. Allmann R. The crystal structure of pyroaurite // Acta Cryst. 1968. B24. P. 972-977.
6. Chao G.Y., Gault R.A. Quintinite-2*H*, quintinite-3*T*, charmarite-2*H*, charmarite-3*T* and caresite-3*T*, a new group of carbonate minerals related to the hydrotalcite/manasseite group // Canad. Miner. 1997. V. 35. P. 1541-1549.
7. Guinier A., Bokij G.B., Boll-Dornberger K. *et al*. Nomenclature of polytype structures. Rep. Int. Union of Crystallography Ad hoc Committee on the Nomenclature of Disordered, Modulated and Polytype Structures // Acta Cryst. 1984. A40. P. 399-404.
8. Krivovichev S.V., Yakovenchuk V.N., Zhitova E.S. *et al*. Crystal chemistry of natural layered double hydroxides. 1. Quintinite-2*H*-3*c* from Kovdor alkaline massif, Kola Peninsula, Russia // Miner. Mag. 2010. V. 74. N 5. P. 821-832.
9. Krivovichev S.V., Yakovenchuk V.N., Zhitova E.S. *et al*. Crystal chemistry of natural layered double hydroxides. 2. Quintinite-1*M*: first evidence of monoclinic polytype in M^{2+}-M^{3+} layered double hydroxides // Miner. Mag. 2010. V. 74. N 5. P. 833-840.
10. Krivovichev S.V., Yakovenchuk V.N., Zhitova E.S. Natural double layered hydroxides: structure, chemistry, and information storage capacity // Minerals as Advanced Materials II. Berlin, Heidelberg: Springer-Verlag, 2012. P. 87-91.
11. Mills S.J., Christy A.G., Génin J.M.R. *et al*. Nomenclature of the hydrotalcite supergroup: natural layered double hydroxides // Miner. Mag. 2012. V. 76. P. 1289-1336.
12. Rives V. (Ed.) Layered double hydroxides: present and future. New York: Nova Sci. Publ. Inc., 2001.
13. Zhitova E.S., Yakovenchuk V.N., Krivovichev S.V. *et al*. Crystal chemistry of natural layered double hydroxides. 3. The crystal structure of Mg,Al-disordered quintinite-2*H* // Miner. Mag. 2010. V. 74. N 5. P. 841-848.
14. Zhitova E.S. Crystal chemistry of natural layered double hydroxides. St.-Petersburg: University Press, 2013. V. 1. P. 1-24.

МИНЕРАЛОПОДОБНЫЕ СОЕДИНЕНИЯ ИЗ ВОЗГОНОВ: СИНТЕЗ И КРИСТАЛЛИЧЕСКАЯ СТРУКТУРА НОВЫХ ТЕЛЛУРИТ-ХЛОРИДОВ Pb И Cu

Зиняхина Д.О., Сийдра О.И., Назарчук Е.В., Лукина Е.В.

Санкт-Петербургский госуниверситет, г. Санкт-Петербург, diana.zinyakhina@yandex.ru

Новые слоистые соединение $Pb_5Cu_2(Te_4O_{11})Cl_8$ (I) и $Cu^+_4Cu^{2+}Pb_{11}(TeO_3)_8Cl_{12}$ (II) синтезированы методом газового транспорта. Он дает возможность моделировать образование минералов в фумаролах вулканов [1]. Слоистые теллуриты Pb и Cu^{2+} - перспективный класс неорганических материалов благодаря интересным магнитным свойствам. По данным рентгеноструктурного анализа, их кристаллографические параметры следующие. Соединение I: a = 42.881(8), b = 5.4475(10), c = 10.741(2) Å, β = 103.34(3), V = 2441.4(8) Å^3, R_1 = 4.2 %; соединение II: a = 11.23(5), b = 22.713(5), c = 18. 171(5) Å, V = 4634.8(26) Å^3, R_1 = 4.1 %.

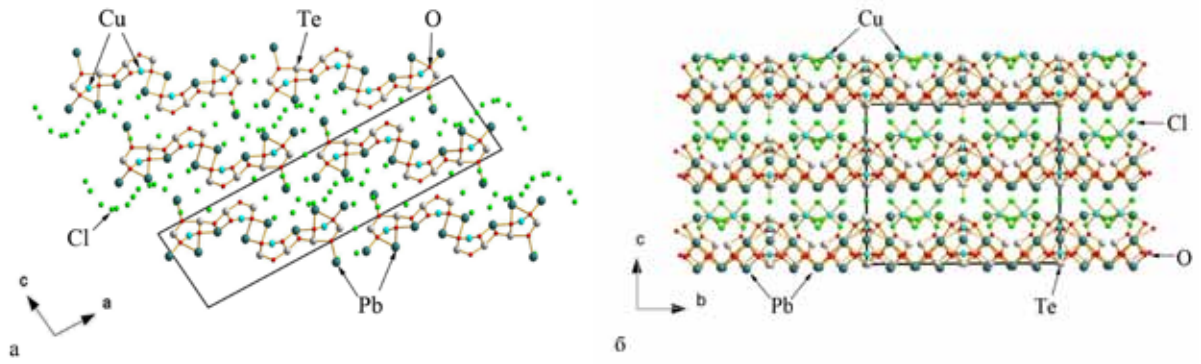


Рис. 1. (а) Проекция структуры $Pb_5Cu_2(Te_4O_{11})Cl_8$ вдоль оси b; (б) проекция структуры $Cu^+_4Cu^{2+}Pb_{11}(TeO_3)_8Cl_{12}$ вдоль оси a.

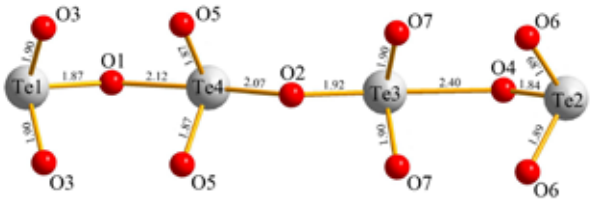


Рис. 2. Проекция кластера $[Te_4O_{11}]$ в кристаллической структуре $Pb_5Cu_2(Te_4O_{11})Cl_8$.

Кристаллические структуры имеют слоистый характер (рис. 1 а, б). Анионы Cl располагаются в межслоевом пространстве. Определяющим кристаллохимическим фактором является наличие стереохимически активных неподеленных электронных пар на катионах Pb^{2+} и Te^{4+}. Координационная сфера Te^{4+} характеризуется образованием тригональной пирамиды TeO_3. У симметрично-независимых атомов Pb наблюдается образование коротких и прочных связей Pb-O в одной координационной полусфере и слабых Pb-Cl в другой. Интересно обнаружение атомов Pb со стереохимически-пассивной неподеленной парой и образованием полиэдров PbO_8. В соединении I пирамиды TeO_3 полимеризуются с образованием кластеров $[Te_4O_{11}]$ (рис. 2), а в соединении II пирамиды TeO_3 являются изолированными. Проводится сравнение кристаллохимических особенностей со схожими минералами и неорганическими соединениями.

Работа выполнена при финансовой поддержке Мероприятия 2 (3.38.238.2015). Рентгеноструктурные исследования выполнены в ресурсном центре СПбГУ «Рентгенодифракционные методы исследования».

Список литературы

1. Kovrugin V.M., Siidra O.I., Colmont M. *et al*. Emulating exhalative chemistry: synthesis and structural characterization of ilinskite, $Na[Cu_5O_2](SeO_3)_2Cl_3$, and its K-analogue // Mineral. Petrol. 2015. DOI 10.1007/s00710-015-0369-3.

НОВЫЙ КРИТЕРИЙ АЛМАЗОНОСНОСТИ КИМБЕРЛИТОВ

Иванов А.С.

АО «АЛРОСА», г. Мирный, Якутия, IvanovAS@alrosa.ru

Пироп относится к числу ведущих типоморфных минералов большинства мантийных парагенезисов в кимберлитах. Кроме того, этот минерал наиболее информативен и изучен как представитель минералов мантийного происхождения перидотитового парагенезиса. Их составы и свойства широко используются для решения генетических и специальных петрологических задач, а также при поисковых работах на алмазы. На основании изучения составов пиропов из различных кимберлитов появилась необходимость разработать бинарную диаграмму, которая давала бы характеристику алмазоносных кимберлитов. В этой работе автор предлагает свой вариант бинарных диаграммы составов пиропов из алмазоносных промышленных кимберлитов.

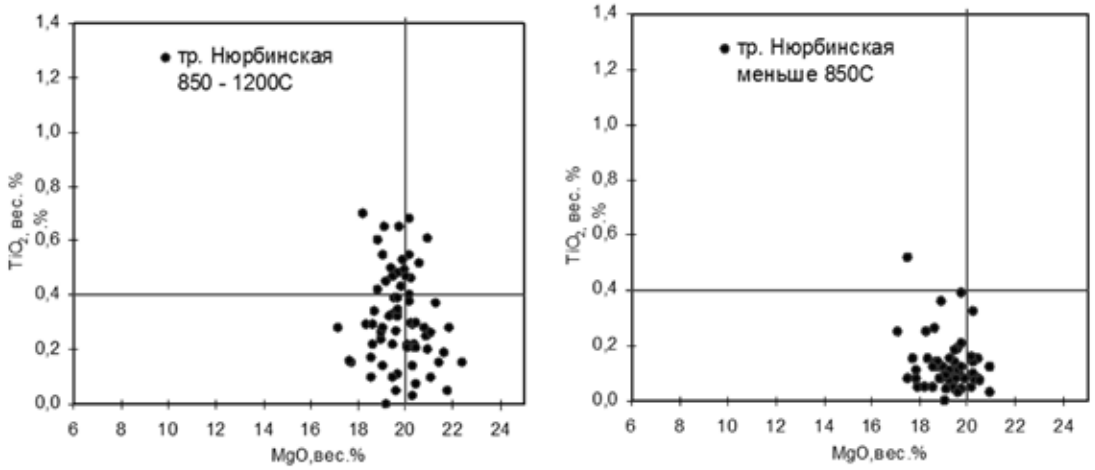


Рис. 1 а, б. Составы пиропов тр. Нюрбинская: а – попавшие в алмазоносный коридор, б – за его границами.

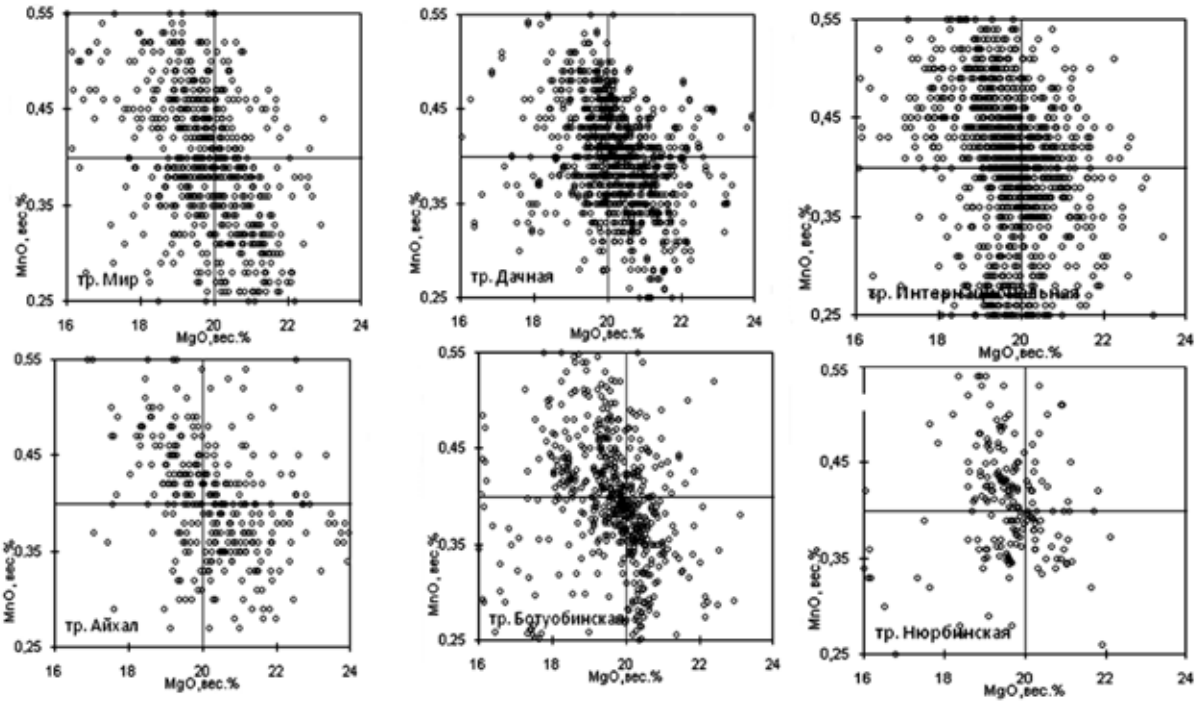


Рис. 2. Бинарные диаграммы MgO – MnO составов пиропов из промышленных кимберлитов.

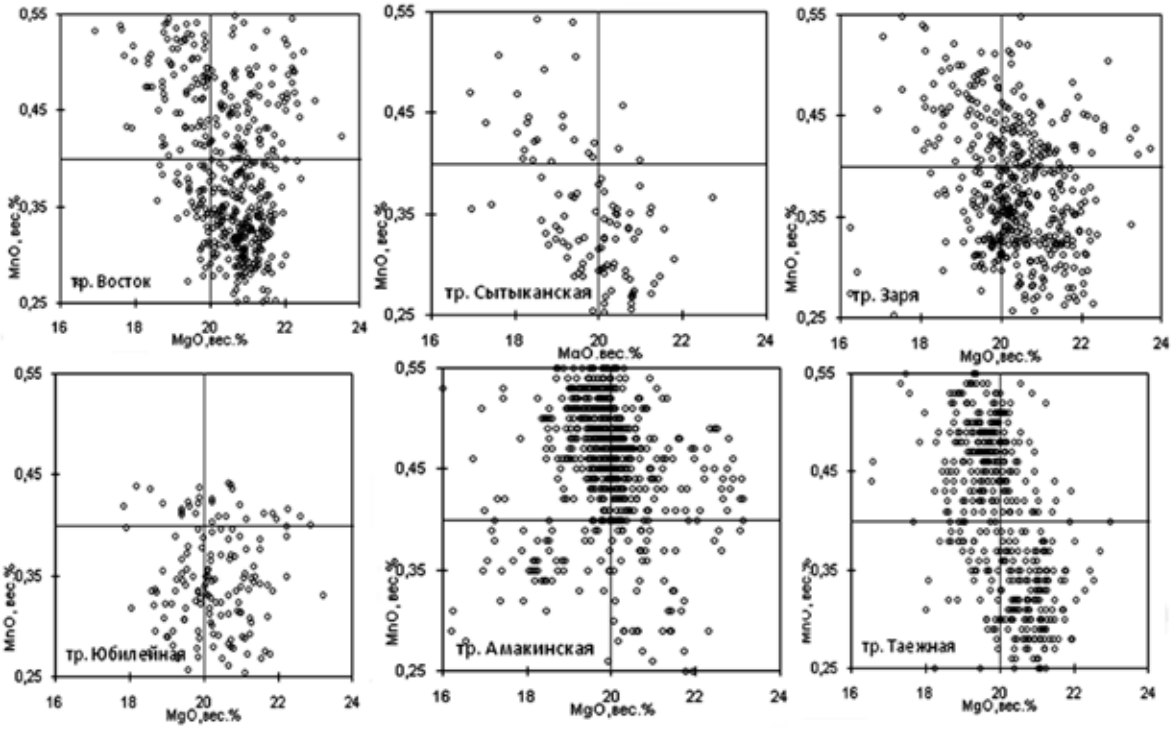


Рис. 3. Бинарные диаграммы MgO – MnO составов пиропов из слабо алмазоносных кимберлитов.

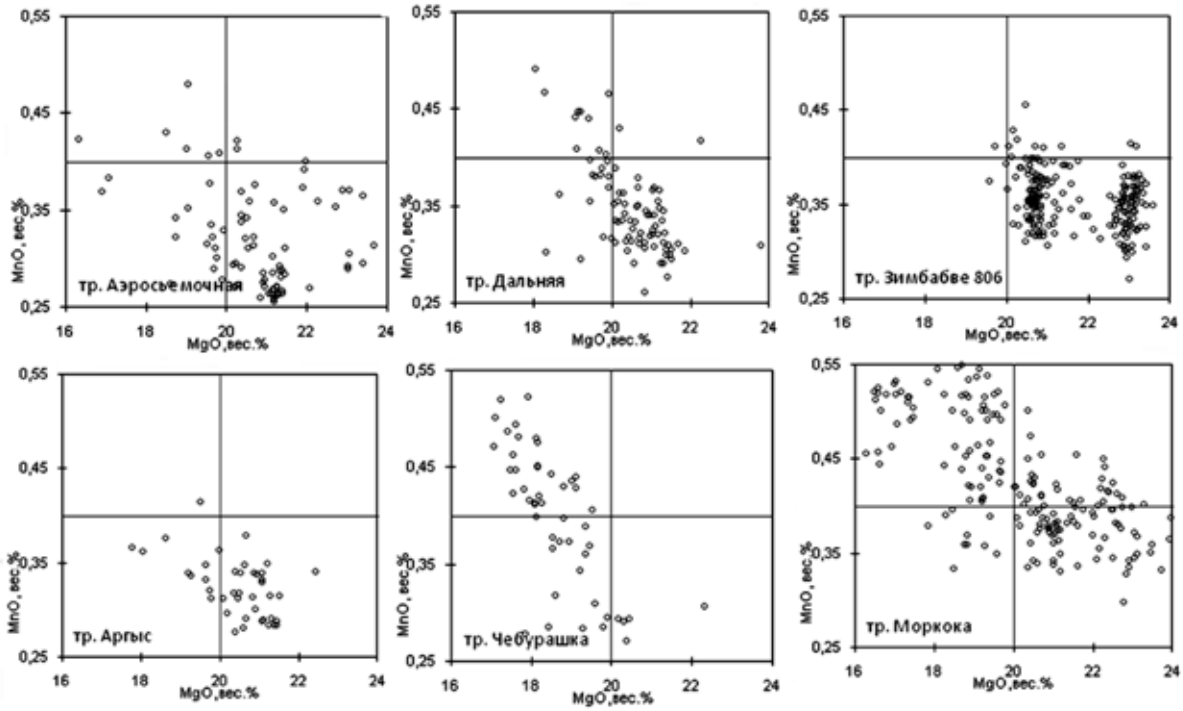


Рис. 4. Бинарные диаграммы MgO – MnO составов пиропов из неалмазоносных кимберлитов.

Важным для характеристики составов пиропов является его основной характеристический элемент Mg. Составы, попавшие в алмазоносный коридор Гриффина, на диаграмме MgO – TiO_2 образуют облако точек с модой 20 вес. % MgO (рис. 1 а) За пределами облака они содержат значительно меньше MgO (рис. 1 б). Составы пиропов, определенные методами рентгеноспектрального анализа (РСА), из ультраосновных парагенезисов для высокоалмазоносных кимберлитов проектируются на бинарную диаграмму MgO – MnO в определенную кластерную область, характерную для большинства промышленных кимбер-

литов (рис. 1). Её можно характеризовать как температурную «мишень», в центр которой проектируются составы пиропов исключительно из продуктивных кимберлитов. Пиропы именно такого состава сокристаллизуются с алмазами.

Более 20 % составов пиропов из неалмазоносных кимберлитов (трубки Моркока и Зимбабве 806) попадают в область алмазоносных ультраосновных парагенезисов по критерию Н.В. Соболева. По нашему критерию они не попадают в центр температурной мишени и не кристаллизовались с алмазами. На основании представленных диаграмм предлагается новый критерий промышленной алмазоносности кимберлитов. Пользоваться им можно даже на основании малого числа пиропов, если по содержанию Mn и Mg их составы попадают в центр температурной мишени. Анализ MnO в пиропах методами РСА выполняется со стандартным отклонением 10 %. От 4000 ppm (среднее содержание Mn в пиропах) это составляет 400 ppm, образующие на диаграммах облако рассеяния. Пиропы, по Mn термометру благоприятные для сокристаллизации с алмазом, содержат 0.4 % MnO и 20 % MgO (рис. 2-4).

ТИТАНИТ ХИБИНСКОГО МАССИВА

Иванюк Г.Ю.[1, 2], Коноплёва Н.Г.[2], Пахомовский Я.А.[1, 2], Базай А.В.[1, 2], Яковенчук В.Н.[1, 2], Романюк Д.В.[3], Калашников А.О.[1], Михайлова Ю.А. [1, 2]

[1] ГИ КНЦ РАН, [2] ЦНМ КНЦ РАН, [3] АФ МГТУ, г. Апатиты, ivanyuk@geoksc.apatity.ru

Титанит – сквозной акцессорный, а местами породообразующий минерал всех пород Хибинского массива. Наибольшие концентрации связаны с фоидолитами Главного кольца (до 90 об. % в апатито и нефелинотитанитовых породах) и покрывающими их рисчорритами (до 30 об. %). Нередко титанитом обогащены фенитизированные вулканогенноосадочные породы вплоть до образования ортоклазо-ильменито-титанитовых метасоматитов, содержащих 30-70 об. % титанита. Пегматиты и гидротермалиты в фоидолитах и рисчорритах также могут быть более чем на 30 об. % сложены этим минералом [1, 4].

На рис. 1 даны графики изменения содержания титанита по профилю от ж/д ст. Хибины (A) через Малую фоидолитовую дугу (B), апатитовое рудопроявление Поачвумчорр (C), г. Вантомнюцк (D) и месторождение Коашва (E) к контакту с вмещающими гранито-гнейсами у подножья г. Китчепахк (F). Видно, что наиболее богатые титанитом фоидолиты Главного кольца и фойяиты центральной и краевых частей массива разделены нефелиновыми сиенитами (фойяитами и лявочорритами–рисчорритами) с пониженным содержанием минерала, В них основными концентраторами Ti являются лоренценит, астрофиллит, лампрофиллит, ринкит, ильменит, анатаз и другие замещающие титанит минералы (рис. 2 а, б). В рисчорритах и близлежащих фойяитах остаётся лишь небольшое количество высокостронциевого титанита (вплоть до $SrTiSiO_5$).

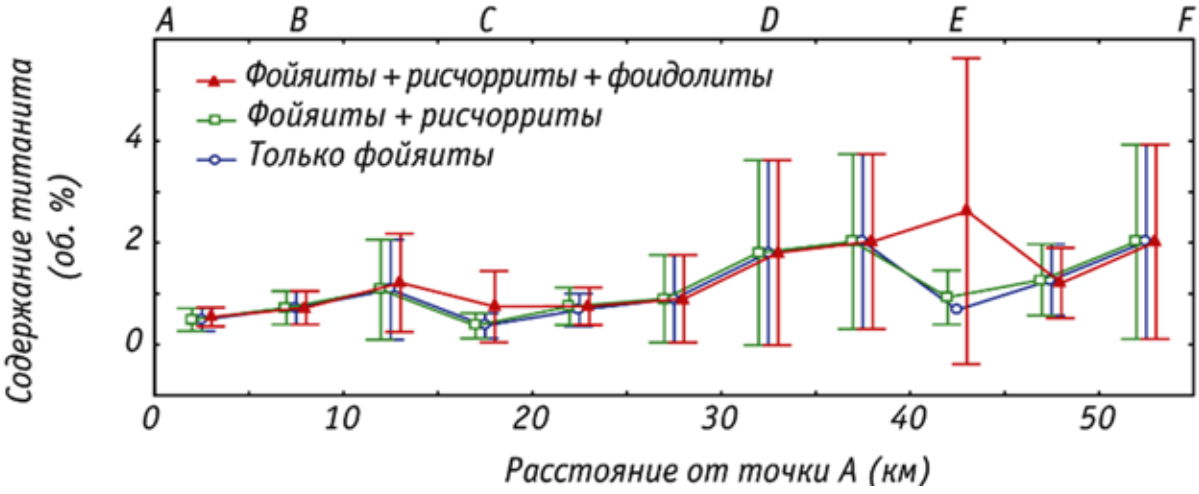


Рис. 1. Изменение содержания титанита (средние значения ± стандартное отклонение) по профилю A–B–C–D–E–F [1].

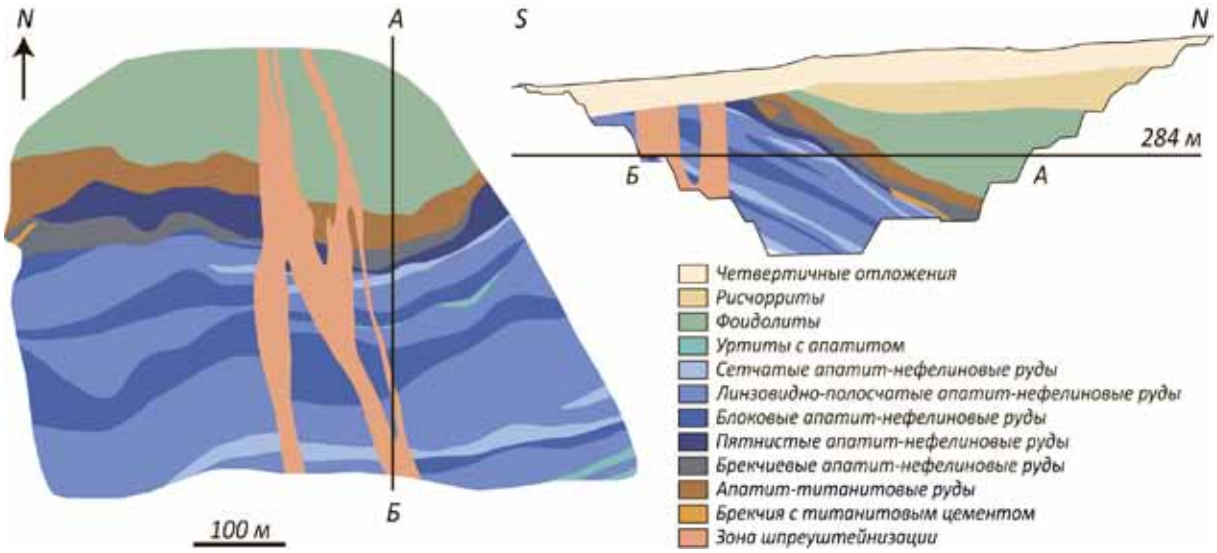


Рис. 2. План и разрезы рудного тела Кукисвумчоррского месторождения в районе Саамского карьера.

В фенитизированных вулканогенно-осадочных породах титанит образует оторочки вокруг зёрен титаномагнетита и ильменита, а также зональные клиновидные метакристаллы (до 0.5 мм), вкрапленные в тонко-мелкозернистый агрегат (ан)ортоклаза, нефелина и альбита в ассоциации с биотитом, диопсидом, оливином, (Na)-Ca амфиболами, фторапатитом, перовскитом-таусонитом и кричтонитом-ловерингитом.

В фойяитах титанит образует одиночные клиновидные кристаллы (до 1 см) тёмно-коричневого цвета в интерстициях полевошпатонефелинового агрегата, в лявочорритах и рисчорритах – отдельные клиновидные кристаллы, скопления линзовидных зёрен с пойкилитовыми включениями нефелина и мелкие (до 8 мм) радиально-лучистые агрегаты бесцветных игольчатых кристаллов, а в фоидолитах – ещё и крупные (до 7 см) пойкилобласты клиновидного сечения.

В апатито и нефелинотитанитовых породах, приуроченных к контакту апатито-нефелиновых рудных тел с покрывающими фоидолитами (рис. 2) титанит представлен коричневыми призматическими кристаллами. В апатитонефелиновых породах, кроме того, присутствуют его округлые мелкозернистые сегрегации (до 5 см в диаметре) в массе сахаровидного фторапатита. Обычно зёрна титанита однородны, но иногда имеют зональное или пятнистое строение, обусловленное различным содержанием Ba, Sr, Ln, Nb и других примесных элементов в отдельных участках.

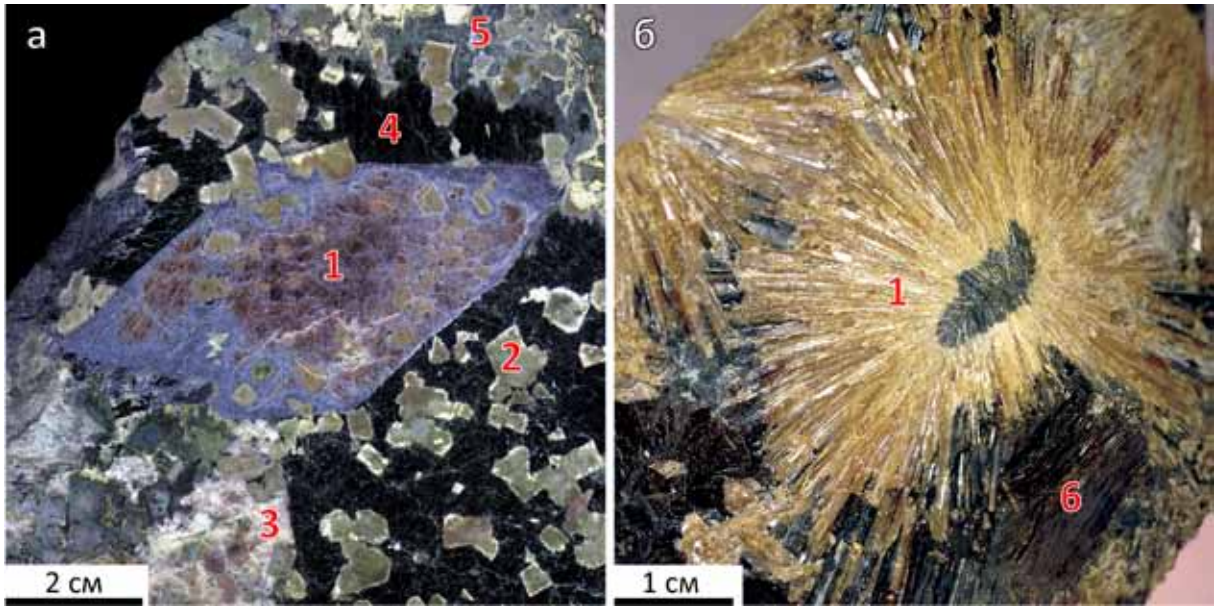


Рис. 3. Метакристалл титанита (1), замещённый по краям мелкозернистым анатазом, в пегматоидном ийолите (а) и радиально-лучистые агрегаты титанита в титанито-аннито-микроклиновом пегматите в рисчорритах (б), г. Кукисвумчорр; 2 – нефелин; 3 – ортоклаз; 4 – диопсид; 5 – калийрихтерит; 6 – аннит.

В пегматитах и пегматоидных ийолитуртитах встречены наиболее крупные индивиды и мономинеральные агрегаты титанита [4], в которых клиновидные кристаллы достигают 8 см в поперечнике, игольчатые – 15 см в длину, а радиальнолучистые агрегаты – 15 см в диаметре (рис. 3). Цвет изменяется в зависимости от содержания железа от бледно-кремового и жёлтого разных оттенков до тёмно-коричневого. В альбититах и эгиринитах титанит образует крупные (до 2 см) пойкилобласты, переполненные включениями пластинчатых кристаллов альбита и/или иголочек эгирина, в характерной ассоциации с аналогичными метакристаллами лопарита-(Ce), эвдиалита, ильменита и энигматита.

Изучение состава 300 образцов титанита из различных пород Хибинского массива показало, что в последовательности формирования титанит закономерно изменяет свой состав вследствие гетеровалентного изоморфизма по схеме:

$$\{REE^{3+}Mg^{2+}\}_A + (Zr^{4+}Al^{3+})_B + Al^{3+}{}_T \rightarrow 2K^{+}{}_A + (Ti^{4+}Nb^{5+})_B + Si^{4+}{}_T -$$

причём Nb появляется в ощутимых количествах лишь в титаните из пегматитов и гидротермалитов (рис. 4). Содержание редкоземельных элементов в титаните возрастает с увеличением его запасов на месторождении, что повышает перспективность мелких месторождений и рудопроявлений СЗ сектора Главного фоидолитового кольца, почти нацело сложенных апатито-титанитовыми рудами.

По профилю A–B–C–D–E–F через Хибинский массив состав титанита изменяется симметрично относительно центра массива (рис. 5). В фойяитах, приконтактовых с породами Главного кольца, как и в самих этих породах, состав титанита характеризуется наиболее высоким содержанием Ca, Sr и Ti (вплоть до образования стронциевого аналога титанита в фенитизированных вулканогенно-осадочных породах Пика Марченко) по сравнению с титанитом из краевых зон и центральной части фойяитового комплекса, относительно обогащённым прочими элементами:

$$(REE^{3+}Mn^{2+})_A + \{Zr^{4+}(Fe, Al)^{3+}\}_B + Si^{4+}{}_T \rightarrow (CaSr)^{2+}{}_A + 2Ti^{4+}{}_B + Ti^{4+}{}_T.$$

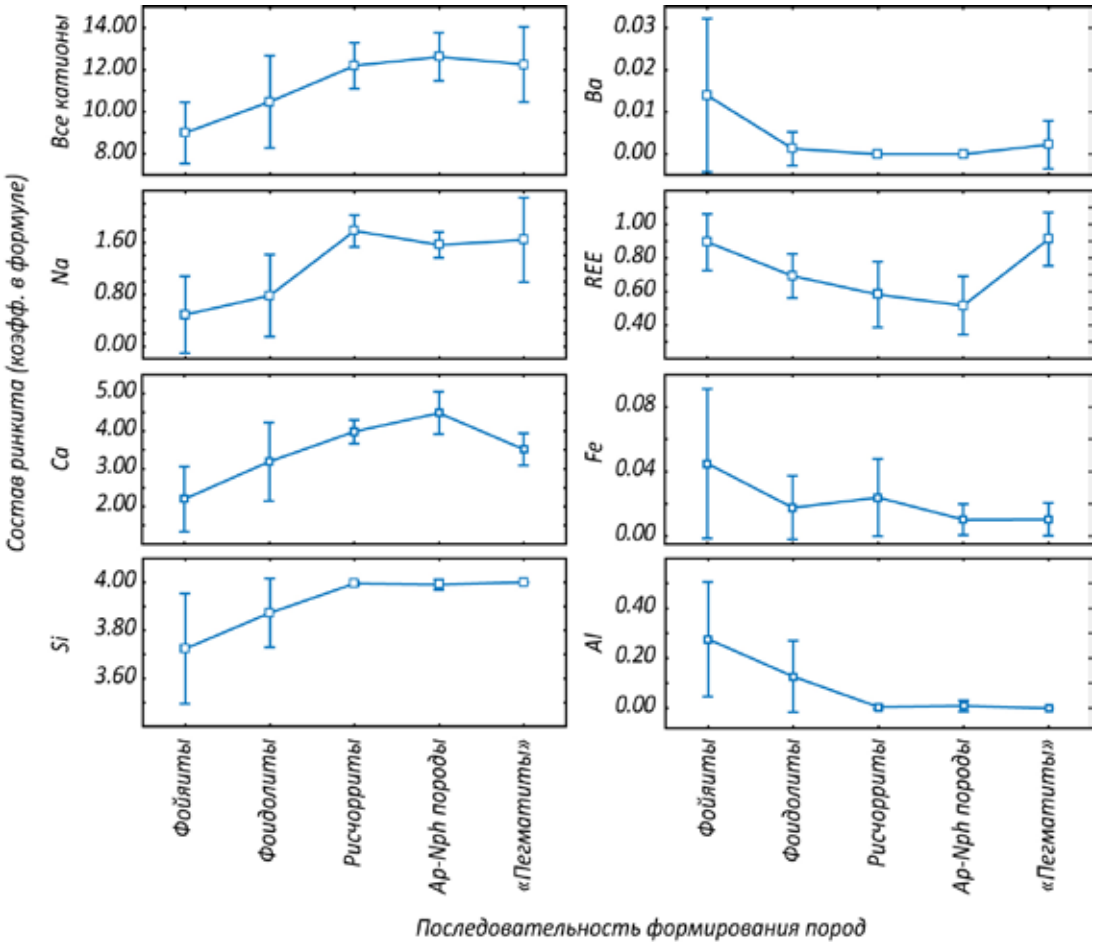


Рис. 4. Тренды изменения состава титанита (средние значения ± стандартное отклонение) в последовательности формирования пород Хибин.

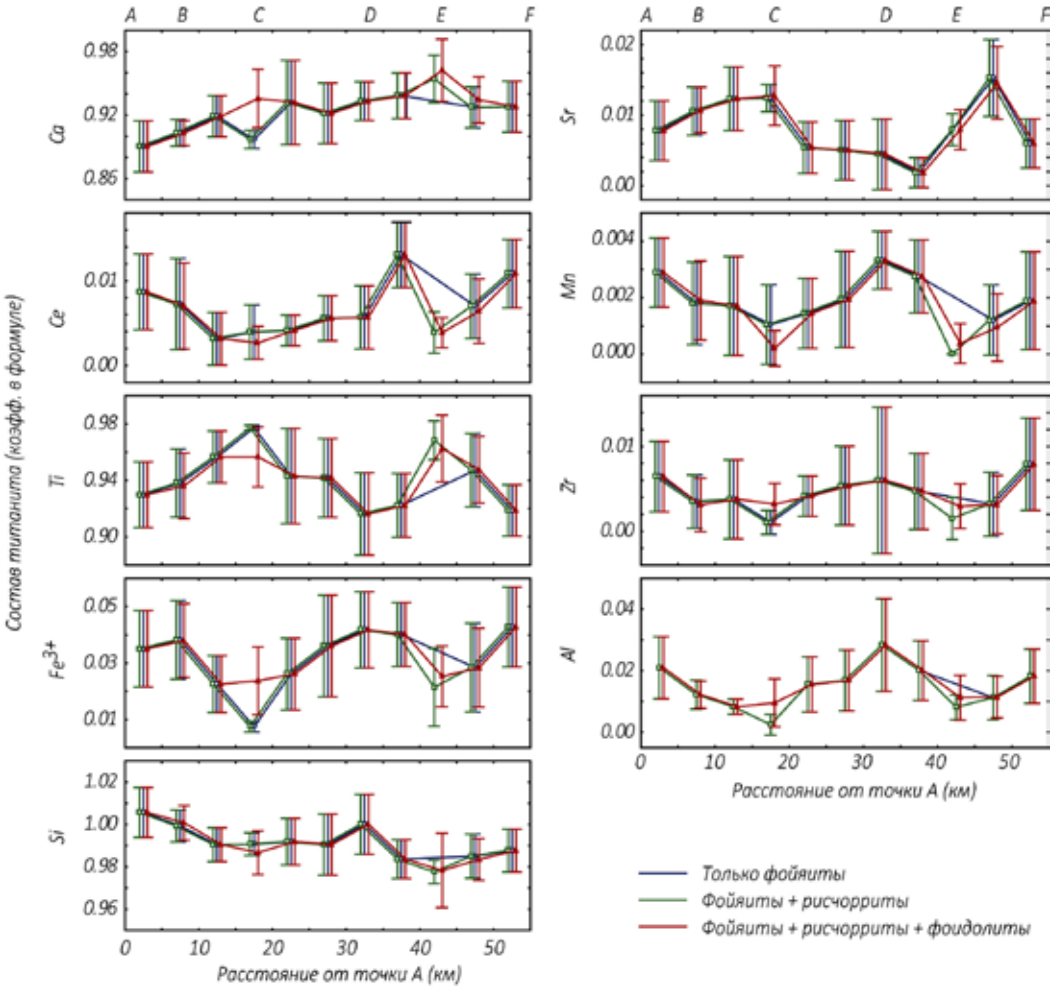


Рис. 5. Изменение состава титанита (средние значения по 5-км интервалам ± стандартное отклонение) по профилю A–B–C–D–E.

При переходе от приконтактовых нефелиновых сиенитов к фоидолитам в титаните увеличивается содержание Ca (за счет *REE*, Mn и Sr), Zr, Al и Fe (за счет Ti и Si). Эти изменения более существенны в районе рудопроявлений Поачвумчорр и Пик Марченко (C) и не так велики в районе месторождения Коашва (E).

Перспективы промышленного использования титанита становятся всё более туманными. Еще в конце прошлого века в ЦХЛ ОАО «Апатит» разработана схема комплексного обогащения апатито-нефелиновых руд, которая позволяет извлекать 60-70 % титанита и легко распространяется на переработку лежалых хвостов [3]. Разработаны эффективные технологии сернокислотной переработки титанита, позволяющие получать прекурсоры для производства широкого ряда наукоёмких титансодержащих материалов: пигментов, сорбентов, дубителей и др. [2].

Исследования проводились в рамках программ Президиума РАН «Арктика», № 27 и № 5 при поддержке РФФИ (12-05-98802) и ОАО «Апатит».

Список литературы

1. Иванюк Г.Ю., Горяинов П.М., Пахомовский Я.А. и др. Самоорганизация рудных комплексов. М.: ГЕОКАРТ-ГЕОС, 2009. 392 с.
2. Николаев А.И., Герасимова Л.Г., Калашникова Г.О. и др. Титаносиликатные функциональные материалы из продуктов переработки Кольского сырья // Рациональное недропользование. Магнитогорск: Изд-во Магнит. гос. тех. ун-та, 2014. С. 167-170.
3. Федоров С.Г., Николаев А.И., Брыляков Ю.Е. и др. Химическая переработка минеральных концентратов Кольского п-ова. Апатиты: Изд-во K & M, 2003. 198 с.
4. Yakovenchuk V.N., Ivanyuk G.Yu., Pakhomovsky Ya.A. *et al*. Khibiny. Apatity: Laplandia Minerals, 2005. 468 p.

ПОЛУЧЕНИЕ МАТЕРИАЛОВ С ПРОГНОЗИРУЕМЫМИ СВОЙСТВАМИ САМОСБОРКОЙ ТИТАНОСИЛИКАТНЫХ НАНОБЛОКОВ

Калашникова Г.О.[1, 2], Селиванова Е.С.[1, 3], Яковенчук В.Н.[1, 3], Житова Е.С.[4], Ганичева Я.Ю.[1], Пахомовский Я.А.[1, 3], Савченко Е.Э.[1, 3], Базай А.В.[1, 3], Елизарова И.Р.[2], Дрогобужская С.В.[2], Герасимова Л.Г.[1, 2], Иванюк Г.Ю.[1, 3], Николаев А.И.[1, 2]

[1] ЦНМ КНЦ РАН, [2] ИХТРЭМС КНЦ РАН, [3] ГИ КНЦ РАН, г. Апатиты; [4] СПбГУ, г. С.-Петербург, galka27_89@mail.ru

В исследованиях по проблемам синтеза новых материалов особое внимание уделяется поиску и детальному изучению природных прототипов. Такой подход позволяет с наибольшей эффективностью моделировать материалы с прогнозируемыми свойствами и разрабатывать технологии их производства с минимальным вредом окружающей среде. Настоящая работа – пример использования данных о строении, свойствах и условиях образования минералов семейства линтисита-кукисвумита для разработки новых способов получения аналогичных соединений посредством самосборки титаносиликатных наноблоков, являющихся основной их структуры. Кристаллические структуры представителей семейства линтисита-кукисвумита образованы двумерными титаносиликатными наноблоками $Ti_2Si_4(O, OH)_{14}$, объединёнными в единый каркас «сшивающими» катионами Zn^{2+} (кукисвумит), Mn^{2+} (манганокукисвумит), Li^+ (линтисит, пункаруайвит и елисеевит) или Na^+ (AM-4) в октаэдрической (елисеевит) или тетраэдрической (все остальные) координации (рис. 1). Ориентировка титаносиликатных октаэдров различается в структурах «сшитых» 1- или 2-валентными катионами. Так же различаются их производные, обусловливая эффект памяти (первые более охотно принимают 1-, а вторые – 2-валентные катионы-заместители).

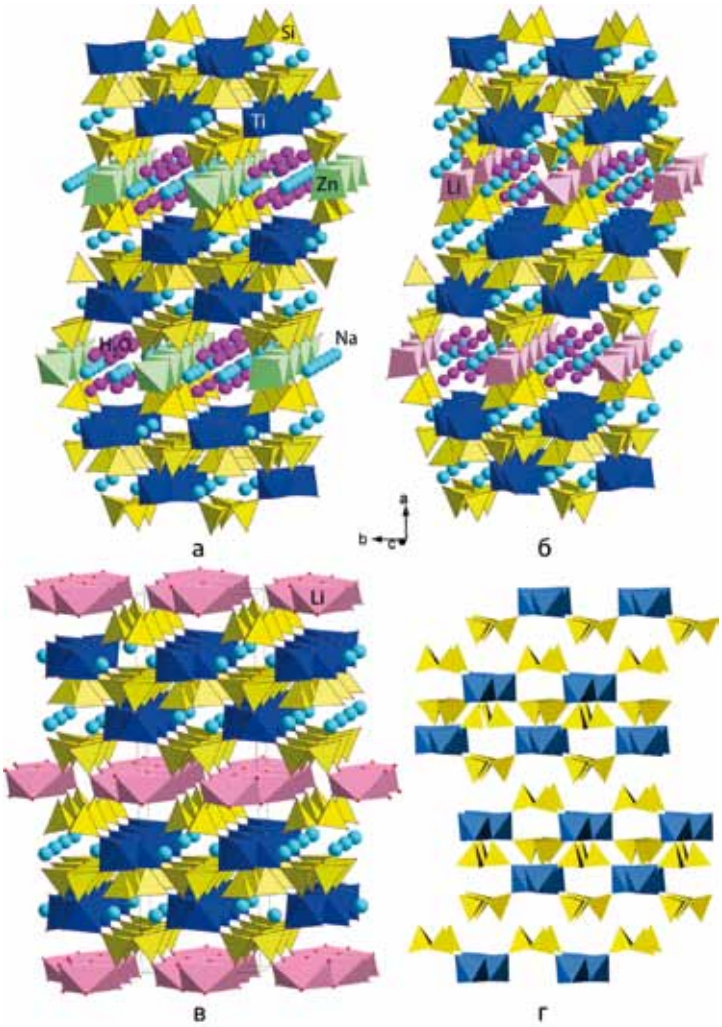


Рис. 1. Кристаллические структуры кукисвумита (а), линтисита (б), елисеевита (в) и L3 (г) построенные по CIF-файлам базы данных AMCSD.

Единственный представитель рассматриваемого семейства синтетического происхождения – Na аналог линтисита АМ-4 [1] – поначалу безуспешно пытались использовать в качестве сорбента [2, 3]. Первые результаты получены не с каркасными титаносиликатами этого типа, а с продуктами их декатионизации K3 и L3 (на основе соединений с 2- и 1-валентными «сшивающими» катионами) [4, 5]. Обе производные можно легко получить обработкой соответствующих соединений семейства линтисита (L3) – кукисвумита (K3) раствором HCl (протонирования), в ходе которой происходит удаление «сшивающих» и внекаркасных катионов / молекул воды по схеме «монокристалл в монокристалл». Соединения K3 и L3, состоящие из удерживаемых водородными связями электронейтральных титаносиликатных наноблоков $Ti_2Si_4O_{10}(OH)_{14}$ (рис. 1 г), представляют собой готовые прекурсоры новых кукисвумитоподобных каркасных титаносиликатов путём интеркаляции ионов Li^+, Na^+, K^+, Ca^{2+}, Cs^+ и Ag^+ в межблоковое пространство [4, 5] без изменения морфологии исходных кристаллов:

$(Na_{0.01}K_{0.01})_{\Sigma 0.02}[(Ti_{1.94}Nb_{0.01}Fe^{3+}_{0.02})_{\Sigma 1.97}Si_4O_{9.88}(OH)_{4.12}]$ – **K3**;
$(Na_{1.63}Ca_{0.40}K_{0.05})_{\Sigma 2.08}[(Ti_{1.70}Nb_{0.15}Fe^{3+}_{0.02})_{\Sigma 1.87}(Si_{3.81}Al_{0.22})_{\Sigma 4.03}O_{11.86}(OH)_{2.14}]$ – **K3:NaCa**;
$(Na_{1.30}Li_{1.00}K_{0.04})_{\Sigma 1.34}[(Ti_{1.79}Nb_{0.12}Fe_{0.07})_{\Sigma 1.98}(Si_{3.82}Al_{0.18})_{\Sigma 4}O_{12.13}(OH)_{1.87}]$ – **K3:NaLi**;
$(Na_{1.36}K_{0.01}Cs_{0.12})_{\Sigma 1.49}[(Ti_{1.90}Fe_{0.06}Nb_{0.04})_{\Sigma 2.00}(Si_{3.96}Al_{0.04})_{\Sigma 4}O_{11.40}(OH)_{2.60}]\cdot 2.10H_2O$ – **K3:NaCs**;
$(Ag_{1.39}Zn_{0.03})_{\Sigma 1.42}(Ti_{1.70}Fe_{0.05}Nb_{0.04})_{\Sigma 1.79}Si_4O_{10.56}(OH)_{3.44}$ – **K3:Ag**.

В этом ряду особый интерес представляет соединение K3:Ag – многократно регенерируемый сорбент I из водных растворов (^{129}I и ^{131}I – наиболее опасные радионуклидов). В ходе взаимодействия K3:Ag с ионами I^- происходит миграция ионов Ag из внутренних частей кристаллов к поверхности, где образуется устойчивое соединение AgI. При обработке кристаллов K3:AgI раствором азотной кислоты удаётся удалить большую часть AgI и вернуть материал без потери кристалличности к исходному состоянию K3 в результате уже 4-ой трансформации кристаллической структуры по схеме «монокристалл в монокристалл» [5].

В результате протонирования АМ-4 образуется соединение, полностью идентичное L3 из природного линтисита (далее SL3 – **S**ynthetic **L3**) [6]. Микрокристаллический АМ-4 (рис. 2) получен гидротермальным методом [1] из реакционной смеси $TiCl_3$ и $TiCl_4$, производимых на ОАО «СЗМ» (г. Соликамск), и сульфата титаниламмония (СТА), $(NH_4)_2TiO(SO_4)_2\cdot H_2O$ – полупродукта сернокислотной переработки хибинского титанита. Затем полученный порошок подвергался обработке HCl для перевода в SL3 без потери кристалличности слагающих его розеток пластинчатых кристаллов АМ-4.

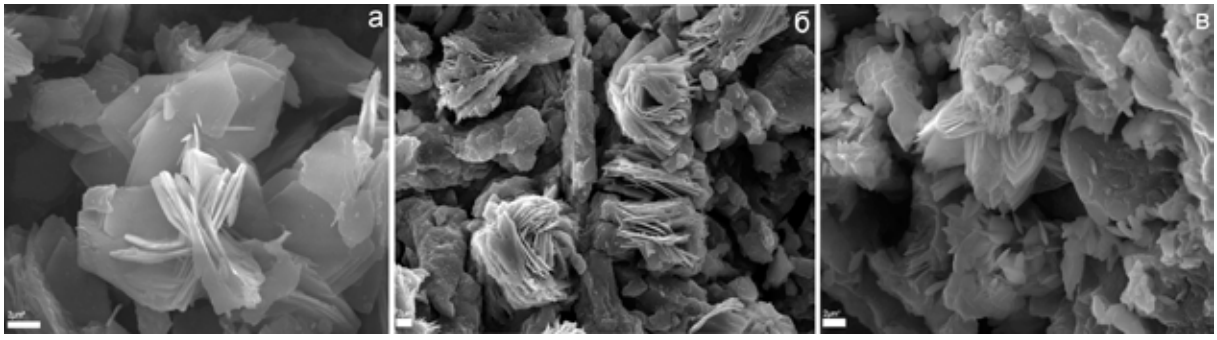


Рис. 2. Розетки АМ-4, полученные на основе $TiCl_3$ (а), $TiCl_4$ (б) и СТА (в). Во вторичных электронах.

При обработке SL3 водным раствором соли Ag или смешанным раствором гидроксида Na и хлорида Cs содержание катионов Ag^+, Cs^+ и Na^+ в образующихся титаносиликатах достигает максимума через 7 час. В течение следующих 10-24 час. содержание катионов уменьшается вследствие обратного протонирования, затем оно вновь растёт, снова уменьшается и т. д. Имеют место затухающие автоколебания состава раствора и сорбента, обусловленные конкуренцией процессов интеркаляции катионов между титаносиликатными наноблоками SL3 и их обратной замены протонами по схеме $M^+ + O^{2-} \leftrightarrow \square + (OH)^-$ (рис. 3).

Изучение модифицированных титаносиликатных продуктов при помощи сканирующего электронного микроскопа LEO-1450 показало полное сохранение морфологии розеток AM4/SL-3 и однородное распределение внедрённых катионов в объёме кристаллов SL3:*M*. Химические формулы полученных соединений могут быть записаны по аналогии с формулой АМ-4:

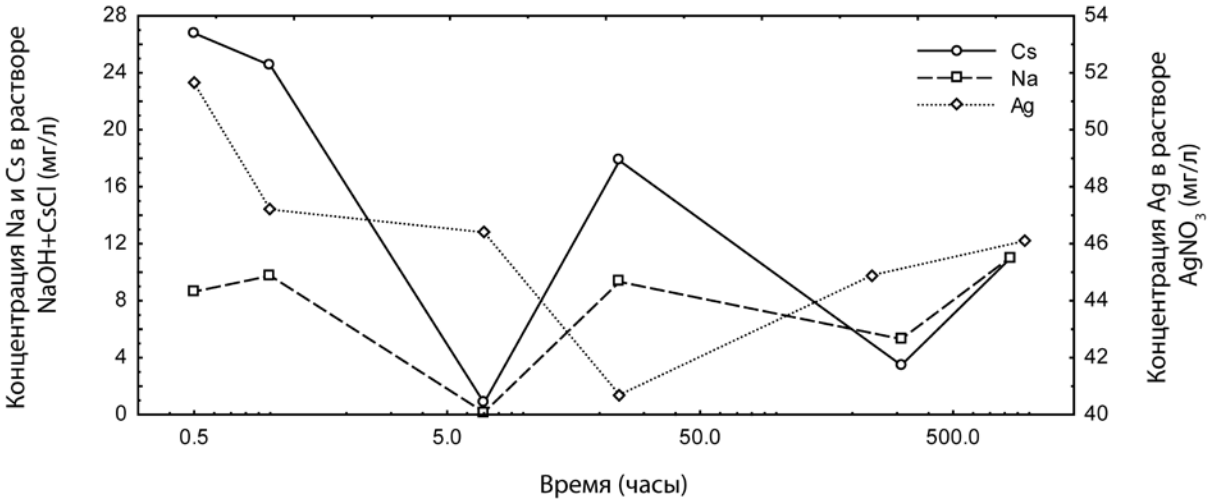


Рис. 3. Кинетические кривые сорбции Cs, Na и Ag соединением SL3.

$Na_3(Na,H)[(Ti_2O_2)(Si_2O_6)_2]\cdot 2H_2O$ – **AM-4**;
$Ti_2Si_4O_{14}$ – **SL3**;
$CsTi_2Si_4O_{14}\cdot 0.5H_2O$ – **SL3:Cs**;
$Ag_{0.5}Ti_2Si_4O_{14}\cdot 1.2H_2O$ – **SL3:Ag**

Рентгенофазовый анализ порошка получившихся соединений проведен в ресурсном центре СПбГУ «Рентгенодифракционные методы исследования» при помощи порошкового дифрактометра Bruker Phaser D2 с рентгеновской трубкой CuKα при 30 кВ и 10 mA. Во всех случаях зафиксирована близость структуры к таковой SL3 (табл.) с большим или меньшим увеличением параметра ***a*** элементарной ячейки вследствие раздвигания соседних титаносиликатных наноблоков сорбируемыми катионами и водой. Аналогичные изменения зафиксированы при изучении трансформации K3 [5].

Таблица. Параметры элементарной ячейки AM-4, SL3 и SL3:Ag.

Соединение	AM-4	SL3	SL3:Ag
Простр. группа	*C2/c*	$P2_1/c$	$P2_1/c$
a(Å)	29.65	23.35	11.90
b(Å)	8.63	8.733	8.736
c(Å)	5.21	5.199	5.195
α°	89.6	88.27	100.93
β°	89.6	88.27	100.93
γ°	89.6	88.27	100.93
V(Å^3)	1333.6	1059.7	530.30

Исследования позволили понять причины сосуществования таких структурно-различных минералов, как линтисит и пункаруайвит, образующихся самосборкой тех же составных частей (наноблоков $Ti_2Si_4O_{10}(OH)_{14}$, катионов Li^+ и Na^+). Разработан способ получения многократно регенерируемых сорбентов и катализаторов самосборкой таких же титаносиликатных наноблоков и подходящих катионов [7]: Ag для создания фотокатализаторов и сорбентов иода, Cs для очистки ЖРО и создания сорбентов I, Li для создания катализаторов и элементов питания, и т.д.

Исследования проводились в рамках программы фундаментальных исследований Президиума РАН «Поисковые фундаментальные научные исследования в интересах развития Арктической зоны РФ» при поддержке Фонда содействия развитию малых форм предприятий в научно-технической сфере.

Список литературы

1. Dadachov M.S., Rocha O., Ferreira A. *et al*. Ab initio structure determination of layered sodium titanium silicate containing edge-sharing titanate chains (AM-4) $Na_3(Na,H)Ti_2O_2[Si_2O_6]\cdot 2.2H_2O$ // Chem. Commun. 1997. P. 2371-2372.

2. Decaillon J.G. Study of the ion exchange selectivity of layered titanosilicate $Na_3(Na,H)Ti_2O_2[Si_2O_6]_2ċ2H_2O$, AM-4, for strontium // Solvent Extraction and Ion Exchange. 2000. V. 20. P. 273-291.
3. Al-Attar L., Dyer A., Paajanen A. *et al*. Purification of nuclear wastes by novel inorganic ion exchangers // J. Mater. Chem. 2003. N13. P. 2969-2974.
4. Yakovenchuk V.N., Krivovichev S.V., Pakhomovsky Ya.A. *et al*. Microporous titanosilicates of the lintisite-kukisvumite group and their transformation in acidic solutions // Minerals as Advanced Materials II. Berlin, Heidelberg: Springer-Verlag, 2012. P. 229-238.
5. Kalashnikova G.O. Selivanova E.A., Yakovenchuk V.N. *et al*. Titanosilicate nanopuzzle based on single-crystal-to-single-crystal transformation of kukisvumite → $Ti_2Si_4O_{10}(OH)_4$ // Minerals as advanced materials III. Int. workshop. Kirovsk, 25-29.06.2013. P. 45-48.
6. Спиридонова Д.В., Кривовичев С.В., Яковенчук В.Н. Синтез и структура $Ti_2(OH)_2[Si_4O_{10}(OH)_2](H_2O)_2$ – нового слоистого титаносиликата // Тез. VI нац. крист. конф. Суздаль, 1-4 июня 2011 г. С. 148-149.
7. Калашникова Г.О., Николаев А.И., Герасимова Л.Г. и др. Заявка на патент 2014114241 РФ, МПК C01G 23/00, C01B 37/00, 33/20 (2006.01). Способ получения кристаллического титаносиликата / ИХТРЭМС КНЦ РАН и КНЦ РАН. № 2014114241/20. Заявл. 10.04.14.

ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ И РАСПРОСТРАНЕННОСТЬ МИНЕРАЛОВ ГРУППЫ КРИЧТОНИТА В ПРОТЕРОЗОЙСКИХ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСАХ КОЛЬСКОГО РЕГИОНА

Карпов С.М., Волошин А.В., Савченко Е.Э., Чернявский А.В.

Геологический институт КНЦ РАН, г. Апатиты, skarpov@geoksc.apatyti.ru

Минералы группы кричтонита относятся к сложным оксидам – титанатам с общей структурной формулой: $^{XII}A^{VI}B^{IV}T_2{}^{VI}C_{18}(O)_{38}$ [14]. Топологически их структура представляет собой анионный каркас из плотнейшей 9-слойной упаковки кислорода в последовательности *…ггкггк…* [10]. Основным мотивом структуры служат двойные 6-членные (позиции M4 + M5) и 3-членные (позиция M3) кольца октаэдров, содержащих C1 и C2 катионы (рис. 1). Эти кольца формируют жесткий каркас. Они связаны между собой вершинами двух тетраэдров M2 (T-катионы) и октаэдра M1 (B-катионы). Позиция M0 расположена в одном из кубических анионных слоёв и занята крупными A-катионами с координацией 12.

Группа кричтонита включает 14 минеральных видов (табл. 1). Их систематика и номенклатура основана на заселенности крупными A-катионами позиции M0 (Sr, Pb, Ca, Na, K, LREE, Ba, U) и B-катионами позиции M1 (Mn, Y, HRE, U, Zr, Fe).

Таблица 1. Структурные формулы минералов группы кричтонита согласно формуле $^{12}A^{6}B^{6\,IV}T_2C1_6{}^{6}C2_{12}(O)_{38}$.

Минеральный вид	Структурные позиции					
	M0 (A)	**M1 (B)**	**M2 (T)**	**M3 (C1)**	**M4-5 (C2)**	**O**
Кричтонит	Sr, Ba, Pb	Mn	$(Fe, Zn)_2$	$(Fe, Ti)_6$	Ti_{12}	O
Дессауит-(Y).	Sr,Pb	Y,U	$(Fe, Zn)_2$	$(Fe, Ti)_6$	Ti_{12}	O
Мапиквироит [9]	Sr,Pb	U,Y	Fe_2	$(Fe^{3+},Cr^{3+},Ti)_6$	Ti_{12}	O
Грамаччиолиит-(Y)	Pb,Sr	Y,Mn	$(Fe, Zn)_2$	$(Fe, Ti,)_6$	Ti_{12}	O
Алмейдаит [2]	Pb	Mn,Y	Zn_2	$(Fe^{3+},Ti)_6$	Ti_{12}	OH,O
Клёзонит	Pb,Sr	U	$(Fe, Zn)_2$	$(Fe, Ti)_6$	Ti_{12}	O,OH
Сенаит	Pb, Sr	Mn	$(Fe, Zn)_2$	$(Fe, Ti)_6$	Ti_{12}	O,OH
Пазероит [12]	Pb	Mn^{2+}	$(Mn^{2+},Fe^{3+})_2$	$(V^{5+}, Ti)_6$	Ti_{12}	O
Ландауит	Na, Pb	Mn, Y	Zn_2	$(Ti, Fe, Nb,)_6$	Ti_{12}	O,OH
Давидит-(Ce)	Ce, La, Ca	Y,HREE,U	$(Mg, Fe)_2$	$(Fe, Cr, V, Ti)_6$	Ti_{12}	O,OH
Давидит-(La)	La, Ce, Ca	Y,HREE,U	$(Mg, Fe)_2$	$(Fe, Cr, V, Ti)_6$	Ti_{12}	O,OH
Ловерингит	Ca, LREE	Zr, Fe	$(Mg, Fe)_2$	$(Fe, Cr, V, Ti)_6$	Ti_{12}	O
Линдслейит	Ba, K	Zr, Fe	$(Mg, Fe)_2$	$(Cr, Fe, Ti)_6$	Ti_{12}	O
Матиасит	K, Ba, Sr	Zr, Fe	$(Mg, Fe)_2$	$(Cr, Fe, Ti,)_6$	Ti_{12}	O

Примечание. Таблица дана по [16, 17] с дополнениями авторов. Структурная позиция M3-4-5 (C) разделена на M3(C1) и M4-5(C2).

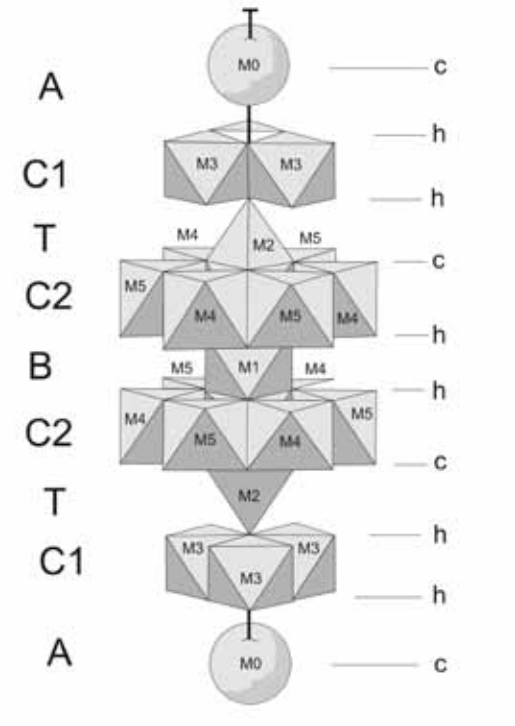


Рис.1. Полиэдрическая модель структуры минералов группы кричтонита [10]. Справа – последовательность слоев плотнейшей 9-слойной упаковки кислорода, слева – заселенность катионами структурных позиций согласно общей формуле: $^{12}A^{6}B\,^{4}T_2{}^{6}C1_6{}^{6}C2_{12}(O)_{38}$, цифры вверху – координационные числа.

Распространенность, разнообразие и морфология минералов группы кричтонита

История изучения минералов группы кричтонита в Кольском регионе начинается с обнаружения хромового давидита в альбит-карбонатных метасоматитах Салла-Куолаярвинской структурной зоны [1]. Вторая находка в России – ловерингит массива Ласт-Явр [6]. Позднее минералы этой группы описаны в ксенолитах и переработанных вмещающих породах Хибин и Ловозера [4, 5, 7, 18]. В рамках исследований V минерализации в колчеданных проявлениях Имандра-Варзугской структурной зоны (ИВСЗ) и других геологических формаций палеопротерозойских рифтогенных (синклинорных) структур нами установлено широкое распространение и видовое разнообразие минералов группы кричтонита. Они выявлены в колчеданных проявлениях двух рудных узлов в западной части ИВСЗ и уч. Брагино Ю.-Печенгской структурной зоны (ЮПСЗ) [3], а также в альбит-карбонатных метасоматитах U-Au проявлений Салла-Куолаярвинской структурной зоны (СКСЗ) (рис. 2).

Обычно минералы группы кричтонита приурочены к определенным частям разреза, занимая узкие зоны в приподошвенной части колчеданных тел и кровельной части метасоматитов. В ИВСЗ они выявлены на участках Пирротиновое ущелье и Центральный, отстоящих друг от друга на 18 км. Участок Пирротиновое ущелье в рудном узле Вост. Пирротины (ВП) состоит из трех

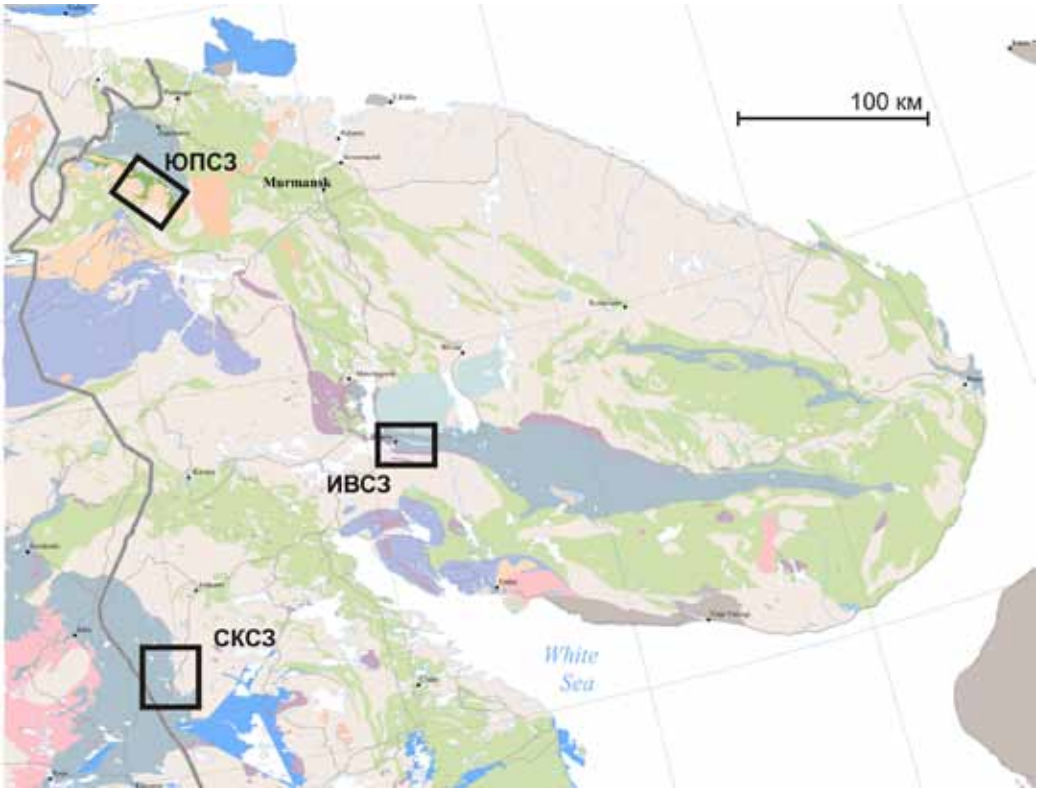


Рис. 2. Участки нахождения минералов группы кричтонита:
ИВСЗ – западная часть Имандра-Варзугской структурной зоны; ЮПСЗ – ЮВ часть Печенгской структурной зоны; СКСЗ – восточная часть Салла - Куолаярвинской структурной зоны. Геологическая основа по [11].

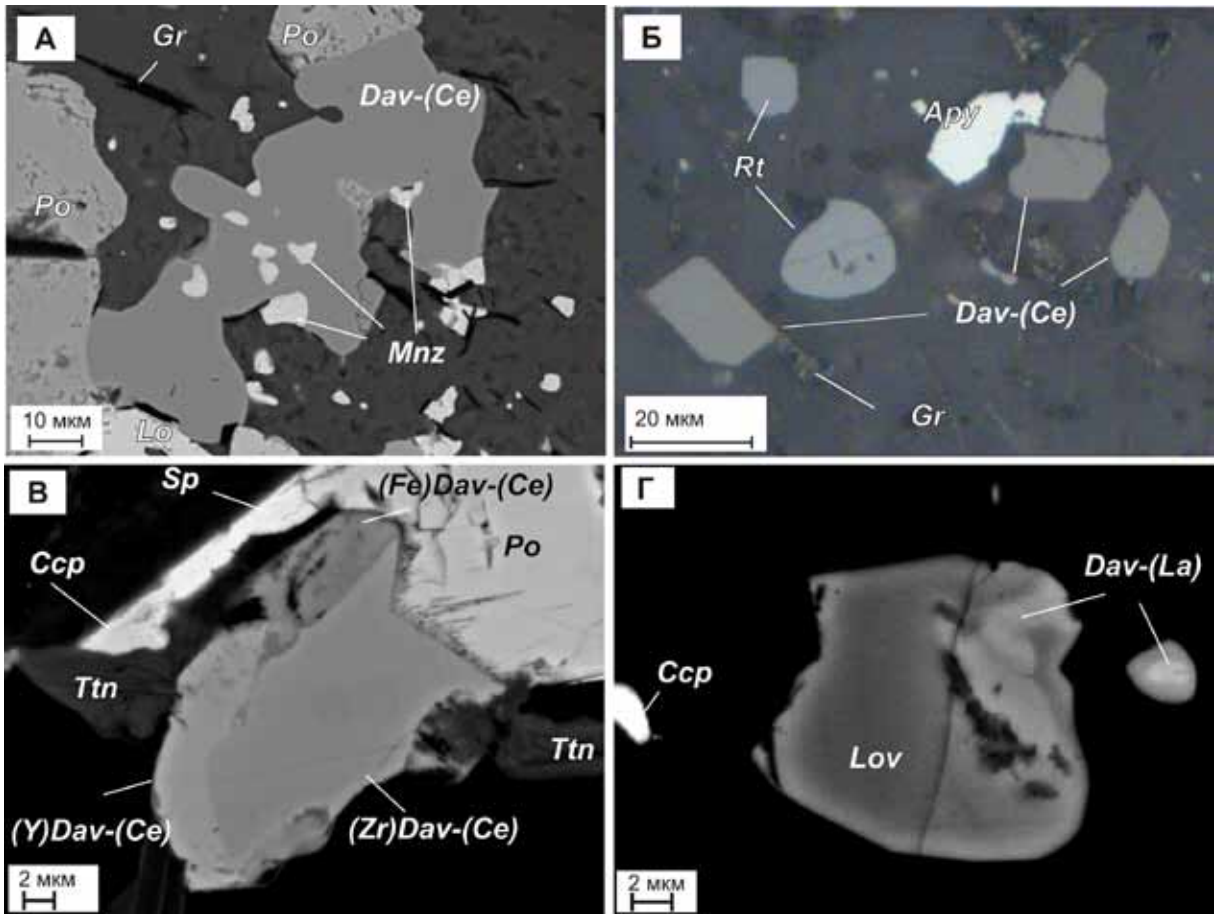


Рис. 3. Морфология минералов группы кричтонита в колчеданных рудах Пирротинового ущелья.

А – сростки индивидов давидита-(Ce) (*Dav-(Ce)*) с включениями монацита (*Mnz*) и пирротина (*Po*); Б – эвгедральные однородные зерна давидита-(Ce). В – неоднородность давидита-(Ce) блочного типа; Г – зональная фазовая неоднородность в ловерингит (*Lov*) – давидит-(La) агрегате. *Apy* – арсенопирит; *Lo* – лёллингит; *Rt* – рутил; *Gr* – графит; *Ttn* – титанит. Верхний рисунок справа – в отраженном поляризованном свете, остальные – в отраженных электронах (BSE).

колчеданных рудных тел, залегающих на разных уровнях разреза. Минералы группы кричтонита здесь представлены тремя видами: давидит-(Ce), давидит-(La) и ловерингит. Выделения этих минералов мелкого размера в виде сростков и эвгидральных зерен в ассоциации с другими рудными минералами (рис. 3). Сростки содержат мелкие включения пирротина, графита и монацита. Неоднородность минералов группы

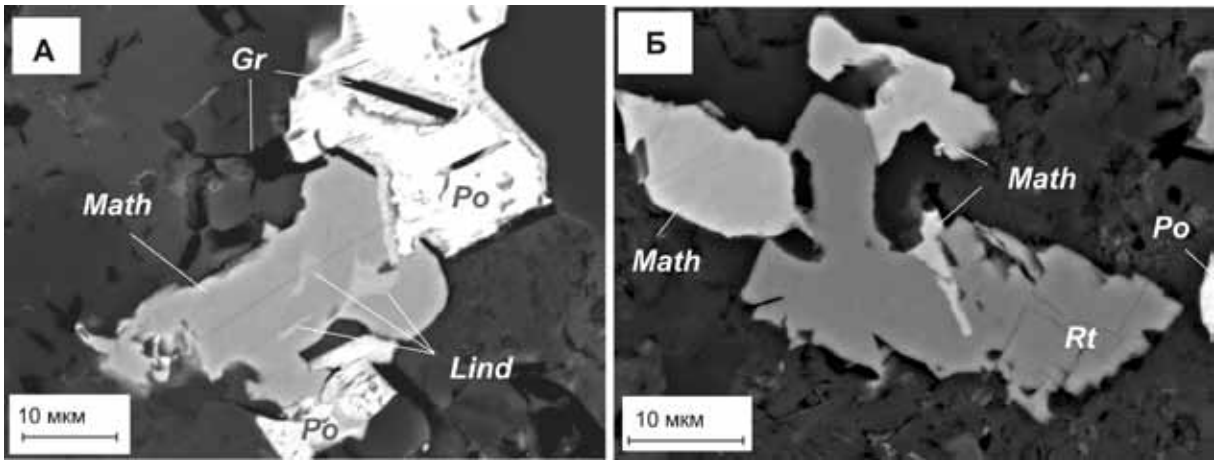


Рис. 4. Выделения минералов группы кричтонита в колчеданных рудах Центрального участка.

А – реликты линдслейита (*Lind*) в матиасите (*Math*). Б – однородные зерна матиасита в срастании с рутилом (*Rt*). *Po* – пирротин, *Gr* – графит. Изображения BSE.

кричтонита на участке проявлена неодинаково. Она наиболее выражена в восточном рудном теле, где отмечается блоковое и зональное строение агрегатов. Неоднородность блочного типа вызвана флуктуациями соотношений катионов группы ***B,*** занимающих позицию M1 в структуре минерала (Y, Fe, Zr, иногда Sc) с четкими границами между разновидностями (или видами ?). Неоднородность второго типа – фазовая. Она обусловлена доминированием разных видообразующих катионов ***A*** в позиции ***M0*** (REE и Ca). Согласно номенклатуре, это соответствует давидиту и ловерингиту. Распределение этих минеральных видов в пределах агрегата зональное: центральная часть сложена давидитом-(Ce) или давидитом-(La), краевая часть – ловерингитом. Границы между видами отчетливые.

На Центральном участке Зап. Пирротинов (ЗП) минералы группы кричтонита представлены линдслейитом и мастиаситом. Линдслейит индивидуализированных зерен и кристаллов не образует. Минерал отмечен в виде мелких реликтов неправильной формы внутри зерен матиасита (рис. 4). Матиасит обычно наблюдается в виде однородных зерен неправильной формы в тесной ассоциации с рутилом, иногда образуя с ним структуры прорастания.

При изучении минералогии проявлений с Te-Se-Au-U минерализацией в альбит-карбонатных метасоматитах Салла-Куолаярвинской структуры минералы группы кричтонита установлены на участках «Оборона» и «Озерный». Минералы приурочены к кровельной части метасоматитов вблизи контакта с углеродистыми сланцами. По составу они отвечают трём видам: давидит-(Ce), давидит–(La) и сенаитом. Морфология минералов на обоих участках схожая. Это крупные (до 1 см) вкрапленники и неправильные зерна в тесных срастаниях с минералами вмещающих метасоматитов – апатитом, альбитом и рутилом (рис. 5). Отмечается крайне высокая внутренняя неоднородность мозаично-блочного строения, которая обусловлена колебаниями содержаний V и Fe, реже Cr, т.е. катионов в октаэдрических позициях M3. Последней находкой стало обнаружение минералов группы кричтонита в колчеданном проявлении Брагино ЮПСЗ [3].

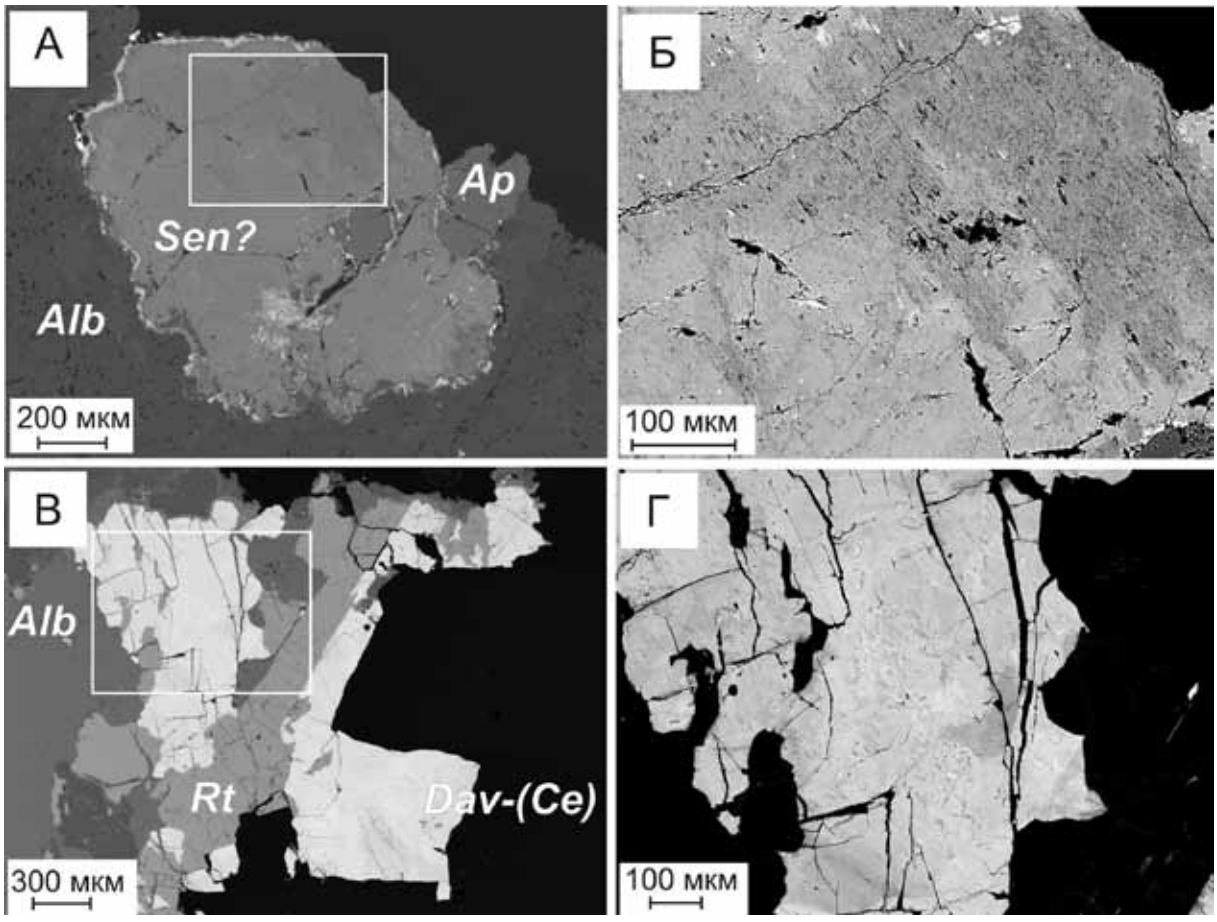


Рис. 5. Морфология минералов группы кричтонита в метасоматитах СКСЗ.

Вверху – участок «Оборона»: А – вкрапленник сенаита (*Sen?*); Б – детали его внутреннего строения. Внизу – участок «Озерный»: В – общий вид давидита–(Ce) (*Dav-(Ce)*), Г – детали внутреннего строения. *Alb* – альбит, *Ap* – апатит, *Rt* – рутил. Снимки BSE.

Особенности химического состава минералов группы кричтонита

В супракрустальных образованиях палеопротерозойского рифтогенных структур Кольского региона установлено 7 минеральных видов группы кричтонита: кричтонит, сенаит, давидит-(Ce), давидит-(La), ловерингит, линдслейит и матиасит. Типичные составы даны в табл. 2.

Таблица 2. Химический состав минералов группы кричтонита протерозойских рифтогенных структур Кольского региона, мас. %.

Оксиды	ИВСЗ						СКСЗ	ЮПСЗ	
	1*	2	3	4	5	6	7*	8	9
La_2O_3	2.54	3.06	0.14	0.00	0.00	0.00	1.01	0.00	0.00
Ce_2O_3	2.72	2.76	0.75	0.88	0.00	0.00	1.43	1.16	0.00
Pr_2O_3	0.31	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Nd_2O_3	0.49	0.00	0.00	0.00	0.0	0.00	0.19	0.20	0.00
Y_2O_3	0.64	1.64	0.34	0.29	0.09	0.14	0.82	1.49	0.00
UO_2	0.86	0.90	0.40	0.53	0.00	0.00	5.85	0.00	4.32
Na_2O	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.11	0.00	0.00
K_2O	0.00	0.00	0.00	0.00	0.34	0.45	0.02	0.00	0.00
MgO	0.47	0.70	1.21	0.91	0.00	0.00	0.06	0.20	0.00
CaO	0.81	0.64	2.48	2.66	0.49	0.57	0.29	0.18	0.29
SrO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.21	0.24	0.21	2.47	0.97
BaO	0.00	0.00	0.00	0.00	3.78	0.00	0.00	0.00	0.00
ZnO	0.50	0.66	0.65	0.65	0.17	0.24	0.00	0.46	0.68
Al_2O_3	2.92	0.60	0.49	0.58	0.00	0.00	0.30	0.36	0.60
Sc_2O_3	2.38	0.63	1.12	0.88	0.34	0.11	0.67	0.64	0.58
SiO_2	0.33	0.21	0.21	0.16	0.00	0.00	0.21	0.02	0.41
TiO_2	53.95	56.92	60.61	60.70	68.20	63.75	52.09	57.82	53.96
ZrO_2	1.21	1.54	2.39	2.59	0.96	0.35	0.15	0.46	0.71
PbO	0.31	0.00	0.36	0.00	0.00	0.00	1.03	1.42	7.33
V_2O_3	13.84	20.02	18.29	19.33	2.16	1.80	8.17	13.28	17.38
MnO	0.16	0.63	0.40	0.53	1.68	2.30	0.06	4.52	0.78
FeO**	10.68	7.96	7.62	7.85	17.39	16.84	18.83	4.23	10.7
NiO	0.00	0.00	0.00	0.06	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Cr_20_3	0.00	0.96	1.01	0.98	0.00	0.00	2.01	6.37	1.30
Сумма***	95.12	100.28[2]	99.13[3]	100.00[4]	95.96[5]	86.89[6]	93.71[7]	95.29	100.01

Примечание. * анализы выполнены на MS-46 Cameca, остальные – на спектрометре Bruker X Flash-5010, СЭМ LEO-1450. ** все Fe посчитано как Fe^{2+}; *** в сумму включено: SO_3: 2-3 – 0.35; 4 – 0.42, 5 – 0.15, 6 – 0.10, 7 – Cl 0.20 (мас. %).

Продолжение табл. 2. Формульные коэффициенты катионов при O = 38 согласно формуле $ABT_2C1_6C2_{12}O_{38}$.

Катионы	ИВСЗ						СКСЗ	ЮПСЗ	
	1*	2	3	4	5	6	7	8	9
La	0.289	0.332	0.090				0.124		
Ce	0.307	0.299	0.198	0.092			0.174	0.130	
Pr	0.035								
Nd	0.054						0.023	0.022	
Ca	0.268	0.203	0.714	0.812	0.159	0.201	0.104	0.059	0.097
Na			0.139				0.069		
K					0.130	0.189	0.009		
Sr					0.037	0.045	0.041	0.438	0.175
Ba					0.453				
Pb	0.026		0.005				0.092	0.117	0.616
A (M0)	***0.979***	***0.834***	***1.146***	***0.903***	***0.779***	***0.434***	***0.635***	***0.765***	***0.888***

Y	0.104	0.256	0.040	0.044	0.014	0.024	0.145	0.242	
U	0.059	0.059	0.016	0.034			0.434		0.300
Mn	0.043	0.158	0.097	0.128	0.434	0.641	0.018	0.517	0.206
Zr	0.181	0.222	0.333	0.360	0.143	0.057	0.024	0.070	0.108
Sc	0.641	0.162	0.339	0.218	0.089	0.030	0.194	0.170	0.158
Fe		0.143	0.175	0.217	0.320	0.248	0.186		0.228
B (M1)	***1.028***	***1.000***	***1.000***	***1.000***	***1.000***	***1.000***	***1.000***	***1.000***	***1.000***
Fe	1.672	1.552	1.366	1.463	1.961	1.943	1.969	1.080	1.843
Ni				0.014					
Mn								0.652	
Zn	0.113	0.144	0.135	0.137	0.039	0.057		0.104	0.157
Mg	0.215	0.304	0.499	0.386			0.031	0.091	
T(M2)	***2.000***	***2.000***	***2.000***	***2.000***	***2.000***	***2.000***	***2.000***	***1.927***	***2.000***
Al	1.060	0.209	0.266	0.195			0.119	0.130	0.221
Si	0.102	0.062	0.040	0.046			0.070	0.006	0.128
Ti	0.514	0.613	0.481	1.001	3.641	3.772	1.063	1.282	0.659
V^{3+}	3.422	4.730	4.923	4.414	0.436	0.392	2.185	3.252	4.347
Fe	1.083	0.267	0.082	0.190	2.155	2.443	3.096	0.001	0.720
Cr	0.000	0.224	0.222	0.221			0.531	1.538	0.321
C1 (M3)	***6.181***	***6.105***	***6.014***	***6.065***	***6.232***	***6.607***	***7.064***	***6.209***	***6.395***
Ti	12.000	12.000	12.000	12.000	12.000	12.000	12.000	12.000	12.000
C2 (M4+M5)	***12.000***	***12.000***	***12.000***	***12.000***	***12.000***	***12.000***	***12.000***	***12.000***	***12.000***

Примечание. 1, 7 давидит-(Ce); 2 давидит-(La); 3, 4 ловерингит; 5 линдслейит; 6 матиасит; 9 кричтонит; 10 сенаит.

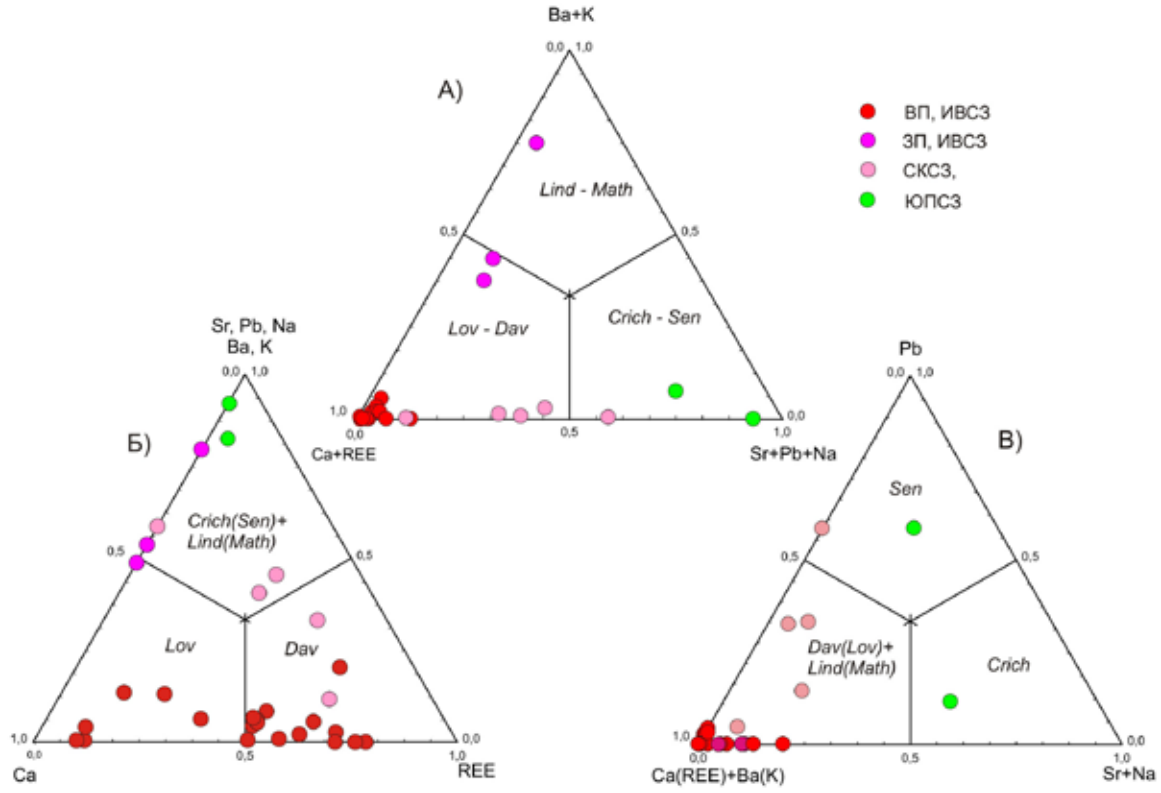


Рис. 6. Составы минералов группы кричтонита рифтогенных структур Кольского региона.

Lov-Dav – ловерингит-давидитовый ряд; *Crich-Sen* – кричтонит-сенаитовый ряд; *Lind-Math* – линдслейит-матиаситовый ряд. Координаты даны в формульных коэффициентах катионов (ф.к.к.).

По преобладанию видообразующих катионов минералы разбиваются на ряды: кричтонит-сенаитовый, давидит-ловерингитовый и линдслейит-матиаситовый (рис. 6 А). Для каждого участка характерен свой набор и соотношение катионов в позиции M0. Для минералов из Пирротинового ущелья отмечается широкий

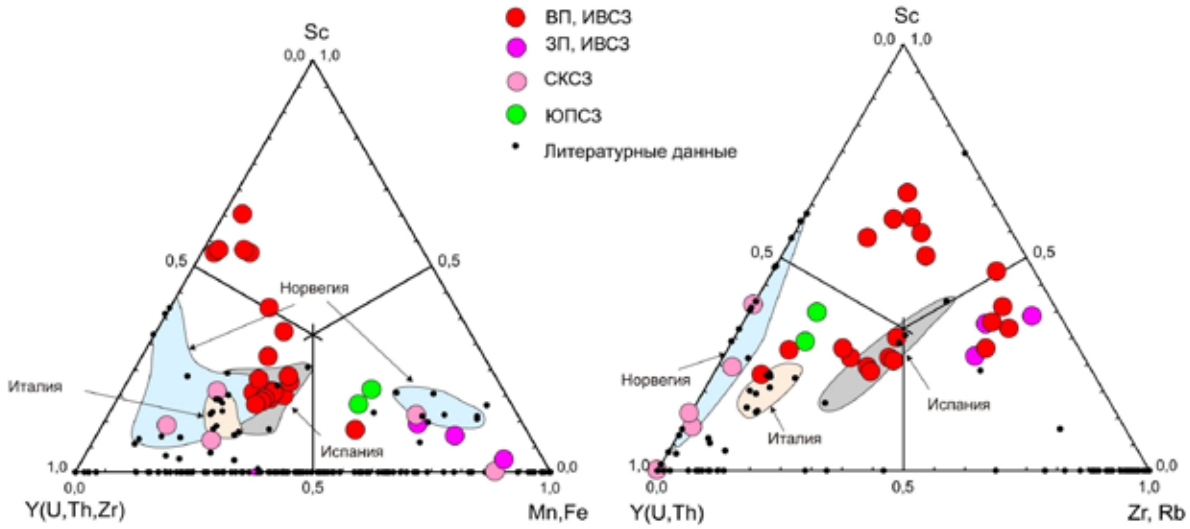


Рис. 7. Распределение B-катионов в структурной позиции M1 минералов группы кричтонита Кольского региона и других регионов мира. Координаты даны в ф.к.к.

изоморфизм между REE и Ca при минимальной активности других элементов (рис. 6 Б). Главная особенность титанатов в участке Центральный – высокие содержания K и Ba, наличие Sr, отсутствие REE и Pb. Минералы группы кричтонита Салла-Куолаярви содержат повышенные концентрации Pb, который в отдельных случаях доминирует в позиции M0 (рис. 6 В).

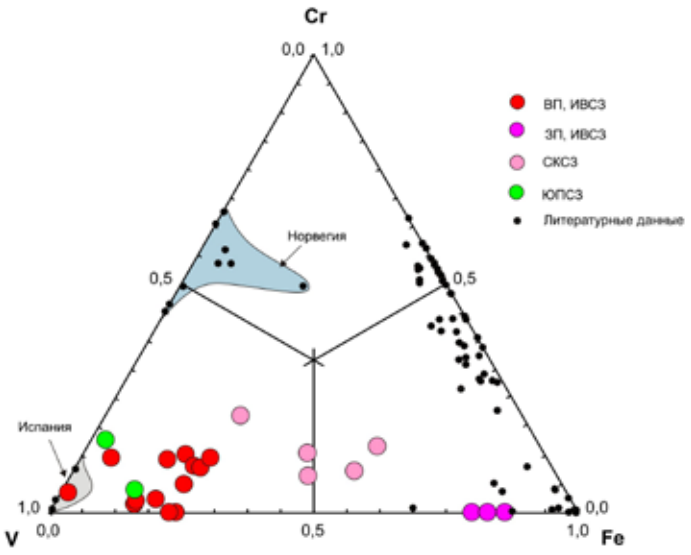


Рис. 8. Тройная диаграмма распределения катионов C1 в структурной позиции M3 титанатов Кольского региона и других районов мира в координатах ф.к.к.: V - Fe - Cr.

Интересно распределение B-катионов в полости M1. Для титанатов Пирротинового ущелья ИВСЗ ведущая роль в этой позиции принадлежит катионам Sc, Y, Zr. Для минералов участка Центральный доминантным является Mn. Для давидитов-(Ce) и сенаитов Салла-Куолаярвиской зоны характерно преобладание U и/или Fe. Общим для всех изученных минералов является существенная роль Sc независимо от видовой принадлежности (рис. 7). В мире примеров столь значимых концентраций Sc в минералах этой группы немного: давидиты-(La) и ловерингиты U-Sc раннепротерозойского пояса Каутокейно в Норвегии [9], давидиты-(La) в колчеданных рудах Ю. Каталонии, Испания [7] и грамаччиолииты-Y о. Самоса, Греция [11].

Еще большее сходство между собой минералов группы кричтонита Кольского региона проявляется в заполнении октаэдрической позиции M3 катионами C1 (Fe, Ti, V, Cr) (рис. 8). Фигуративные точки преобладающего числа индивидов на диаграмме расположены в поле V. Исключением являются матиаситы и линдслейиты ЗП ИВСЗ, где в этой позиции доминируют Fe и Ti. Титанаты ВП ИВСЗ являются существенно ванадиевыми, а давидиты-(Ce) СКСЗ относятся к V-Fe разностям. Из мировых структурных аналогов кричтонита близким по этому параметру являются только минералы двух месторождений: титанаты U-Sc проявлений Норвегии (более Cr) [9], и V давидиты–(La) Испании [7]. Остальные титанаты относятся к Fe-Cr и Fe разностям различных минеральных видов группы кричтонита.

Обсуждение и выводы

Установлено широкое распространение и видовое разнообразие минералов группы кричтонита в супракрустальных образованиях протерозойских рифтогенных структур Кольского региона: Печенга-Варгуга и Салла-Куолаярви. Они приурочены к колчеданным проявлениям и метасоматитам, занимая определенное положение в разрезе рудных тел. Представлены 7 видами: кричтонит, давидит–(Ce), давидит-(La), ловеренгит, сенаит линдслейит и матиасит. Три последних установлены в регионе впервые.

Состав минералов группы кричтонита весьма разнообразен. Только Ti, Fe и O присутствует во всех минеральных видах, формируя жесткий структурный каркас: плотнейшую 9-слойную анионную упаковку, двойные шестерные (M4+M5) и тройные (M3) кольца октаэдрических пустот. Кроме того, Fe занимает тетраэдрическую позицию M2, в большинстве титанатов оно является здесь доминирующим. Заполнение катионами других структурных позиций завист от условий образования и геохимии среды.

Составы минералов группы кричтонита Кольского региона независимо от видовой принадлежности характеризуется высокими содержаниями V (до V_2O_3 до 22 %) и Sc (Sc_2O_3 до 3 %). Катионы этих элементов занимают доминантное положение в соответствующих структурных позициях минералов. Это может свидетельствовать о V и Sc геохимической специализации супракрустальных образований протерозойских рифтогенных структур Кольского региона, в частности, V и Sc специализации докембрийских колчеданных руд.

Список литературы

1. Виноградов А.Н., Пахомовский Я. А., Перлина Г.А. Хромовый давидит и его соотношение с изоструктурным рядом ферротитанитов группы кричтонита-давидита // Новые данные по минералогии магматических и метаморфических комплексов Кольского п-ова. Апатиты: КФ АН СССР, 1986. С. 57-64.
2. Карташов П.М., Тренева Н.В., Мохов А.В. и др. О дефектном цинксодержащем сенаите из редкометальных щелочных гранитов Халдзан-Бурэгтэга, Монгольский Алтай // Докл. АН. 1993. Т. 332. № 6. С. 755-759.
3. Компанченко А.А., Волошин А.В., Базай А.В**.** Ванадиевая минерализация в колчеданных рудах участка Брагино, Ю.-Печенгская структурная зона // Проблемы арктического региона. Матер. XV межд. научн. конф. . Т. 2. . Мурманск, 2015. В печати.
4. Корчак Ю.А. Минералогия пород ловозерской свиты и продуктов их контактово-метасоматического преобразования в щелочных массивах. Дис. уч. ст. к.г.-м.н. Апатиты, 2008. 328 с.
5. Михайлова Э.А., Пахомовский Я.А., Меньшиков Ю.П. Таусонит, бадделеит и вурелайненит из роговиков г. Каскаснюнчорр, Хибинский массив // Тр. межд. Ферсмановской научн. сессии. Апатиты: Изд-во K & M, 2004. С. 28-29.
6. Barkov A.Y., Savchenko Y.E., Men'shikov Y.P. *et al*. Loveringite from the Last-Yavr mafic-ultramafic intrusion, Kola Peninsula: a second occurrence in Russia // Norsk Geologisk Tidsskrift. 1996. N 76. P. 115-120.
7. Barkov A.Y., Fleet M.E., Martin R.F. *et al*. Sr-Na-REE titanates of the crichtonite group from a fenitized megaxenolith, Khibina alkaline complex, Kola Peninsula, Russia: first occurrence and implications // Eur. J. Miner. 2006. V. 18. N 4. P. 493-502.
8. Canet C., Alfonso P., Melgarejo J.-C. *et al*. V-rich minerals in contact-metamorphosed Silurian sedex deposits in the Poblet area, SW Catalonia, Spain // Canad. Miner. 2003. V. 41. P. 561-579.
9. Biagioni C., Orlandi P., Pasero M. *et al*. Mapiquiroite, $(Sr,Pb)(U,Y)Fe_2(Ti, Fe^{3+})_{18}O_{38}$, a new member of the crichtonite group from the Apuan Alps, Tuscany, Italy // Eur. J. Miner. 2014. V. 26. P. 427-437.
10. Grey I.E., Lloud D.J., White J.S. The structure of crichtonite and its relationship to senaite // Amer. Miner. 1976. V. 61. N 11-12. P. 1203-1212.
11. Koistinen T., Stephens M.B. *et al*. Geological map of the Fennoscandinavian Shield, scale 1:2000000. Geol. Survay of Finland, Norway and Sweden, MNR of Russia. 2001.
12. Mills S.J., Bindi L., Cadoni M. *et al*. Paseroite, $PbMn^{2+}(Mn^{2+}, Fe^{2+})_2(V^{5+}, Ti, Fe^{3+})_{18}O_{38}$, a new member of the crichtonite group // Eur. J. Miner. 2012. V. 24. P. 1061-1067.
13. Olerud S. Davidite-loveringite in early Proterozoic albite felsite in Finnmark, N. Norway // Min. Mag. 1988. V. 52. P. 400-402.
14. Orlandi P., Pasero M., Duchi G.e*t al*. Dessauite, $(Sr,Pb)(Y,U)(Ti,Fe3+)_{20}O_{38}$, a new mineral of the crichtonite group from Buca della Vena mine, Tuscany, Italy // Amer. Miner. 1997. V. 82. P. 807-811.
15. Theye Th., Hatert F., Ockenga E. *et al*. Gramaccioliite-(Y): paragenesis, chemistry and structure in a new occurrence, Samos Island, Greece // Eur. J. Miner. 2010. V. 22. P. 443-452.
16. Wülser P.A., Meisser N., Brugger J. *et al*. Cleusonite, $(Pb,Sr)(U^{4+},U^{6+})(Fe^{2+},Zn)_2(Ti,Fe^{2+},Fe^{3+})_{18}(O,OH)_{38}$, a new mineral species of the crichtonite group from the W. Swiss Alps // Eur. J. Miner. 2005. V. 17. P. 933-942.
17. Wülser P. A., Brugger J., Meisser N. The crichtonite group of minerals: a review of the classification // 5th Int. Conf. « Mineralogy & Museums ». Paris, Sept. 5-8th, 2004. Bull. Liaison S.F.M.C. V. 16. P. 76-77.
18. Yakovenchuk V.N., Ivanjuk G.Yu., Pakhomovskii Ya.A. *et al*. Khibiny. Apatity: Laplandia Minerals, 2005. 468 p.

ФЛЮИДНЫЕ ВКЛЮЧЕНИЯ В КВАРЦЕ НА УЧАСТКАХ С УРАНОВОЙ МИНЕРАЛИЗАЦИЕЙ ЛИЦЕВСКОГО РУДНОГО УЗЛА, КОЛЬСКИЙ П-ОВ

Каулина Т.В. [1, 2], Аведисян А.А. [1, 2], Рябуха М.А. [3], Томиленко А.А. [3], Ильченко В.Л. [1], Самигулин Р.Р. [2]

[1] Геологический институт КНЦ РАН, [2] Апатитский филиал МГТУ, г. Апатиты

[3] Институт геологии и минералогии СО РАН, г. Новосибирск

Лицевский район СЗ части Кольского п-ова – один из наиболее перспективных в отношении U. В результате исследований [1, 3] здесь обнаружено около 30 урановых рудопроявлений. Геодинамическая эволюция Лицевского района в составе Центрально-Кольского блока началась в позднем архее и включала несколько тектоно-магматических циклов, в ходе которых повышалось содержание U [1, 4]. Урановые рудопроявления в основном связаны с метасоматическими системами в разломных и сдвиговых зонах [1, 4]. Широкое развитие метасоматических образований обусловлено флюидонасыщенностью сдвиговых зон, что делает необходимым выявление путей миграции флюидов и изучение закономерностей изменения флюидного режима в исследуемых объектах. Изучение флюидных включений в кварце проведено для разных типов пород, отобранных по 3 участкам с урановой минерализацией Лицевского рудного узла: Скальное, Полярное и Дикое (рис. 1).

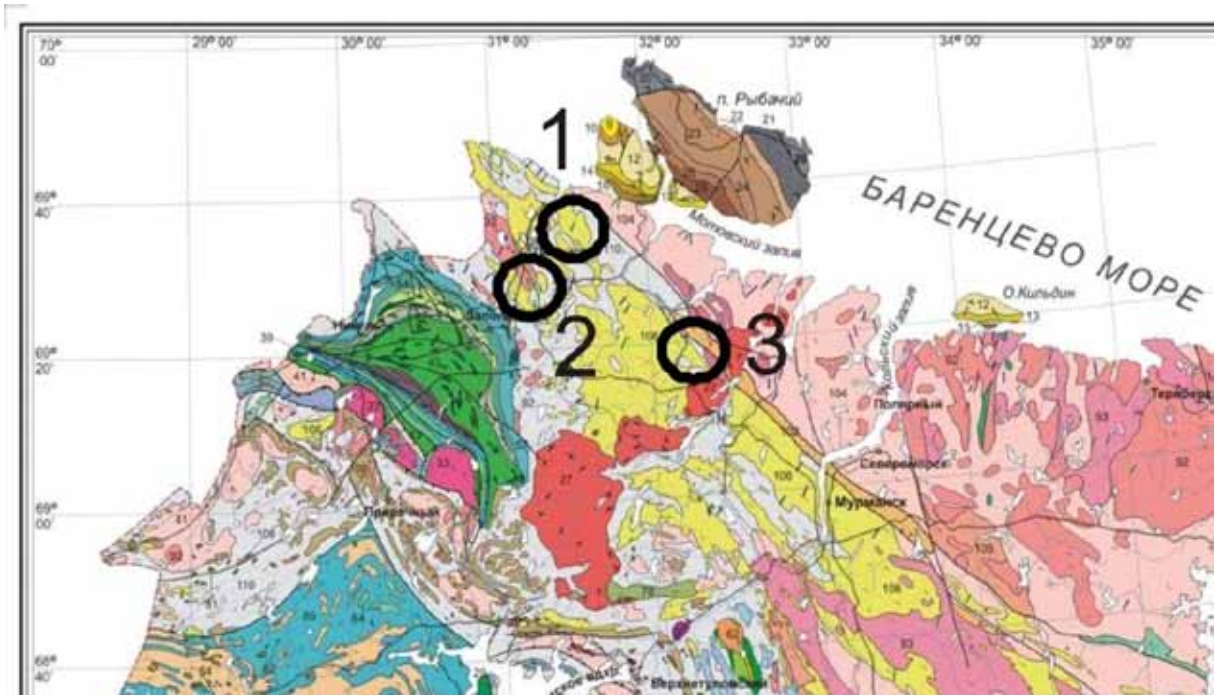


Рис. 1. Фрагмент геологической карты Кольского региона с участками U минерализации в Лицевском районе: Скальное (1), Полярное (2), Дикое (3).

Рудопроявление Скальное расположено на пересечении тектонических зон Колмозеро-Воронья и Ладожско-Баренцевоморской. Урановые аномалии связаны с телами кварц-полевошпатовых метасоматитов и пегматоидных гранитов в мигматизированных биотитовых и гранат-биотитовых гнейсах с прослоями амфиболовых гнейсов и амфиболитов. Максимальное содержание U до 0.4 % [1]. Рудопроявление Полярное расположено на западном фланге Ладожско-Баренцевоморской тектонической зоны рядом с западным экзоконтактом гранитного палеопротерозойского комплекса Каскельявр. Вмещающими породами являются мигматизированные гнейсы кольской серии с жильными телами пегматоидных гранитов, которые пересекаются зонами катаклаза и милонитизации. Содержание U до 0.2 % [3] связано с линзами хлорит-альбитовых метасоматитов и альбититов во внутренних участках зон катаклаза и милонитизации. Рудопроявление Дикое расположено на пересечении Лицко-Арагубской тектонической зоны и Колмозеро-Вороньей. В сильно деформированных биотитовых и двуслюдяных гнейсах выявлены 2 области (1 × 5 и 1.5 × 6 км) СЗ простирания, содержащие жильные тела пегматоидных гранитов и кварц-полевошпатовых метасоматитов с аномальной радиоактивностью (100-2700 мкр/ч) и максимальным содержанием U до 0.2 % [4].

Исследования флюидных включений выполнены в Институте геологии и минералогии СО РАН (г. Новосибирск). Они изучались в зернах кварца во всех типах пород. Во всех шлифах отмечается очень небольшой размер включений, что создает трудности в поиске включений, которые могут быть использованы для проведения микротермометрических исследований. В задачу исследований входило изучение различий в составе флюидных включений в разных типах пород на разных участках. Среди изученных включений выделены типы: 1) первично-вторичные в залеченных трещинах; как правило, 2-фазные и представлены $ЖСО_2$ + $ГСО_2$; 2) водные 2-фазные первично-вторичные и вторичные $ЖН_2О$ + Г; 3) единичные первичные 1-фазные с углекислотой; 4) 2-х фазные сложного состава $ЖСО_2$+N_2+$СН_4$ + $ГСО_2$+N_2+$СН_4$ только в жильных пегматоидных гранитах рудопроявления «Дикое».

По всем трем участкам интервал температур общей гомогенизации (Th) находится в пределах 100-300 °С с максимумом для вторичных, а для участков Скальное, Полярное и первичных включений 150-200 °С. Все включения гомогенизировались в жидкую фазу (рис. 2).

Исследования первичных и вторичных флюидных включений в гранитогнейсах, гнейсах и метасоматитах по 3 участкам позволили установить различия в составе водно-солевой системы и солености (рис. 3). На участке Скальном включения изучены в зернах кварца из гнейсов, плагиогранитов и метасоматитов. В гнейсах обнаружены только первичные включения, характеризующиеся температурами эвтектики (Тэвт) от -20 до -31 °С и температурами плавления льда от – 5 до +0.5 °С (рис. 3). Это свидетельствует о водно-солевой системе состава NaCl и KCl и невысокой солености флюидов от 0.35 до 7.7 мас. % NaCl-экв. В плагиогранитах, отобранных по этому же разрезу, обнаружены первичные и вторичные включения. Первичные имеют Тэвт от -23-24° до 40-41 °С, что говорит об участии флюидов, имеющих разный водно-солевой состав с участием солей KCl и $MgCl_2$.

В значительных пределах изменяется и соленость флюидных включений, от сильно-концентрированных (18.65) до среднесоленых 6.45 мас. % NaCl-экв. Во вторичных включениях Тэвт изменяются от -30 до -41 °С, что говорит о более сложном солевом составе с участием хлоридов K, Mg и Ca. Соленость вторичных включений варьирует в пределах от 0.18 до 9.21 мас. % NaCl-экв (Т плавления льда от – 0.1 до +6.0 °С). В метасоматитах также установлены первичные и вторичные включения. В первичных Тэвт изменяются в узких пределах (- 22, -25 °С), во вторичных - 46 °С, соленость 4.49 и 13.3 мас. % NaCl-экв, то есть устанавливаются различия в составе и солености флюидов первичных и вторичных включений.

На участке «Полярное» включения изучены в гнейсах преимущественно биотитового состава, в гранитогнейсе, в гнейсовидном сиените и метасоматите. В гнейсах установлены первичные и вторичные включения. В первичных Тэвт изменяется от -28 до -69 °С (рис. 3). Последнее значение Тэвт установлено в единичной пробе, поэтому требует осторожного отношения к интерпретации и проведения дополнительных исследований. Тем не менее, такой широкий разброс значений температур эвтектики свидетельствует о сложном солевом составе с участием хлоридов K, Mg и Ca, а также, возможно, Li. Соленость первичных включений в гнейсах изменяется в широких пределах от 1.74 до 10.36 мас. % NaCl-экв. Вторичные близ-

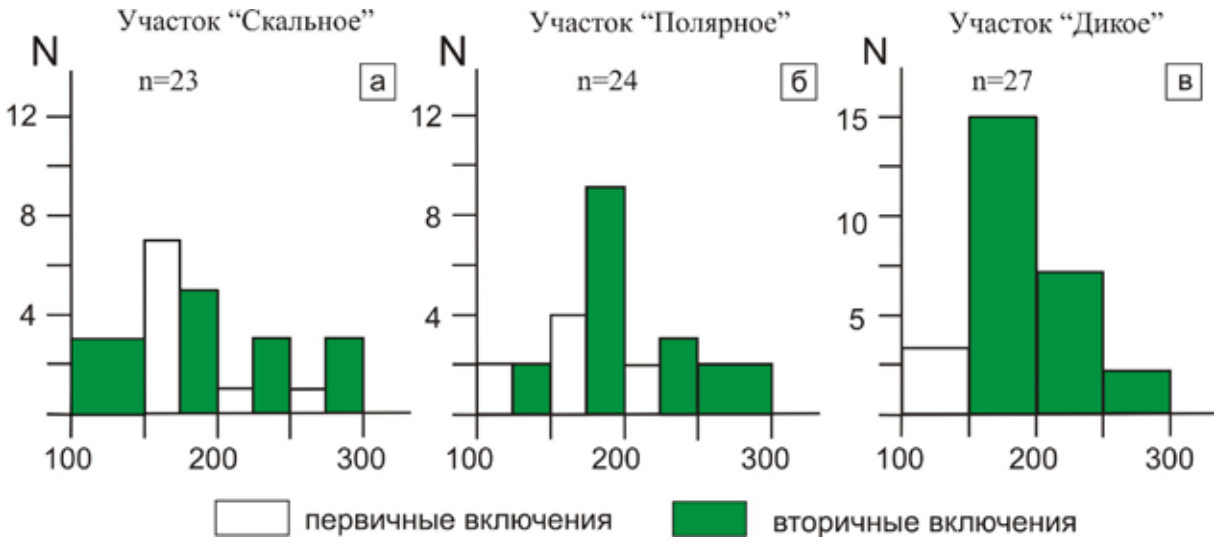


Рис. 2. Гистограммы температур общей гомогенизации флюидных включений в зернах кварца по участкам «Скальное», «Полярное» и «Дикое».

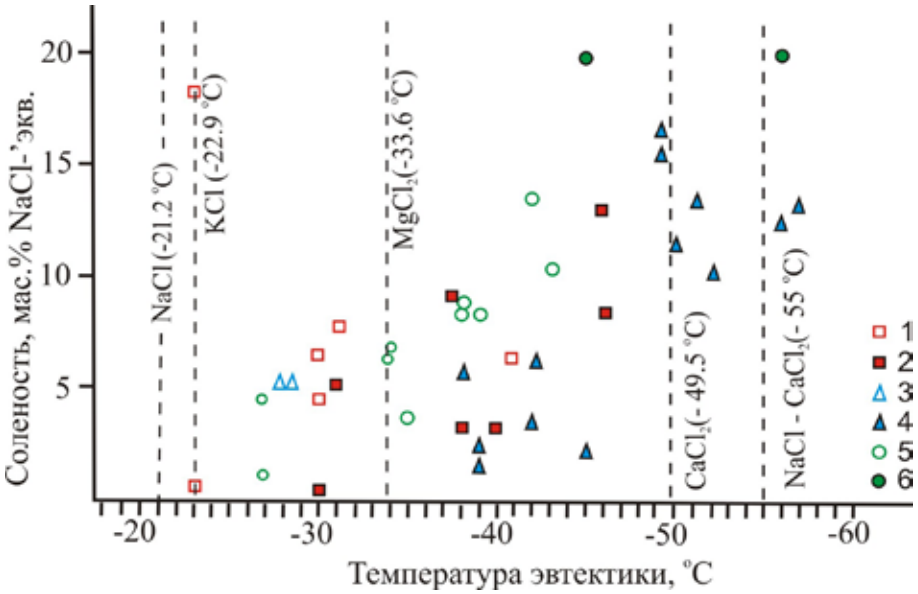


Рис. 3. Значения солености и температур эвтектики в первичных и вторичных включениях по трем участкам с U минерализацией:

1, 2 - «Скальное»; 3, 4 – «Полярное», 5, 6 – «Дикое». 1, 3, 5 – первичные включения; 2, 4, 6 – вторичные, интерпретация согласно [2].

ки по составу и солености к первичным. В них Тэвт изменяются от -25 до -57 °С, а соленость – от 2.07 до 13.4 мас % NaCl-экв. В гнейсогранитах первичные включения, по которым возможно провести микротермометрические исследования, не обнаружены, поэтому температуры эвтектики и температуры плавления льда определены только во вторичных включениях. Температуры эвтектики в них изменяются в довольно узком диапазоне от -42 до -58 °С при солености от 6.01 до 16.9 мас. % NaCl-экв. В метасоматите установлены первичные и вторичные включения, они характеризуются близкими значениями Тэвт и Тпл. льда, т. е. имеют близкий водно-солевой состав и значения солености. Значения Тэвт варьируют от -49 до -57 °С, соленость от 11.7 до 13.9 мас. % NaCl-экв.

В гнейсах участка «Дикое» Тэвт и Тпл льда изучены только в первичных включениях, так как вторичных, достаточных размеров для проведения термометрических исследований, не обнаружено. Установленные значения Тэвт -27 и -38 свидетельствуют о водно-солевой системе с хлоридами K и Mg, и солености от 1.23 до 8.41 мас % NaCl-экв (рис. 3). В биотит-мусковитовом гранитогнейсе также изучены только первичные включения, в которых Тэвт изменялись от -28 до -43 °С, соленость от 6.45 до 13.94 мас. % NaCl-экв. В жильных телах пегматоидных гранитов участка «Дикое» установлено присутствие первичных и вторичных включений. Микротермометрическими исследованиями в первичных установлены Тэвт -35 °С при солености 3.71 мас. % NaCl-экв (Тпл. льда -2.2 °С) а во вторичных интервал изменения Тэвт составляет - 45 до - 57 °С, соленость – от 17.8 до 19.45 мас. % NaCl-экв (Тпл. льда – 14 и -16 °С). В жильных телах пегматоидных гранитов установлен методом КР-спектроскопии (комбинационного рассеяния) тип включений, отсутствующий во всех остальных породах, представленный 2-фазными включениями сложного состава: ЖCO_2+N_2+CH_4 + ГCO_2+N_2+CH_4.

Наряду с микротермометрическими исследованиями индивидуальных включений проведены хроматографические исследования мономинеральных фракций кварца. Они установили, что во всех изученных породах флюид представлен чистой углекислотой с высоким содержанием воды, т. е. его можно охарактеризовать как окисленный. Это подтверждают соотношения CO_2/CH_4 и $CO_2/(CO_2+H_2O)$ в пределах от 4.4-46 и 0.14-0.45.

Таким образом, получены данные о флюидном режиме на трех участках Лицевского района, которые характеризуются разными содержаниями урана и предположительно разным возрастом минерализации. Данные по составу флюидов в комплексе с изотопно-геохимическими и геохронологическими исследованиями позволят определить источник рудного вещества и флюидных потоков, а также определить термальную историю региона и время рудообразования.

Работа выполнена при поддержке гранта РФФИ № 14-05-00443.

Список литературы

1. Афанасьева Е.Н., Михайлов В.А., Былинская Л.В. и др. Ураноносность Кольского п-ова // Материалы по геологии месторождений урана, редких и редкоземельных металлов. М.: ВИМС, 2009. С. 18-26.
2. Бхаттачарайа С., Паниграйн М.К. Гетерогенность флюидных характеристик в районе Рамагири-Пенакачерла восточной части кратона Дарва: связь с золоторудной минерализацией // Геол. и геофиз. 2011. № 11. С.1821-1834.
3. Савицкий А.В., Громов Ю.А., Мельников Е.В. и др. Урановое оруденение Лицевского района на Кольском п-ове, Россия // Геол. руд. месторожд. 1995. № 5. С. 403-416.
4. Serov L. Métallogenèse de l'uranium dans la région de Litsa, Péninsule de Kola, Russie. Docteur de l'Université H. Poincaré (en géosciences). Nancy, France, 2011. 166 p.

ЛОПАРИТОВАЯ МИНЕРАЛИЗАЦИЯ ХИБИНСКОГО МАССИВА

Коноплёва Н.Г.[1], Иванюк Г.Ю.[1, 2], Пахомовский Я.А. [1, 2], Михайлова Ю.А. [1, 2], Яковенчук В.Н. [1,2], Калашников А.О. [2], Икорский С.В.[2]

[1] ЦНМ КНЦ РАН, [2] ГИ КНЦ РАН, г. Апатиты, konoplyova55@mail.ru

Лопарит-(Ce) $(Na,Ce,Sr)(Ce,Th)(Ti,Nb)_2O_6$ типоморфный акцессорный минерал метасоматически измененных приконтактовых разностей пород внутри массива и в его экзо- и эндоконтактах. Его распространение в массиве носит неравномерный характер. На рис. 1 показано расположение лопаритсодержащих пегматитов, минерализованных зон и штуфных проб, отобранных по трем радиальным профилям от краев массива к центру. Видно, что лопарит-(Ce) характерен для покрывающих фоидолитовую толщу метасоматически измененных рисчорритов и лявочорритов (особенно на контакте с ксенолитами фенити-

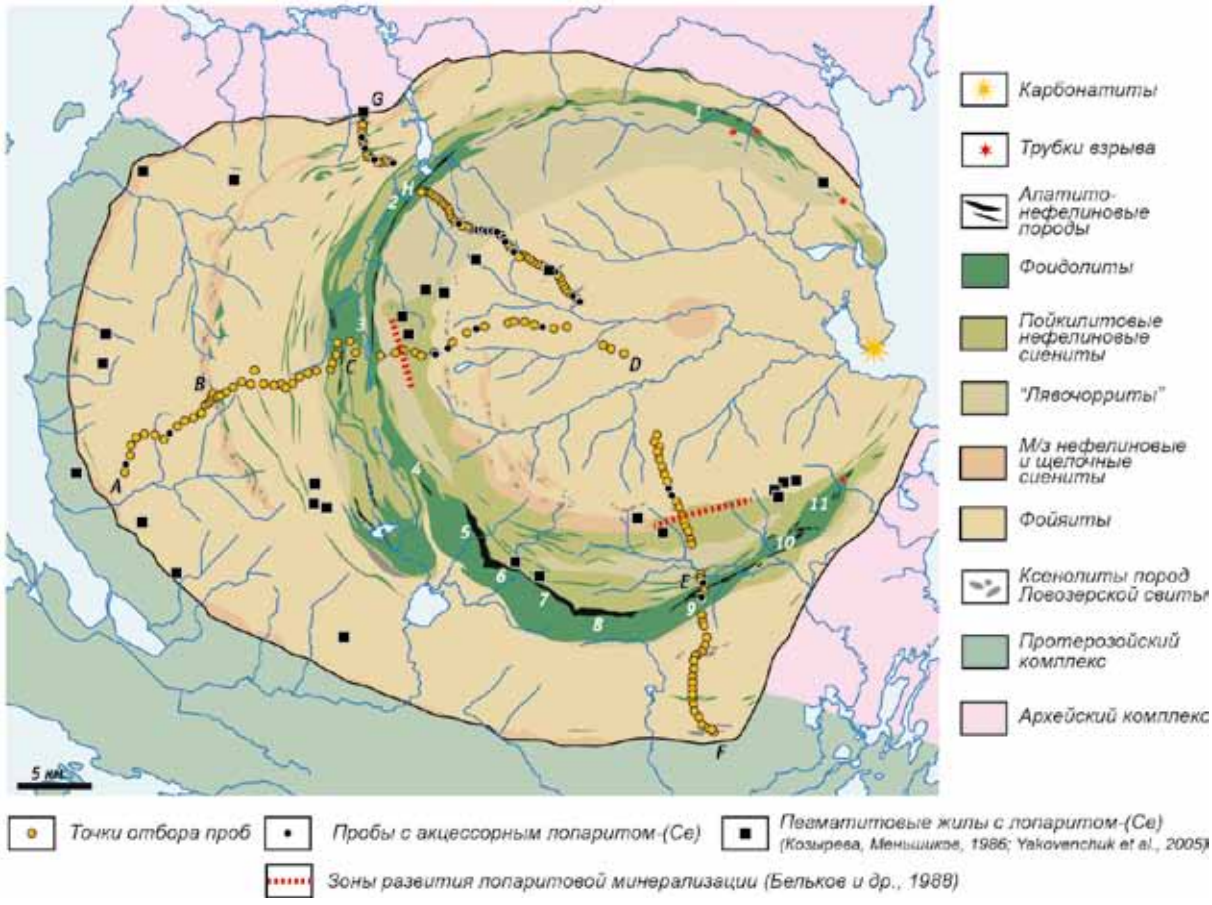


Рис. 1. Геологическая схема Хибинского массива [3]. *A–B–C–D, D –E–F, D–H–G* – профили с точками опробования.

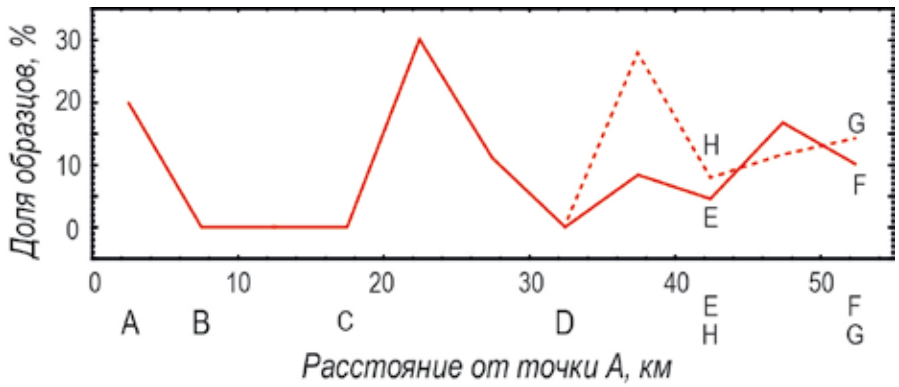


Рис. 2. Встречаемость лопаритсодержащих образцов по профилям *A–B–C–D, D–E–F* и *D–H–G* (пунктир).

зированных вулканогенно-осадочных пород), а также пород краевой части массива (рис. 2). Все лопаритсодержащие пегматиты концентрируются в зоне внешнего контакта массива и вблизи границ фойяитов с породами Главной кольцевой структуры [5, 11]. В керне скважин находки лопарита-(Ce) зафиксированы до глубины 1705 м.

Самые высокие содержания акцессорного лопарита-(Ce) характерны для некоторых разностей альбититов, альбитизированных апобазитовых фенитов и слюдяных рисчорритов [7]. Среди последних, в Эвеслогчоррской зоне смятия в южной и западной части рисчорритового пояса (рис. 1) выявлены два участка развития пород с концентрацией лопарита-(Ce) в полевошпатовых прожилках штокверкового типа и зонах метасоматических изменений. Протяженность каждой из зон достигает нескольких км, видимая мощность 150 м [2].

В породах лопарит-(Ce) находится в виде включений в кристаллах или сегрегациях всех ассоциирующих минералов. Преобладают включения лопарита-(Ce) в нефелине, реже – в микроклине, ортоклазе, амфиболах, эгирине и эгирин-авгите, натролите, альбите, (барито)лампрофиллите, титаните и других минералах. Включения в лопарите-(Ce) представлены нефелином (60 % всех включений), эгирином (20), альбитом (20), калиевым полевым шпатом (10), лампрофиллитом (10) и эвдиалитом (10). Морфология лопарита-(Ce) разнообразна. Помимо хорошо узнаваемых сдвойникованных по флюоритовому закону (псевдо)кубических и кубооктаэдрических кристаллов, широко развиты одиночные полностью или частично ограненные кристаллы (псевдо)кубической, октаэдрической или ромбододекаэдрической форм [8,10], зерна округлой или неправильной формы в интерстициях породообразующих минералов и вытянутые по межзерновым границам (рис. 3).

Состав акцессорного лопарита-(Ce) изменчив. Содержание TiO_2 от 24.37 до 45.5 мас. % (среднее 38.55); Nb_2O_5 от 0.76 до 36.80 (10.64); Ta_2O_5 от 0 до 1.25 (0.39); REE_2O_3 от 17.78 до 39.37 (30.12); SrO от 0.27 до 14.72 (3.50); ThO_2 от 0 до 10.56 (1.45). Нестабильность состава лопарита-(Ce) обусловливает появление разностей, обогащенных тем или иным компонентом [1, 7]. Редкоземельные элементы в лопарите-(Ce) представлены в основном элементами легкой подгруппы – La и Ce (87.28 отн. %). Доля средней подгруппы (Pr, Nd, Sm, Gd, Tb, Dy) составляет 12.69 отн. %, тяжелой (Ho, Er, Yb и Y) – всего 0.03 отн. %. Компонентный анализ данных по составу лопарита-(Ce) выявил общие схемы изоморфизма:

$$Ti^{4+} + Ca^{2+}\ (Prv) \leftrightarrow Nb^{5+} + Na^{+}\ (Lue) \quad \text{и} \quad Ca^{2+} + Sr^{2+}\ (Tsn) \leftrightarrow Na^{+} + REE^{3+}\ (Lop)$$

Температура образования лопарита-(Ce) разными исследователями оценивается в пределах от 200 до 700 ° C [4, 6, 9]. На наш взгляд, оценить закономерности изменения состава лопарита-(Ce) при изменении температурного режима формирования пород можно, используя значимую корреляцию его состава с составом нефелина. Ранее установлено, что состав нефелина является индикатором температуры формирования пород: содержание кремния в нефелине увеличивается с повышением температуры кристаллизации [12]. Как видно из рис. 4, содержания Na, REE, Nb и Fe^{3+} в лопарите-(Ce) возрастают с увеличением Si в нефелине (и с повышением температуры кристаллизации), содержания Ca, Sr, K и Ti уменьшаются. При этом на графиках отчетливо выделяются две группы лопаритсодержащих пород: полевошпатовые уртиты и рисчорриты Главной кольцевой структуры, формирование которых связано с кальсилито-ортоклазовым пойкилобластезом [3, 12], и фойяиты с локализованными в них пегматитами и ксенолитами фенитизированных вулканогенно-осадочных пород. Вероятно, образование этих пород

происходило в разных температурных режимах и на разных этапах формирования массива: 1) на этапе фенитизации вулканогенно-осадочных пород и пород экзо- и эндоконтакта массива, образования фойяитов и связанных с ними высокотемпературных пегматитов; 2) на этапе формирования Главной кольцевой структуры фоидолитов, метасоматического преобразования вмещающих фойяитов в рисчорриты и лявочорриты и образования сравнительно низкотемпературных пегматитов-гидротермалитов. На обоих этапах эволюция состава лопарита-(Ce) происходит по одной схеме: содержания луешитовой (NaNb) и лопаритовой (NaCeTi) компонент возрастают при формировании всё более низкотемпературных парагенезисов за счёт перовскитового (CaTi) и таусонитового (SrTi) миналов (рис. 5).

Исследования проводились по программам № 5 и 27 Президиума РАН и при поддержке РФФИ, грант 12-05-98802.

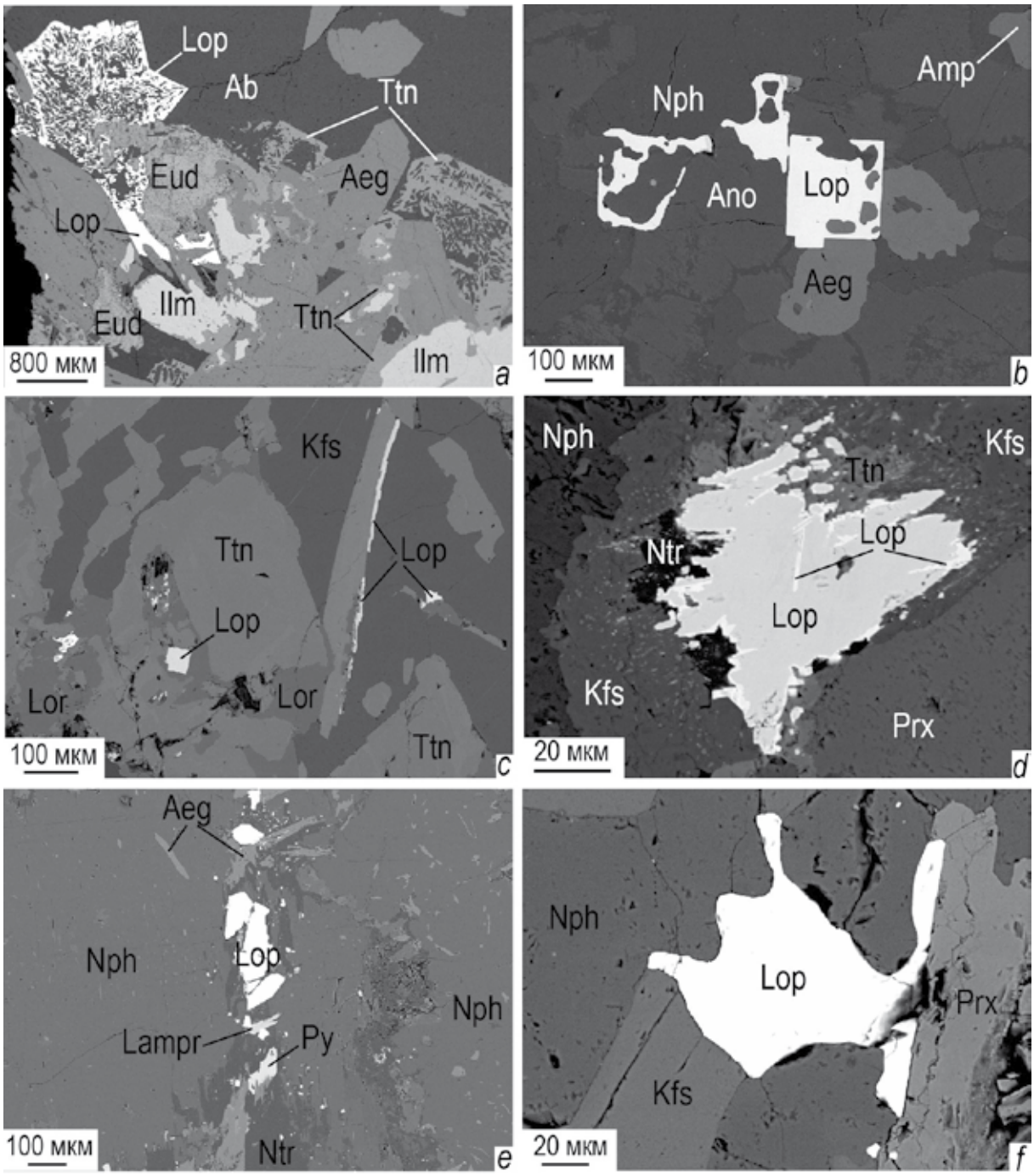


Рис. 3. Морфология лопарита-(Ce): a – в альбит-эгирин-титанитовой жиле г. Партомчорр; b – в апороговиковом фените г. Путеличорр; *c* – в фойяите г. Партомчорр; *d* –в гнейсовидном ийолите месторождения Олений ручей; *e* – в уртите г. Коашва; *f* – в рисчоррите месторождения Олений ручей. Lop – лопарит-(Ce), Lor – лоренценит, Prx – пироксен. Изображения в обратно-рассеянных электронах.

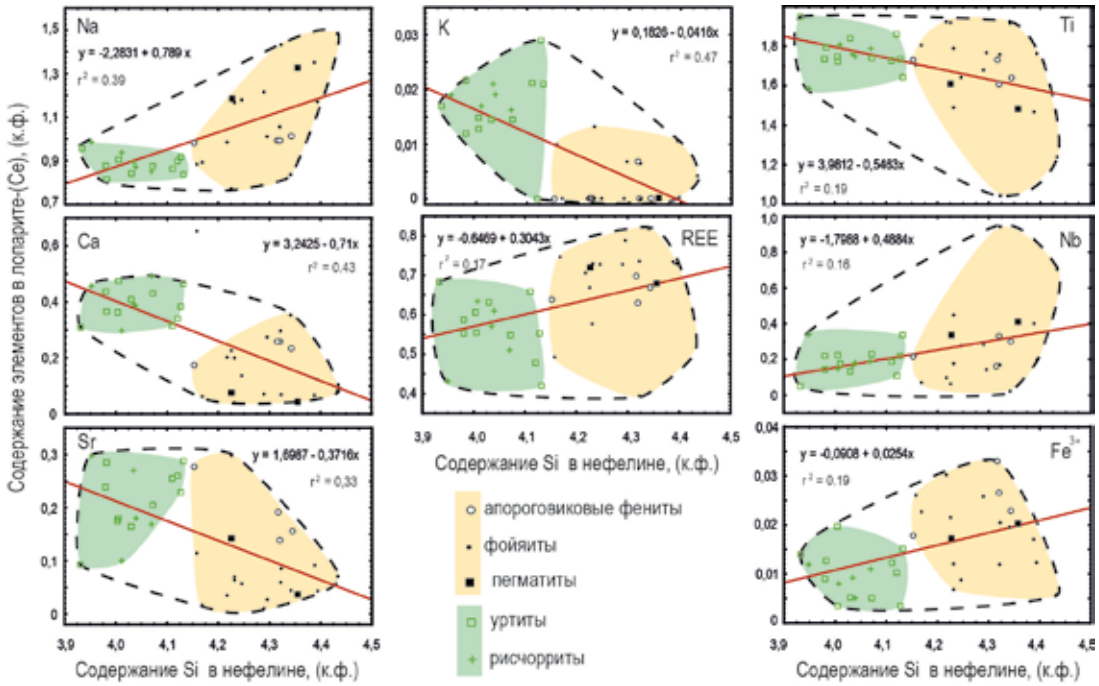


Рис. 4. Корреляция составов лопарита-(Ce) и нефелина (к.ф.).

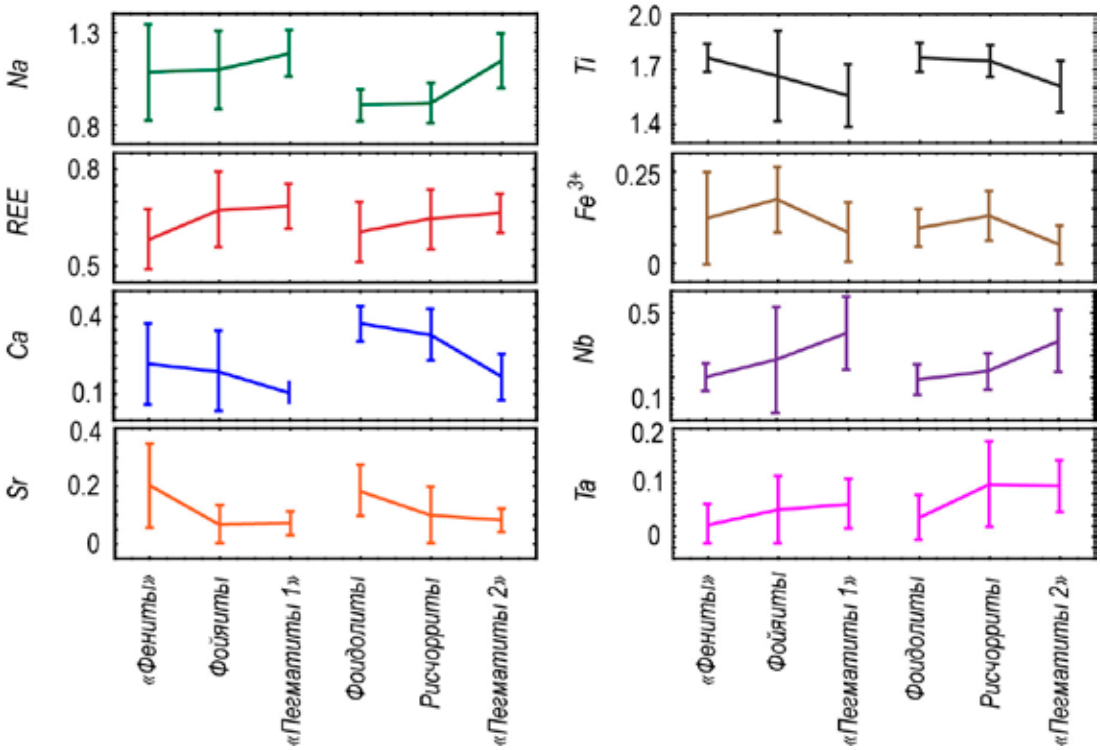


Рис. 5. Средний состав лопарита-(Ce) (к.ф.) в породах Хибинского массива. «Пегматиты 1» – фойяитов краевой и центральной частей массива, «пегматиты 2» – Главного кольца и пограничных с ними.

Список литературы

1. Бородин Л.С., Казакова М.Е. Иринит – новый минерал группы перовскита // Докл. АН СССР. 1954. Т. 97. № 4. С. 725-728.
2. Бельков И.В., Козырева Л.В., Меньшиков Ю.П. Новый тип редкометальной минерализации в щелочных породах // Геол. руд. месторожд. 1988. № 2. С. 90-94.
3. Иванюк Г.Ю., Горяинов П.М., Пахомовский Я.А. и др. Самоорганизация рудных комплексов. Синергетические принципы прогнозирования и поисков месторождений полезных ископаемых. М.: ГЕОКАРТ-ГЕОС, 2009. 392 с.

4. Козырева Л.В. Процессы редкометаллльного минерагенеза в Хибинском массиве // Новые данные по минералогии редких элементов Кольского п-ова. Апатиты: КНЦ АН СССР, 1991. С. 27-36.
5. Козырева Л.В., Меньшиков Ю.П. Пегматитовые поля Хибинского массива и связанная с ними минерализация // Новые данные по минералогии магматических и метаморфических комплексов Кольского п-ова. Апатиты: КФ АН СССР, 1986. С. 3-10.
6. Корчак Ю.А. Минералогия пород ловозерской свиты и продуктов их контактово-метасоматического преобразования в щелочных массивах. Дисс. к.г.-м.н. СПбГУ, 2008. 328 с.
7. Тихоненков И.П., Казакова М.Е. Ниоболопарит – новый минерал из группы перовскита // Зап. ВМО. 1957. № 6. С. 641-644.
8. Тихоненкова Р.П., Казакова М.Е., Катаева З.Т. Типохимизм акцессорного лопарита из щелочных пород и его генетическое значение // Акцессорные минералы магматических и метаморфических пород. М.: Наука, 1982. С. 150-161.
9. Ферсман А.Е. Геохимическая диаграмма Хибинских тундр // Докл. АН СССР. 1931. Сер. А. № 8. С. 193-198.
10. Чирва Е.Ф. Результаты кристаллографического и оптического изучения лопарита Хибинских тундр // Тр. Ломоносовского ин-та геохимии, кристаллографии и минералогии. М.-Л.: Изд-во АН СССР, 1937. Вып. 10. С. 61-71.
11. Яковенчук В.Н., Иванюк Г.Ю., Пахомовский Я.А. и др. Минералы Хибинского массива. М.: Изд-во «Земля», 1999. 326 с.
12. Яковенчук В.Н., Иванюк Г.Ю., Коноплева Н.Г. и др. Нефелин Хибинского щелочного массива, Кольский п-ов // Зап. РМО. 2010. № 2. С. 80-91.

Be МИНЕРАЛИЗАЦИЯ НА СТРЕЛЬЦОВСКОМ U МЕСТОРОЖДЕНИИ, ЗАБАЙКАЛЬЕ

Москалев О.М., Вампилов М.В., Ищукова Л.П., Даниленко В.В.

ГГУ им. Ф. Скорины, г. Гомель, Беларусь, danilenko_vitaliy@bk.ru

Район Стрельцовского U месторождения представляет собой палеозойский жесткий массив, впоследствии осложненный киммерийскими тектоническими движениями, обусловившими расчленение его на отдельные блоки, часть из которых испытывала опускание по крупным разломам. Это определило образование крупных впадин, в которых формировался в течение мезозоя сложный комплекс осадочных и вулканогенных пород. Месторождение находится в одном из вулкано-тектонических блоков, выполненном преимущественно вулканогенными образованиями. Палеозойские породы, слагающие борта и фундамент блока и представленные гранитоидами каледонской и варисской интрузий с ксенолитами метаморфизованных осадочных пород нижне-палеозойского возраста, характеризуют нижний структурный этаж.

Верхний структурный этаж представлен осадочными и вулканогенными породами верхней юры-нижнего мела. Рудовмещающими являются граниты фундамента и все породы осадочно-вулканогенного комплекса. Последний расчленяется на две толщи: нижняя состоит из трех покровов андезито-базальтов и базальтов мощностью от 20 до 500 м, разделенных двумя покровами трахидацитов мощностью от 30 до 400 м. Нижний покров трахидацитов вмещает значительную часть выявленных урановорудных залежей. Эти покровы эффузивов подстилаются пластами осадочных пород (с горизонтами валунных конгломератов в основании разреза), также содержащих U оруденение. Мощность осадочных пород колеблется от 10 до 100 м. Верхняя толща представлена покровами фельзитов, липаритов, андезитов, андезито-базальтов с прослоями конгломератов, песчаников и туфогенно-осадочных пород. Общая мощность верхней толщи 500-600 м.

Район месторождения характеризуется сложным блоковым строением, обусловленным развитием крутопадающих тектонических нарушений широтного, СВ, меридионального и СЗ направлений, амплитуды перемещений по вертикали достигают нескольких десятков метров. Вблизи крутопадающих нарушений развиваются пологопадающие разрывы, приуроченные к контактам литологических разностей пород. Формирование U оруденения происходило в результате гидротермальных процессов в несколько последовательных стадий. Отложению рудных комплексов предшествовали изменения пород, среди которых наиболее интенсивно проявилась аргиллитизация пород вдоль линейных зон и сопровождающих их зон трещиноватости, а также по пологим нарушениям и проницаемым горизонтам пород. Установлена следующая последовательность процессов.

I. Эпигенетические изменения вмещающих пород регионального характера (альбитизация I, гематитизация I, окварцевание I). II. Гидротермальный этап. а) Стадия дорудной аргиллитизации пород. Стадии жильного выполнения и околожильного изменения пород. б) Дорудная (кварц-сидеритовая). в) Рудная (кварц-молибденит-смолковая). г) Пострудная (шамозит-флюорит-кальцитовая). Околожильные (в том числе рудосопровождающие) изменения пород – окварцевание II, альбитизация II, гематитизация II, хлоритизация (шамозитизация), пиритизация и др. III. Гипергенный этап.

Формирование руд проходило на глубине около 700 м от поверхности при температуре 210-180 °С. Температурный интервал образования минералов для всего гидротермального процесса 330-80 °С. Возраст оруденения верхнеюрский-нижнемеловой. Контроль оруденения структурный. Рудные тела локализуются преимущественно в крутопадающих дизъюнктивных нарушениях и зонах крутопадающей трещиноватости во всех литологических разностях пород: трахидацитах, андезито-базальтах, фельзитах, конгломератах и гранитах. По вещественному составу руды относятся к U-Mo формации. Основным U минералом в рудах является U смолка. Кроме U, в рудах содержится Mo, образующий промышленные концентрации, а также минералы Be и F (бертрандит и флюорит). Be минерализация изучена В.П. Роговой (1966). Ею диагностирован и описан бертрандит, который отмечался как редкий и относился к дорудной кварц-пирит-сидеритовой стадии.

За последние время получен большой материал, свидетельствующий о более широком распространении Be минерализации. Это позволило значительно дополнить её характеристику и место в урановорудном процессе. Повышенные концентрации Be до 0.1 % установлены в различных литологических разностях пород: трахидацитах нижнего покрова и их туфах, гранитной гальке базальных конгломератов, андезито-базальтах нижнего покрова. Наиболее благоприятны для локализации Be минерализации трахидациты. В разрезах по горным выработкам отмечается четкая приуроченность бертрандита к субмеридиональным и СЗ (реже СВ) дизъюнктивам и зонам трещиноватости, сопровождающим их. Повсеместно более или менее значительные концентрации Be (в отдельных штуфах до 1%) совпадают с U минерализацией и тяготеют к фланговым участкам залежей и зальбандам отдельных рудных тел.

Мощность Be минерализованных зон трещиноватости достигает 10-13 м. По данным бороздового опробования в пределах зон выделяются отдельные интервалы мощностью до 5 м с содержанием Be 0.1 %. Такое сравнительно высокое содержание обусловлено насыщением многочисленных трещин в пределах зоны шамозит-гематит-бертрандитовой минерализацией. Из других минералов здесь отмечаются темно-фиолетовый флюорит и кальцит. Трещины мелкие, различно ориентированные, не выдержанные по падению и простиранию, часто ветвятся и в целом образуют сложный штокверк. Бертрандитовая минерализация проявлена в виде мелкой вкрапленности, линз и гнезд, а также в виде тонких прожилков, мощность которых не превышает 1-2 мм, иногда до 1 см. Все изученные зоны с повышенным содержанием Be крайне не выдержаны по простиранию и падению. Самая протяженная по простиранию не превышает 50 м, по падению ограничена первыми десятками метров. Она сопровождает тектонический шов меридионального простирания. Падение его крутое на восток под углом 80°. Вдоль шва в трахидацитах – богатое U оруденение, трахидациты гематитизированы. Шов представляет собой жилу брекчиевого строения. Цемент имеет сложный полиминеральный состав.

Обломочный материал брекчии представлен остроугольными обломками рудного трахидацита. Самым ранним минералом в цементе является серый с зеленоватым оттенком железистый доломит, агрегат которого раздроблен, на обломках нарастают корочки красновато-бурого бертрандита. Агрегат мелкозернистого бертрандита нарастает на плоскостях трещин в трахидацитах в зальбандах жилы. Участками бертрандит образует полноминеральные гнезда либо микробрекчию, в обломках которой отмечается железистый доломит. Большая часть жильной массы представлена зеленовато-темно-серым шамозитом, который пересекает скопления бертрандита. В редких случаях выделения шамозита в жильной массе образуют обломки, оконтуренные бертрандитом и пересекаются им. В отдельных участках в жильной массе преобладают более поздние по времени образования, представленные темно-фиолетовым флюоритом и кальцитом. Флюорит цементирует обломки агрегата железистого доломита, оконтуренного корочками бертрандита. Этот флюорит пересекает скопления шамозита, часто является цементом последнего либо выполняет пустоты в нем. Вмещающие трахидациты интенсивно гематизированы и содержат тонковкрапленную смолку. Вдоль зальбандов жилы, в участках соприкосновения жильного шамозита с вмещающей породой, последняя интенсивно высветляется в виде оторочки к жиле, образовавшейся в результате выноса железа и образования каолинита. Смолка в этих участках выщелачивается и переотлагается, что отмечается на радиографии по «размытым» точечным отпечаткам с образованием вуали. На радиографии видно,

что жильные образования, в том числе выделения бертрандита, безрудны, а отдельные участки с наличием точечных отпечатков приурочены к включениям в жильной массе обломков рудной вмещающей породы.

В жильных образованиях темно-фиолетовый флюорит нередко на радиографии дает четкие интенсивные контрастные отпечатки, приуроченные к зонам роста кристаллов флюорита, которые обусловлены дефектами кристаллической решетки. Под микроскопом бертрандит чаще всего наблюдается в виде агрегатов мелких таблитчатых, реже сферолитовых и длиннопризматических кристаллов. Величина отдельных кристаллов достигает 0.4 мм в длину. В полостях трещин бертрандит часто образует друзы. Метасоматические выделения бертрандита наблюдаются в виде табличек и коротких призм, иногда с образованием крестообразных двойников. Величина двойников достигает 0.25 мм в длину. Соотношение длины к ширине кристалла не превышает 4:1. Отдельные таблички бертрандита имеют клиновидную и пикообразную форму.

Чаще всего бертрандит образует сплошные мелкозернистые массы, нередко являясь цементом брекчий. Бертрандит обнаруживает следующие свойства: макроскопически цвет бертрандита розовато-бурый вследствие пигментации тонкодисперсным гематитом, который всегда идет с бертрандитом в тесной парагенетической ассоциации. Блеск стеклянный до перламутрового. Минерал в шлифе прозрачный со слабым розоватым оттенком. В мелкозернистом агрегате похож на кварц в недоведенных шлифах, в отличие от него характеризуется резким положительным рельефом, как у апатита. Интерференционная окраска до желтовато-оранжевой 1 порядка. Спайность наблюдается редко, по-видимому, из-за малых размеров кристаллов. Показатель преломления Ng = 1.611; Nm = 1.602; Np = 1.584. Минерал двуосный, оптически отрицательный. В ультрафиолетовых лучах не люминесцирует, очень хрупок. Диагностика подтверждена рентгенографическим анализом в ВИМСе. Параметры элементарной ячейки: a = 8.696 ± 0.008A; b = 15.21 ± 0.01A; C = 4.542 ± 0.004A. Спектральный анализ бертрандита в ВИМСе обнаруживает следующие элементы (табл. 1).

Таблица 1. Результаты спектрального анализа бертрандита (масс. %).

Si – 10	Ga – 0.001	Be >> 3	Ti – 0.3	Pb – 0.004
Al – 3	Sn – 0.04	Se – 0.001	La – 0.06	Ag – 10^{-4}
Mg – 0.1	Ca – 1.0	Ce – 0.1	Y – 0.001	U – 0.2
As – 0.03	Fe – 3	V – 0.001	Yb – 10^{-4}	P – 0.3
Ge – $3 \cdot 10^{-4}$	Mn – 0.01	Zr – 0.06	Cu – 0.06	Na – 0.6

Микроскопическое изучение прозрачных и полированных шлифов устанавливает следующее взаимоотношение минеральных образований: в прозрачном шлифе Ц-4120/4-31 наблюдается пересечение почковидных выделений смолки в рудном трахидаците прожилков железистого доломита. Кроме того, коррозия почковидной смолки тонкопрожилковым мелкозернистым агрегатом бертрандита и шамозита с развитием мелкозернистого пирита на контакте отмечена и в штуфной пробе, взятой в квершлаге горной выработки. В шлифах подтверждается более позднее образование бертрандита по отношению к железистому доломиту. Кроме жильных образований отмечено метасоматическое проявление бертрандита. Вкрапленники плагиоклаза в рудном трахидаците замещаются метасоматическим бертрандитом, иногда агрегатом бертрандита и шамозита.

В гранитной гальке базальных конгломератов наблюдалось развитие метасоматического бертрандита в калишпате с образованием центров зарождения его в трещинках спайности. Псевдоморфозы карбоната по биотиту, образовавшиеся в предрудную стадию гидрослюдизации, также часто замещаются бертрандитом. В редких случаях отмечено замещение бертрандитом мелкозернистого кварца. Установленное взаимоотношение минеральных образований позволяет выделить одну из интересных парагенетических ассоциаций минералов: бертрандит-гематит-шамозит-пирит.

Проведенные геологические наблюдения, а также детальное микроскопическое изучение позволяют установить место Be минерализации в ураново-рудном процессе и ее особенности проявления.

- пространственная приуроченность бертрандита к урановым рудным телам говорит о генетической связи U и Be минерализации, проявленных в гидротермальный этап, в котором урановая минерализация заканчивает рудную стадию, а бериллиевая – открывает пострудную;
- локализация бериллиевой минерализации на флангах рудных залежей говорит о проявлении прямой минералогической зональности;

- эта минеральная ассоциация сопровождается не только специфическим типом пород, выраженным каолинизацией, но и выщелачиванием урановой минерализации;
- выявлена новая бертрандит-гематит-шамозитовая бериллиеносная формация; возможно, следует говорить о настуран-шамозит-бертрандитовой формации;
- ассоциация бериллиевой минерализации с урановой смолкой представляет большой практический интерес, поскольку позволяет искать наиболее перспективные бериллиевые (бертрандитовые) месторождения радиометрическими методами.

Список литературы

1. Ищукова Л.П., Филипченко Ю.А. и др. Отчет по геологическому заданию 324-31 (98-11, 5-2) и теме 301 ОМЭ № 8 ВСЕГЕИ о результатах прогнозных и поисково-оценочных работ геологоразведочной экспедиции № 324 и ВСЕГЕИ за период 1977-1980 гг. И.: СПГО, 1981. Фонды СГГП, инв. № 02204.
2. Строна П.А. Главные типы рудных формаций. Л.: Недра, 1978. 199 с.

ЦИРКОН В КРИСТАЛЛИЧЕСКИХ СЛАНЦАХ КЕЙВ

Нерадовский Ю.Н., Войтеховский Ю.Л., Савченко Е.Э.

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

Метаморфические породы свиты Кейв относятся к парасланцевому комплексу. Распределение больших и малых компонентов в породах определялось процессами первично-осадочного накопления, в том числе и концентрации редких металлов и земель [1, 4] Циркон является основным носителем Zr и одним из главных концентраторов редкоземельных элементов [5, 6, 8]. В связи с кейвскими сланцами формировались древние комплексные редкометалльные россыпи с цирконом, источником сноса которого предполагаются архейские Пурначские граниты и другие комплексы [7]. В настоящей работе рассмотрены новые данные о генезисе циркона в гранатовых, кианитовых и силлиманитовых сланцах кейвской свиты. Цирконовая минерализация имеет в этих породах связь не только с осадочным процессом, но и последующими процессами изменения пород.

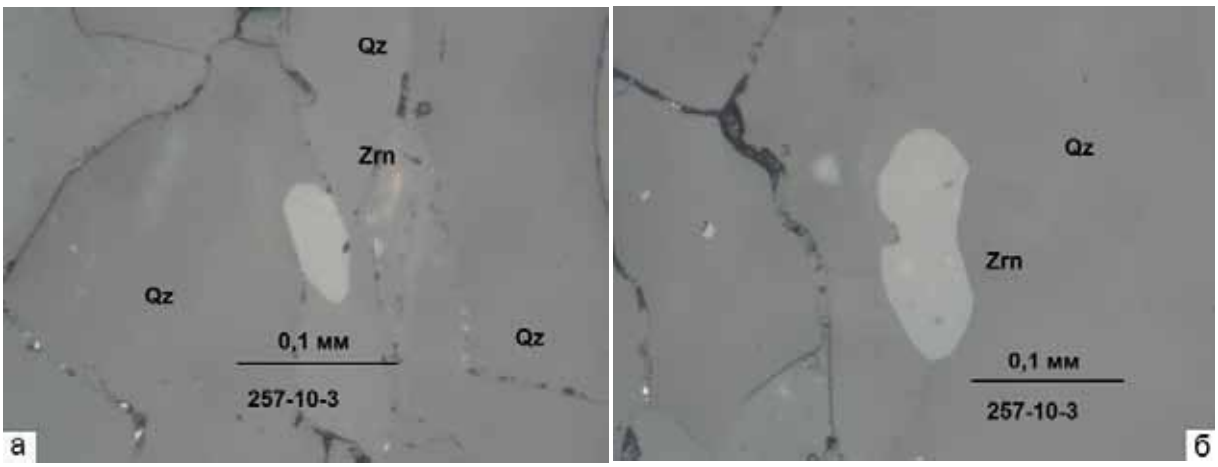


Рис. 1. Овальные формы корродированных зерен циркона в кварце из гранатовых сланцев. В отраженном свете.

Циркон в гранатовых сланцах

Гранатовые сланцы являются базальным горизонтом кейвского сланцевого комплекса и характеризуются наиболее высокими содержаниями Zr [5]. Нами изучены формы выделения циркона в гранатовых сланцах месторождения г. Березовая (рис. 1). В составе гранатовых сланцев основные минералы (об. %): кварц 40-45, мусковит 15-30, гранат 30-40, примеси: ильменит до 1, циркон до 1, единичные зерна рутила и молибденита. Циркон обнаружен исключительно в виде включений в главных породообразущих ми-

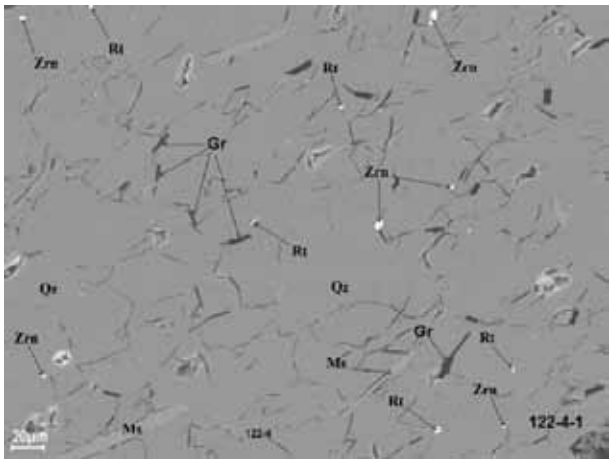


Рис. 2. Включения циркона-1 и других первичных примесей в основной ткани субстрата: Qz 87 %, Ms 5 %, графит 5 %, рутил-2, циркон 1 %. В отраженных электронах.

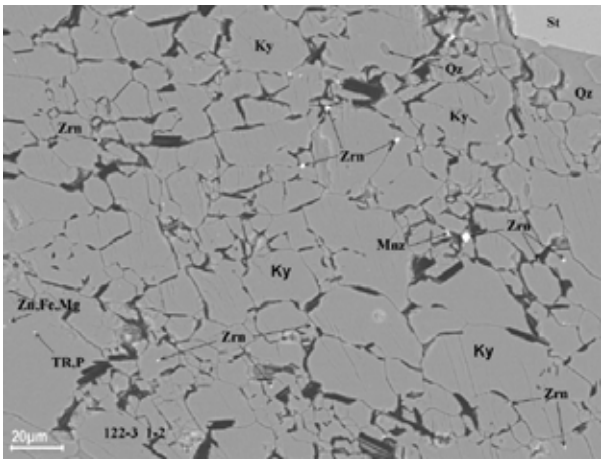


Рис. 3. Включения циркона-1 в кианите конкреции. СЭМ LEO 1450.

неалах – кварце и мусковите. Размеры зерен от 0.01 до 0.2 мм. Преобладают включения неправильных округлых форм, редко встречаются ограненные кристаллы, соответствующие дипирамидальным формам со слаборазвитыми гранями призм. Большая часть зерен имеет тонкую зональность. Морфология циркона и его взаимоотношение с вмещающими минералами позволяет считать, что округлость зерен является не следствием окатанности, а обусловлена частичным растворением циркона кварцем и мусковитом.

Циркон в кианитовых сланцах

Циркон изучен в кианитовых сланцах месторождений Н. Шуурурта и Тяпш-Манюк. Минеральный состав кианитовых сланцев (об. %): кварц 45-50, кианит 30-40, мусковит 5-10, ставролит 1-6, плагиоклаз 3-6, рутил 1-2, пирротин 2-5, графит 1-4, биотит и хлорит 1-2; (менее 1 %) пирит, ильменит, халькопирит, сфалерит, кобальтпентландит, циркон, монацит, ксенотим, кобальтин, молибденит, самородный Bi, хоулиит, халькозин, ковеллин, виоларит, гетит, марказит. По данным химических анализов кианитовые сланцы содержат меньше редких элементов, чем гранатовые сланцы, но они более насыщены РЗЭ [8]. Носителем РЗЭ считался ортит, но часто его не обнаруживали, и роль концентратора отводилась графиту. Современные исследования геохимии РМ и РЗЭ в кианитовых сланцах показали ведущую роль в накоплении РМ и РЗЭ циркона и монацита [6]. В кианитовых сланцах обнаружено два типа циркона.

Циркон-1 наиболее распространен, присутствует в кварц-мусковитовом субстрате сланцев и в кианите (рис. 2). Размеры зерен 1-5 мкм, формы угловатые, тип зерен обломочный. Содержание в отдельных участках кристаллических сланцев достигает 1 %. Ассоциирует с первичными осадочными рутилом и монацитом, располагается между зерен метаморфических кварца, мусковита, кианита, графита или включен в них. В конкрециях располагается между зернами игольчатого кианита подобно графиту и ассоциирует с монацитом (рис. 3).

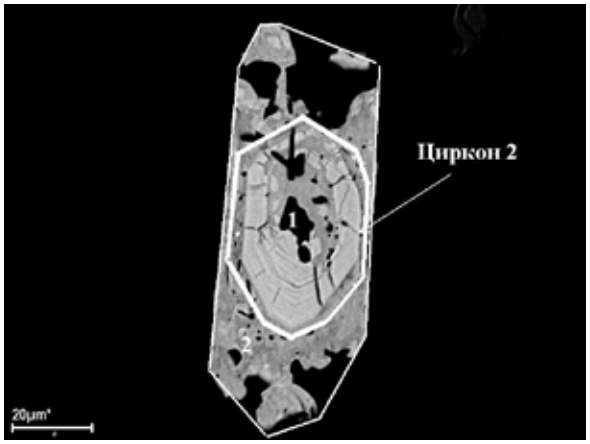


Рис. 4. Строение кристалла циркона-2. В ядре располагается тонкозональное зерно 1-го зарождения, на которое нарастала оболочка 2-го зарождения, затем весь кристалл был подвержен растворению с образованием пористой структуры. СЭМ LEO 1450.

Интересно поведение циркона-1 в конкрециях. Они относятся к метасоматическим образованиям и возникли путем замещения кварц-мусковитового субстрата сланцев кианитом [4]. Количество зерен циркона-1 возрастает на краях конкреций [6]. В процессе их метасоматического роста циркон-1 захватывался кианитом и концентрировался по границам зерен, что привело к неравномерному распределению циркона и накоплению примесей редких металлов. Химические анализы подтверждают, что конкреции отличаются более высоким содержанием Zr (табл. 1), чем руда и кианит. В целом циркон-1 рассматривается как осадочное образование, возникшее до кианита.

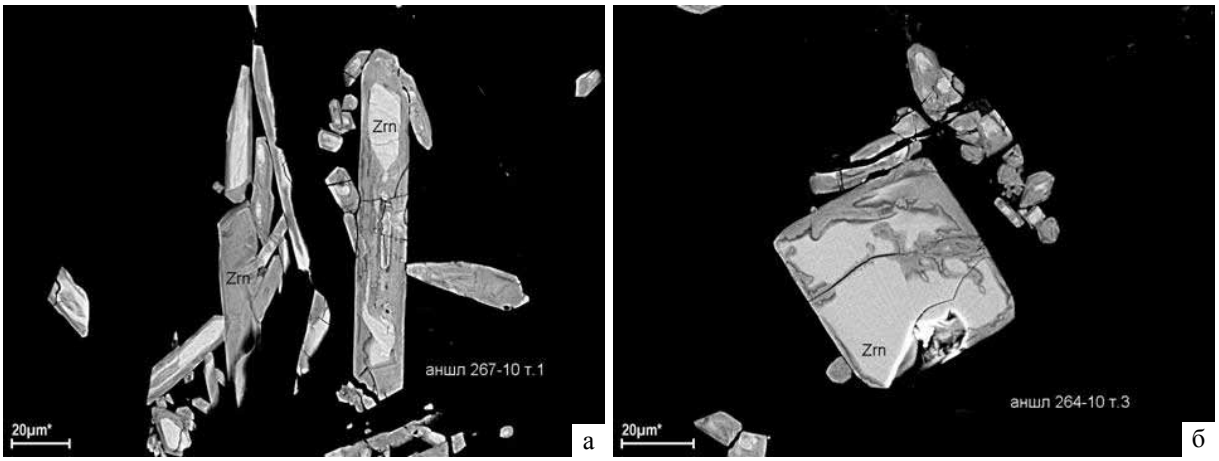


Рис. 5. Строение кристаллов циркона в продольном (а) и поперечном (б) сечении призм. СЭМ LEO 1450.

Таблица 1. Содержание редких металлов в некоторых образованиях кейвской толщи.

Руда, сланец, минерал	Sc	Zr	Hf	Th	Y
Руда	13.2	732	21.2	35.5	71.1
Конкреции	4.4	1799.2	11.1	12.8	38.4
Мусковит	106.8	1605	33.5	17.3	95.4
Графит	2.7	1296	29.3	20.5	73.8
Кианит	4.9	430	10.2	3.1	18.6
Кварц	6.3	815	21.3	7.4	54
Силлиманитовый сланец	4.3	230.1	4.6	6.7	7.6

Примечание. Масс-спектрометрия с индуктивно связанной плазмой, ELAN 9000 DRC-e, г/т. Аналитик С.В. Дрогобужская, ИХТРЭМС КНЦ РАН.

Циркон-2 менее распространен в кианитовых сланцах и связан с тектоническими нарушениями. В них развиты кварцевые жилы и наложенная полиметаллическая и редкометалльно-редкоземельная минерализация: ильменит, пирротин, кобальтпентландит, халькопирит, кобальтин, галенит, молибденит, сфалерит, хоулиит, самородный Bi, апатит, ксенотим, монацит и циркон. Вся ассоциация минералов отлагалась после формирования конкреций кианита и ставролита, т. е. не относится к известной сульфидной минерализации сланцев [4]. Циркон-2 связан с редкометалльно-редкоземельной группой минералов, которая отлагалась позднее сульфидной полиметаллической [9].

Кристаллы циркона-2 существенно отличаются от циркона-1. Они имеют зональное строение (рис. 4), которое свидетельствует о перерыве во времени и смене условий кристаллизации минерала. В истории роста циркона-2 выделяются три стадии: на первой образованы кристаллы с тонкой зональностью и сложной огранкой, на второй нарастала зона нового циркона, в ней нет внутренней зональности и огранка кристаллов простая. На третьей весь кристалл подвергался диффузионному растворению, в результате которого циркон-2 приобрел пористое ситовидное строение. Оценка состава циркона-2 показала, что содержание Zr равномерное, а в зоне диффузного растворения отлагался циркон с примесью Fe и Ca.

Силлиманитовые сланцы

Циркон исследован в силлиманитовых сланцах г. Макзабак. Силлиманитовые сланцы образованы за счет изменения кианитовых сланцев под воздействием щелочных гранитов [10]. В местах интенсивного образования силлиманита возникли плойчато-деформированные сланцы с графитом, ильменитом, ставролитом, корундом, самородным Fe и цирконом. Распределение циркона неравномерное. Он образует вкрапленность, гнезда и жилки в местах развития графита. Концентрация циркона в отдельных участках достигает 5 %, в жилах до 50 %, размеры кристаллов от 0.01 до 0.6 мм. Кристаллы циркона имеют простые гранные формы с преобладанием тетрагональной призмы и дипирамиды (рис. 5). Все кристаллы подвержены химическому воздействию, состав частично изменен по периферии кристаллов и трещинам. В массе кристаллов преобладают зерна с вторичной зональностью. Первичный циркон растворен и замещен вто-

ричным, содержащим примеси Al_2O_3, FeO и CaO. Состав первичного циркона (масс. %): SiO_2 36.21-36.45; ZrO_2 63.55-63.79. Состав вторичного циркона (масс. %): SiO_2 30.70-34.68; ZrO_2 57.60-61.74; Al_2O_3 1.92-5.01; FeO 0.65-1.12; CaO 2.35-2.78. В присутствии примесей снижается содержание ZrO_2 и SiO_2. В обоих цирконах спорадически обнаруживается примесь Hf от 1.56 до 1.90 %, при этом снижается содержание только SiO_2. Общее изменение состава циркона аналогично таковому для щелочных гранитов Зап. Кейв [3].

Выводы

1. Циркон в кристаллических сланцах Кейв представлен несколькими генетическими типами, образование которых связано с осадочным процессом и последующими метаморфическими и гидротермальными изменениями сланцев.

2. В гранатовых сланцах циркон относится к первичным осадочным образованиям, в различной степени окатанным, захваченным кварцем и мусковитом в процессе метаморфизма осадков и частично замещенным в процессе метаморфизма осадочных пород.

3. В кианитовых сланцах присутствуют два типа циркона – осадочный и гидротермальный. Осадочный циркон рассеян равномерно в кварц-мусковитовом субстрате сланцев и кианите, образует повышенные концентрации в конкрециях кианита. Гидротермальный тип циркона связан с поздними зонами наложенной на сланцы полиметаллической и редкометалльно-редкоземельной минерализации.

4. В силлиманитовых сланцах циркон исключительно гидротермальный, ассоциирует со скоплениями графита, ильменита, ставролита и других минералов.

5. Гидротермальные цирконы в кианитовых и в силлиманитовых сланцах имеют сходные кристаллографические формы и подверглись, вероятно, одинаковому позднему Ca метасоматозу с выносом Zr и отложением Ca, Fe и Al.

Список литературы

1. Батиева И.Д., Бельков И.В. О признаках первично-осадочного происхождения кристаллических сланцев и гнейсов Кейв // Вопр. геологии и минералогии Кольского п-ова. Вып. 3. Л.: Изд-ва АН СССР, 1960. С. 219-233.
2. Бельков И.В. Месторождения абразивного граната района Зап. Кейв // Богатства недр Кольского п-ова. Мурманск: Кн. ред. «Полярной правды», 1957. С. 97-104.
3. Бельков И.В. Акцессорная минерализация щелочных гранитов Зап. Кейв // Матер. по минералогии Кольского п-ова. Вып. III. Выборг: Типография Леноблполиграфиздата, 1962. С. 5-20.
4. Бельков И.В. Кианитовые сланцы свиты Кейв. М.-Л.: Изд-во АН СССР, 1963. 321 с.
5. Бельков И.В., Белолипецкий А.П., Ильин Ю.И. и др. К геохимии метаморфических пород кейвской серии // Геохимическая эволюция метаморфических комплексов докембрия Кольского п-ова. Апатиты: Изд-во КФ АН СССР, 1976. С. 5-14.
6. Войтеховский Ю.Л., Нерадовский Ю.Н., Гришин Н.Н. Редкие металлы и редкоземельные элементы в кианитовых сланцах Б. Кейв // Разведка и охрана недр. 2011. № 6. С. 41-44.
7. Гаскельберг В.Г., Рубинраут Г.С. Комплексная минерализация в разрезах Б. и М. Кейв // Вопр. геологии и металлогении Кольского п-ова. Вып. 5. Апатиты: Изд-во КФ АН СССР, 1974. С. 208-212.
8. Лутц Б.Г. Парагенетический анализ и TR минерализация глиноземистых пород амфиболитовой и гранулитовой фаций Алдана и Кольского п-ова // Редкие элементы в породах различных метаморфических фаций. М.: Наука, 1967. С. 30-58.
9. Нерадовский Ю.Н., Войтеховский Ю.Л. Атлас структур и текстур кристаллических сланцев Б. Кейв. Апатиты: Изд-во К & М, 2013. 130 с.
10. Суслова С.Н. Контактово-метасоматические изменения кристаллических сланцев под влиянием щелочных гранитов в районе Зап. Кейв // Вопр. геологии и минералогии Кольского п-ова. Вып. 2. М.-Л.: Изд-во АН СССР, 1960. С. 58-93.

К ТИПОМОРФИЗМУ ХИБИНСКОГО АПАТИТА

Пучкова М.В. [1], Боруцкий Б.Е. [2]

[1] МГУ, [2] Минералогический музей им. А.Е. Ферсмана РАН, г. Москва, borborutzky2012@yandex.ru

Исследования выполнены М.В. Пучковой в качестве магистерской работы на кафедре минералогии геологического факультета МГУ под руководством второго соавтора на материале, собранном в Хибинах сотрудниками ИГЕМа Б.Е. Боруцким, М.Н. Соколовой и В.А. Зиминой (Юдинцевой). Цель – выявление типоморфных особенностей апатита для выяснения их генезиса. Перед магистрантом была поставлена задача определить содержания главных и второстепенных изоморфных компонентов с помощью масс-спектроскопии с индуктивно-связанной плазмой (ICP-MS). Полученные результаты хорошо согласуются с закономерностями, установленными для хибинского апатита ранее [1-3]. Обогащение легкими РЗЭ (La, Ce, Pr, Nd) характерно для апатитов, образовавшихся при высокой щелочности, соответствующих формированию нефелиновых сиенитов (особенно агпатовых) и уртитов, с которыми генетически связаны апатит-нефелиновые месторождения. Но результаты определения индивидуальных РЗЭ ICP-MS позволяют проконтролировать данные, полученные прежде трудоемким методом хроматографии на бумаге. А прецизионное определение примесей Th, U, V, Co, Ni, Zr, Hf, Nb, Ta, Ba, Rb, Cs для хибинского апатита, по-видимому, ранее не выполнялось. Особое внимание мы обращаем на выявление в ряде образцов апатите примеси V.

Исследованные образцы

Исследовалось 12 образцов апатита из хибинских апатито-нефелиновых пород: светло-зеленый из линзовидно-полосчатой руды месторождения Юкспор (обр. 5С), светло-зеленый из грубо-полосчатой руды месторождения Коашва (196К/80), белый сахаровидный из пятнистой руды Коашвинского карьера (5В, 5В-2), зеленовато-белый из апатитовой брекчии месторождения Коашва (186К/80), светло-зеленый из крупноблоковой руды месторождения Расвумчорр (обр. 45), белый сахаровидный из обособления в апатит-содержащем уртите, месторождение Коашва (192К/80), светло-зеленый из апатитовой линзы в ювите месторождения Коашва (193К/80), белый сахаровидный из обособления в ювит-рисчоррите месторождения Коашва (189К/80), светло-зеленый апатит из рудного тела вблизи пегматитовой нефелин-полевошпатовой жилы с эвдиалитом месторождения Коашва (19-2-99-n1) и светло-зеленый из апатит-эгириновой линзы в пегматите в рисчорритах г. Кукисвумчорр (XR). Для сравнения исследован саамит (TR, Sr-апатит) из пегматитовой жилы Непха-Нельм в Ловозерски тундрах (Sr-1) и франколит из карбонатитов Флогопитового карьера в Ковдоре (обр. 8). Материал тщательно отбирался под бинокуляром от микровключений пироксена, сфена, титаномагнетита и (в иммерсионной жидкости) нефелина.

Результаты и обсуждение

Методом ICP-MS (табл. 1) наименьшее содержание суммы РЗЭ установлено в апатитах: из эгирин-апатитового обособления в пегматите рисчорритов на г. Кукисвумчорр (обр. XR) 5373.7 г/т (0.54 %), из грубо-полосчатой руды Коашвы (196К/80) 6214.9 г/т (0.62 %), из линзовидно-полосчатой руды Юкспора (5С) 6392.7 г/т (0.64 %) и крупноблоковой породы Расвумчорра (обр. 45) 6602.1 г/т (0.66 %). Содержание Y в образцах, соответственно: 0.007, 0.025, 0.032, и 0.030 %. В апатитах из обособления в уртите Коашвы (192К/80) 7800.2 г/т (0.78 %), в белом сахаровидном из пятнистой породы в Коашвинском карьере (5В) – 1011.2 г/т (1.01 %) и (5В-2) 9430.4 г/т (0.94 %) и вмещающей породы на контакте с нефелин-полевошпатовым пегматитом в рудном теле на Коашве (19-2-99n1) 9893.9 г/т (0.99 %) при содержании Y, соответственно: 0.008, 0.025, 0.016 и 0.025 %. Наибольшее содержание РЗЭ в хибинских апатитах найдено в апатитовой линзе в ювите Коашвы (193К/80) 11245.9 г/т (1.12 %) и белом сахаровидном апатите во включениях в ювит-рисчоррите Коашвы (189К/80) 11017.7 г/т (1.12 %), содержание Y в которых, соответственно: 0.023 и 0.025 %.

Хотя сумма РЗЭ в апатитах определяется в основном содержанием La, Ce и Pr, прямой корреляцией ее с составом индивидуальных РЗЭ не наблюдается. Отношения пар нечетных РЗЭ к четным в образцах, как правило, постоянны: La/Ce 0.67-0.69, Pr/Nd 0.28-0.32, Eu/Gd 0.30-0.38, Tb/Dy 0.19-0.21, Ho/Er 0.50-0.54, Tm/Yb 0.17-0.19 (табл. 2). Это может указывать на какие-то закономерности их образования в ядерном синтезе. В то же время есть ряд отклонений. В обр. 196К/80 и XR найдено заметное обогащение La относительно Ce (La/Ce 0.73 и 0.76), что можно связать с локально повышенной щелочностью-основностью среды. Но завышенное отношение Ho/Er (0.67) в обр. 192К/80 из обособления апатита в

Таблица 1. Содержания РЗЭ в хибинских апатитах, ICP-MS, г/т.

	Обр.	La 139 (LR)	Ce 140 (LR)	Pr 141 (LR)	Nd 143 (LR)	Sm 147 (LR)	Eu 151 (LR)	Gd 157 (LR)	Tb 159 (LR)	Dy 161 (LR)	Ho 165 (LR)	Er 166 (LR)	Tm 19 (LR)	Yb 172 (LR)	Lu 175 (LR)	Y 89 (LR)
1	5C	1902	2789	272	974	151	43.9	118.4.	14.2	73.0	12.4	24.3	2.6	14.3	1.6	320
2	196K/80	2039	2791	256	865	22	35.4	94.1	10.9	58.3	9.7	19.5	1.9	10.8	1.3	249
3	5B	3135	4707	424	1397	170	44.3	126.4	11.6	58.8	10.2	19.7	2.1	10.9	1.2	247
4	5B-2	2991	4440	387	1246	142	37.3	106.7	9.2	43.2	6.7	12.5	1.2	6.9	0.7	164
5	45	1980	2901	283	993	150	43.5	117.6	14.0	68.9	11.5	22.6	2.3	13.2	1.5	297
6	192K/80	2539	3659	313	1019	111	26.4	86.8	5.6	26.6	3.9	5.8	0.6	3.1	0.4	81
7	193K/80	3680	5302	451	1388	158	41.7	122.9	10.3	53.0	9.1	17.1	1.9	9.8	1.1	226
8	189K/80	3541	5159	441	1421	159	43.1	135.7	11.7	60.8	10.0	20.9	2.1	11.2	1.2	251
9	19-2-99n1	3111	4597	403	1315	167	45.1	136.0	13.3	63.2	10.5	19.4	2.0	10.3	1.1	252
10	XR	1890	2494	205	622	63	14.8	48.3	3.7	18.7	3.5	6.4	0.6	3.3	0.4	74
11	Sr-1	15626	17898	1161	2698	160	28.7	23.7	3.5	14.1	2.1	2.8	0.3	3.1	0.3	93
12	8	188	406	47	176	25	6.8	21.3	1.6	8.1	1.3	2.2	0.3	1.8	0.3	26

Таблица 3. Содержание суммы РЗЭ и Sr (масс. %) и микроэлементов (г/т), ICP-MS.

	Обр.	∑ РЗЭ	Sr 88 (LR)	Ba 138 (LR)	Rb 85 (LR)	Cs 133 (LR)	Zr 90 (LR)	Hf 178 (LR)	Nb 93 (LR)	Ta 181 (LR)	Th 232 (LR)	U 238 (LR)	V 51 MR)	Co 59 (MR)	Ni 60 (MR)
1	5C	0.64	1.72	361	no	no	no	no	no	no	26.521	4.355	49.487	no	no
2	196K/80	0.62	1.86	332	0.185	no	no	no	no	no	12.725	1.86	78.969	no	no
3	5B	1.01	4.50	249	0.114	no	0.25	0.133	no	no	9.662	1.442	35.477	no	no
4	5B-2	0.94	5.02	316	0.328	no	no	no	no	no	4.862	0.478	5.573	no	no
5	45	0.66	1.89	406	no	no	2.53	no	no	no	11.641	1.959	93.213	no	no
6	192K/80	0.78	5.05	336	1.149	no	no	no	no	0.490	2.724	0.102	3.259	0.041	no
7	193K/80	1.12	5.86	131	2.292	0.157	2.40	0.115	2.194	no	12.333	1.793	27.857	0.039	no
8	189K/80	1.10	5.70	120	1.883	0.082	0.72	no	no	no	12.977	1.810	29.821	0.015	no
9	19-2-99n1	0.99	5.19	211	2.479	no	2.31	0.014	1.874	no	12.606	1.402	9.001	0.144	2.195
10	XR	0.54	7.74	231	no	no	37.87	no	no	no	9.870	0.551	no	no	no
11	Sr-1	3.76	6.86	170	no	no	no	no	no	no	48.432	1.085	no	no	no
12	8	0.089	0.27	95	no	no	no	no	no	no	10.828	0.293	no	no	no

уртите не удается объяснить, хотя отношения Ho/Er близки к отношениям La/Ce и заметно отличаются от отношений Pr/Nd, Er/Gd, Tb/Dy и Tm/Yb (табл. 2).

Таблица 2. Парные отношения нечетный / четный для РЗЭ в апатитах, красный шрифт – аномальные значения.

	Обр.	La/Ce 57 58	Pr/Nd 59 60	Er/Gd 63 64	Tb/Dy 65 66	Ho/Er 67 68	Tm/Yb 69/70
1	5C	0.68	0.28	0.37	0.19	0.51	0.18
2	196K/80	**0.73**	0.30	0.38	0.19	0.50	0.18
3	5B	0.67	0.30	0.35	0.20	0.52	0.19
4	5B-1	0.67	0.31	0.35	0.21	0.54	0.17
5	45	0.68	0.20	0.37	0.20	0.51	0.17
6	192K/80	0.69	0.31	0.30	0.21	**0.67**	0.19
7	193K/80	0.69	0.32	0.34	0.19	0.53	0.19
8	189K/80	0.69	0.31	0.32	0.19	0.48	0.19
9	19-2-99n1	0.68	0.31	0.33	0.21	0.54	0.19
10	XR	**0.76**	0.33	0.31	0.20	0.55	0.18
11	Sr-1	**0.87**	**0.43**	**1.21**	**0.25**	**0.75**	**0.10**
12	8	**0.46**	0.27	0.32	0.20	0.59	0.17

В целом отношения индивидуальных РЗЭ практически во всех образцах подобны, что видно на рис. 1 – зубчатые линии для обр. 5B, XR и 8 параллельны, хотя и смещены в соответствии с изменением суммарного содержания РЗЭ и наблюдается заметное обогащение Ce относительно La во франколите. Резко отличается от всех исследованных апатитов саамит из Ловозера, содержащий 3.76 % РЗЭ и 6.86 % Sr. Он резко обогащен La (La/Ce 0.87), что сопровождается искажением Pr/Nd (0.43), Eu/Gd (1.21), Tb/Dy (0.25), Ho/Er (0.75) и Tm/Yb (0.10) отношений (табл. 2). На рис. 1 его зубчатая линия занимает секущее положения, подымаясь выше всех образцов в La части и совпадая с франколитом в Tm, Yb и Lu частях спектра.

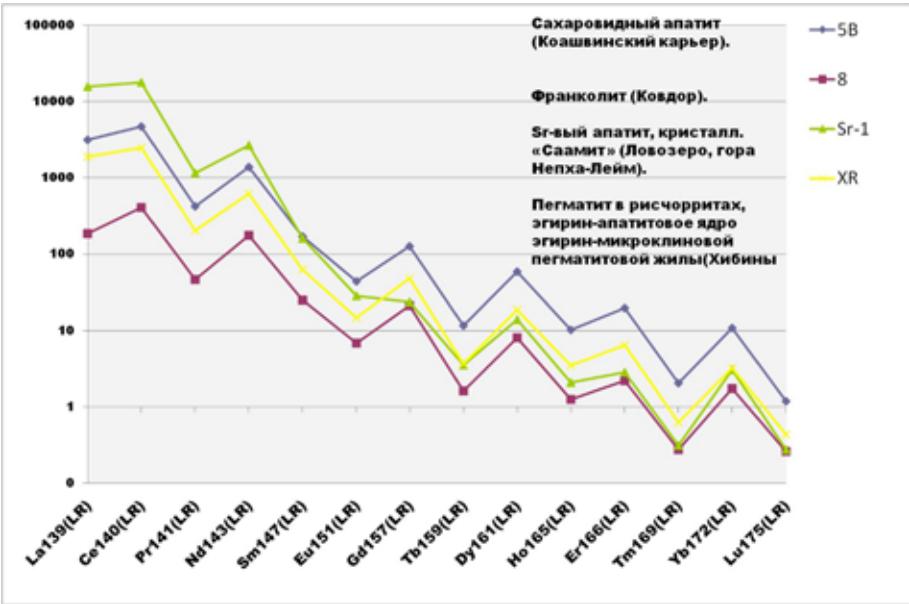


Рис. 1. Подобие состава РЗЭ в апатите.

Содержание Sr во всех образцах высокое за исключением франколита (0.27 %) – минимальное в апатите из линзовидно-полосчатой руды (1.72 % в обр. 5C) и грубо-полосчатой (1.86 % в обр. 196K/80), максимальное в апатите из пегматита «со зведочками» в рисчорритах (7.74 % в обр. XR). Причем в последнем Sr больше, чем даже в саамите из Ловозера. Отношение РЗЭ / Sr в апатитах варьирует в пределах 0.15-0.37, за исключением обр. XR (0.07), который логично называть «Sr апатитом», и саамита (0.55), который является «редкоземельно-стронциевым» (рис. 2).

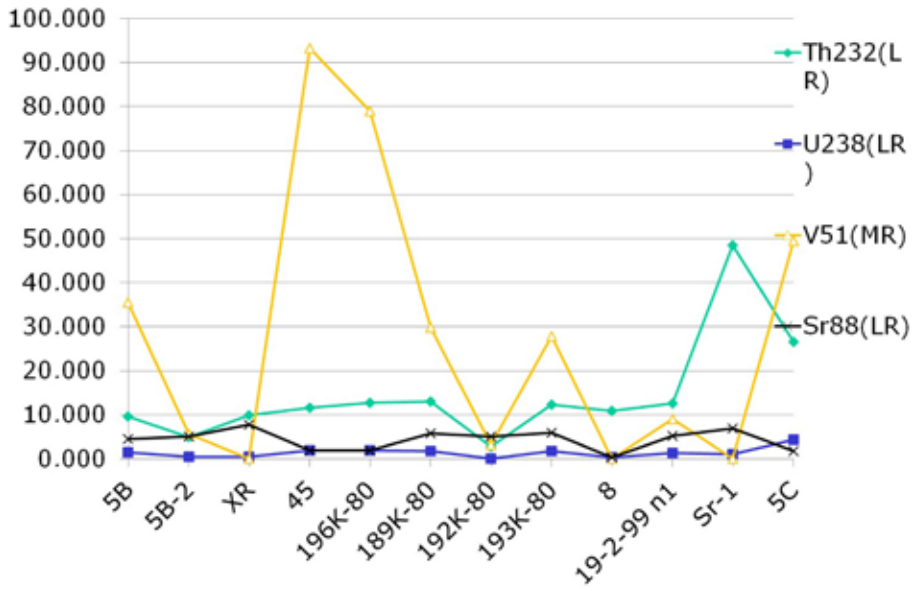


Рис. 2. Содержания Th, U, V (г / т) и Sr (масс. %) в апатите.

Содержания микроэлементов в апатитах, найденные методом ICP-MS, даны в табл. 3 и на рис. 2. Ba (3-48 г/т), Th (3-48) и U (0.1-4) найдены во всех образцах и, по-видимому, изоморфно замещают Ca. Примесь V варьирует от 3 до 93 г/т, но установлена не во всех образцах. Высокие содержания V найдены в обр. 5C (49 г/т), 196K/80 (79) и 45 (93), то есть в линзовидно-полосчатой, грубо-полосчатой и блоковой рудах. Минимальны содержания в образцах 192K/80 (3 г/т), 5B-2 (5.5) и 19-2-99n1 (9), то есть в линзах в уртите, сахаровидном апатите пятнистой руды и руде на контакте с пегматитом. Отсутствует V в «аномальных» апатитах XR (пегматит «со звездочками»), саамите и франколите. Мы полагаем, что V может входить изоморфно вместо P. Это можно принять как критерий псевдоморфного образования апатита руд по пироксену замещаемых ийолитов. Выводы представляются нам предварительными. Нужна их проверка на большем материале.

Список литературы

1. Костылева-Лабунцова Е.Е., Боруцкий Б.Е., Соколова М.Н. и др. Минералогия Хибинского массива. Т. 2. М.: Наука, 1978. 586 с.
2. Варшал Г.М., Боруцкий Б.Е, Соколова М.Н. и др. О редких землях в апатитах из Хибинских тундр // Методы химического анализа и химический состав минералов. М.: Наука, 1967. С. 78-88.
3. Боруцкий Б.Е., Варшал Г.М., Павлуцкая В.И. и др. Редкие земли в минералах Хибинского массива // Изоморфизм в минералах. М.: Наука, 1975. С. 221-246.

АНАТОМИЯ КРИСТАЛЛОВ ЦИРКОНА ИЗ ЭКЛОГИТОВ И ПЕГМАТОИДНЫХ ОБРАЗОВАНИЙ

Сидоров М.Ю., Волошин А.В.

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

Цель исследования – выявление анатомии циркона из метаморфических и магматических пород. Объекты исследования – цирконы из докембрийских эклогитов и связанных с ними пегматоидных образований в карьере Куру-Ваара, СЗ часть Беломорской провинции [2]. Оптические изображения кристаллов получены на микроскопе ПОЛАМ Л-213 с помощью цифровой камеры SCOPETEC DCM-310. Визуальное изучение катодолюминесценции и ее фотодокументация, а также изображения в отраженных электронах получены с помощью электронных микроскопов LEO-1450 VP (Геологическая служба Норвегии, Тронд-хейм) и LEO-1450 (ГИ КНЦ РАН, Апатиты). Кристаллы циркона, выделенных из минералогических проб, для исследования готовились в искусственных аншлифах, общее число кристаллов около 2500.

В ходе исследования получены черно-белые парные катодолюминесцентные и оптические изображения 84 кристаллов циркона, для отдельных получены изображения в отраженных электронах. При изучении анатомии кристаллов мы руководствовались тем, что одинаковая тональность катодолюминесценции обусловлена одной причиной. Такие участки отвечают одной генетической позиции в ходе роста и растворения индивида. Более полные данные по анатомии кристаллов циркона можно было бы получить при использовании цветной катодолюминесценции [4].

Благодаря высокой устойчивости при различных T, P и флюидных режимах, циркон не только сохраняется в различных генетических обстановках, но и отражает в морфологии и анатомии процессы, которые испытал. Это его свойство становится особенно важным при изучении метаморфических пород, в том числе эклогитов и связанных с ними горных пород. Кристаллы циркона из различных эклогитов карьера Куру-Ваара исследовались ранее с помощью электронной микроскопии [1, 2]. Целью была подготовка кристаллов к геохимическим, в т.ч. изотопным исследованиям. Новые данные предназначены для исследования анатомии кристаллов циркона, отражающей многократное чередование процессов роста и растворения.

Кристаллы циркона из южных эклогитов по сравнению с кристаллами из эклогитов других типов демонстрируют наиболее сложную анатомию. На рис. 1 показан кристалл, в котором отчетливо проявлены 4 зоны, каждая из них обладает блочным строением. Границы I, II и III зоны неровные, что указывает на неоднократно проходившие процессы растворения. В зонах I и III присутствуют многочисленные твердофазные включения, в том числе в зоне III диагностированы рутил и гранат. Призматический габитус кристалла образован зоной IV.

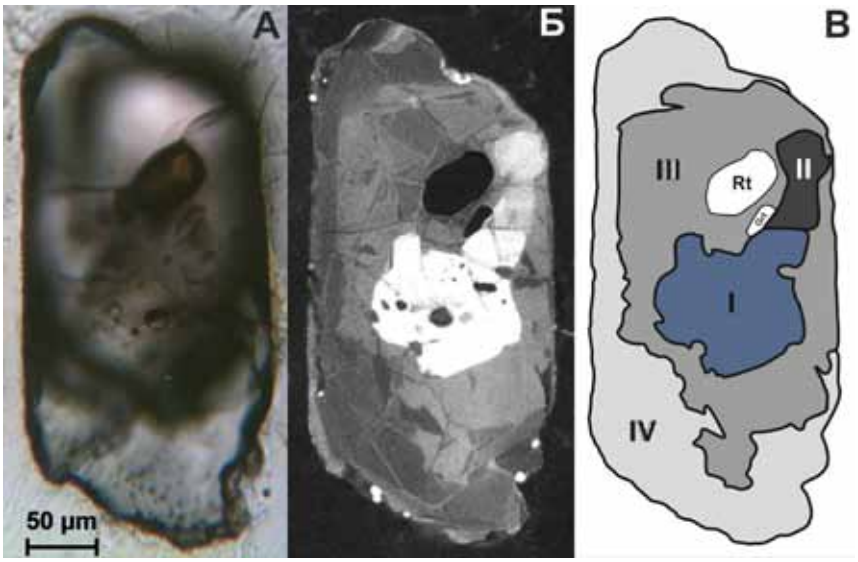


Рис. 1. Циркон, южные эклогиты.

А – оптическое изображение, Б – изображение в катодолюминесценции, В – схема основных ростовых зон. I, II, III, IV – ростовые зоны (объяснения в тексте). Rt – рутил, Grt – гранат.

Во многих кристаллах циркона из южных эклогитов выявлена осцилляторная зональность. На рис. 2 показан кристалл, зона I которого, представляющая собой обломок кристалла с сохранившимися гранями призмы и дипирамиды, обрастает зоной II, в которой отчетливо проявлена полосчатость. Однозначного вывода о происхождении этой зональности сделать нельзя, так как она характерна для магматических и метаморфических (в том числе испытавших метаморфизм высоких давлений) пород. Внешние границы зон I и II неровные, что свидетельствует о растворении. Зона III не только окружает зоны I и II, но и проникает в них по трещинам. Зона III также подверглась растворению, на что указывают ее неровные внешние границы.

В кристаллах циркона из северных эклогитов также отмечается осцилляторная зональность. На рис. 3 показан кристалл, в котором зона I окружена зоной II со слабо проявленной зональностью. Зона III находится внутри зоны II и, скорее всего, образовалась одновременно с II в результате разной скорости роста по граням призмы и дипирамиды. Зона IV образует каймы по зоне II. В целом для циркона из северных эклогитов характерно «лоскутное» строение [3]. Границы внешней зоны часто неровные, со следами коррозии.

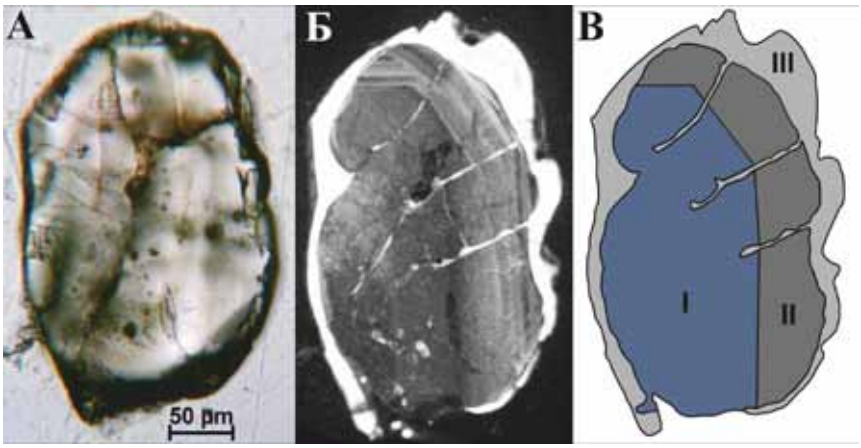


Рис. 2. Циркон, южные эклогиты.

А – оптическое изображение, Б – изображение в катодолюминесценции, В – схема основных ростовых зон. I, II, III – ростовые зоны (объяснения в тексте).

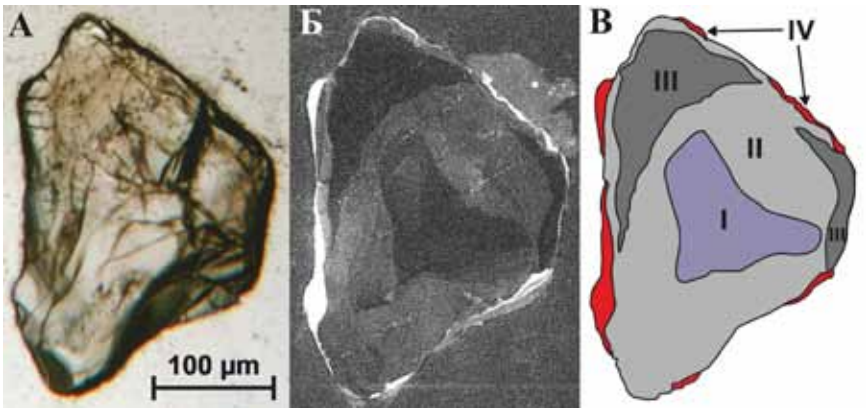


Рис. 3. Циркон, северные эклогиты.

А – оптическое изображение, Б – изображение в катодолюминесценции, В – схема основных ростовых зон. I, II, III, IV – ростовые зоны (объяснения в тексте).

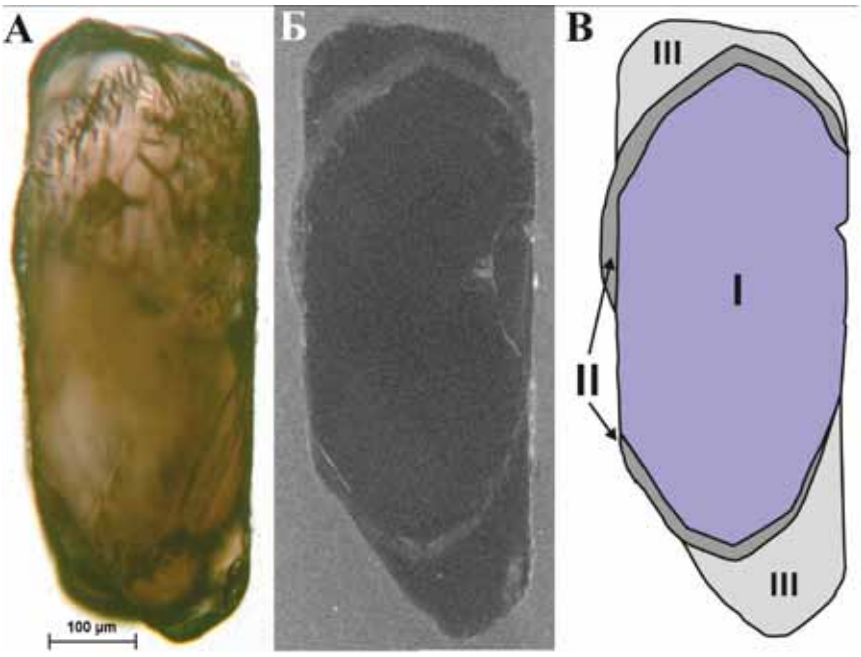


Рис. 4. Циркон, эклогиты из тела ультраосновных пород.

А – оптическое изображение, Б – изображение в катодолюминесценции, В – схема основных ростовых зон. I, II, III – ростовые зоны (объяснения в тексте).

Кристаллы циркона из эклогитов, найденных в теле ультраосновных пород, в отличие от описанных, отличаются однообразным внутренним строением (рис. 4). Для них характерно наличие центральной зоны I в виде призмы с гранями тетрагональной дипирамиды. Зона II обрастает грани дипирамиды в виде узких кайм. Зона III нарастает на II по граням дипирамиды. Характерной особенностью являются ровные контакты между зонами без следов растворения.

Кристаллы циркона из пегматоидных образований, приуроченных к южным эклогитам, имеют типичный длиннопризматический габитус, обычный для магматических пород. Они демонстрируют ярко выраженную внутрифазовую неоднородность. На рис. 5 показан кристалл, в центре которого находится ксеногенное «окатанное» ядро, состоящее из зон I и II с большим количеством твердофазных включений. Это ядро послужило затравкой для зоны III. Она обладает сложным строением, ее можно разделить на подзоны III a, III b и III c, которые отражают разные скорости роста кристалла по граням призмы и дипирамиды. Поздние каймы (зона IV) нарастают по граням дипирамиды.

На рис. 6 ксеногенное ядро (зона I) представляет собой обломок призматического кристалла, одна часть которого подверглась сильному растворению, другая осталась без изменений. Вдоль неизмененной грани призмы нарастает зона II в виде призмы с гранями дипирамиды. Основной облик кристалла формирует зона III, в которой выделяются подзоны III b со ступенчатыми границами по граням дипирамиды и подзона III c однородного строения. Это говорит о разной скорости роста по граням дипирамиды и призмы.

Выводы

1. Катодолюминесценция с изображениями в отраженных электронах и высокоразрешающей оптической микроскопией являются мощными методами исследования анатомии кристаллов циркона.

2. Кристаллы циркона из южных эклогитов демонстрируют самое сложное внутреннее строение. Из всех выявленных разновидностей южные эклогиты наиболее измененные, что отражается в анатомии находящихся в них кристаллах циркона.

3. Кристаллы циркона из малоизмененных северных эклогитов демонстрируют менее разнообразную внутрифазовую неоднородность. В то же время неровные границы между внешними и внутренними зонами свидетельствуют о процессах растворения.

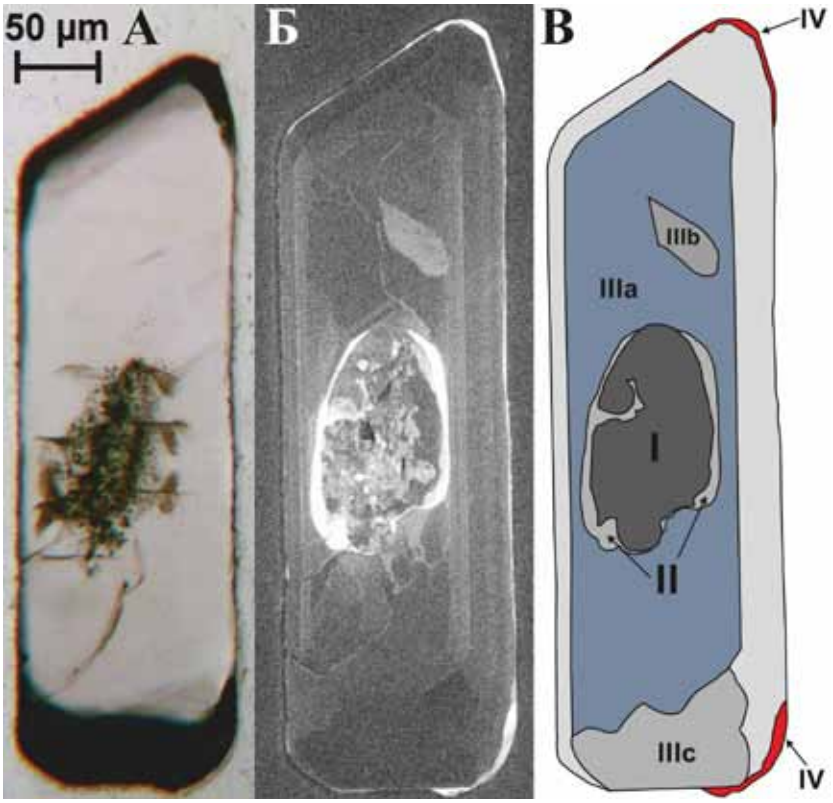


Рис. 5. Циркон, пегматоидные жилы.

А – оптическое изображение, Б – изображение в катодолюминесценции, В – схема основных ростовых зон. I, II, III a, III b, III c, IV – ростовые зоны (объяснения в тексте).

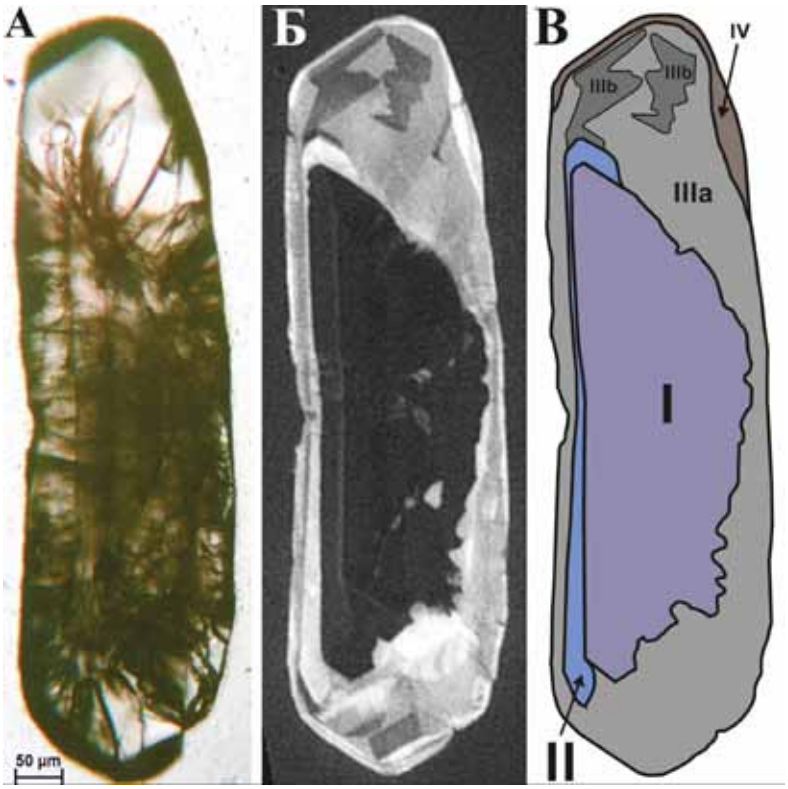


Рис. 6. Циркон, пегматоидные образования.

А – оптическое изображение, Б – изображение в катодолюминесценции, В – схема основных ростовых зон. I, II, IIIa, IIIb, IV – ростовые зоны (объяснения в тексте).

4. Кристаллы циркона из эклогитов, расположенных в теле ультраосновных пород, показывают однообразную анатомию. Границы между внутренними и внешними зонами четкие и прямые, что указывает на незначительное проявление растворения.

5. Кристаллы циркона из пегматоидных образований внутри линз южных эклогитов и на контакте с ними показывают сложную анатомию. Для многих из них ядерные части являются ксеногенными, часто со следами растворения. Крупные размеры кристаллов и строение внешних зон свидетельствуют о росте под влиянием обогащенного Zr флюида.

Авторы выражают благодарность В.В. Балаганскому, С.В. Мудруку, А.В. Чернявскому, В.А Мележику, Б. Виссингу и Ю.Л. Войтеховскому за помощь в финасировании и организации исследований. Также авторы благодарны Л.М. Лялиной за выполнение CL и BSE изображений циркона из пегматоидных образований. Исследования выполнялись по программам ОНЗ-6 (проект ГИ КНЦ РАН «Динамика раннедокембрийской континентальной литосферы Фенноскандинавского (Балтийского) щита»), Президиума РАН № 27 и проекту РФФИ 14-05-31137-мол_а «Последовательность и кинематика деформаций в палеопротерозойском Лапландско-Кольском коллизионном орогене и взаимосвязь с ними беломорских эклогитов».

Список литературы

1. Каулина Т.В. Образование и преобразование циркона в полиметаморфических комплексах. Апатиты: Изд-во КНЦ РАН, 2010. 144 с.
2. Щипанский А.А., Ходоревская Л.И., Слабунов А.И. Геохимия и изотопный возраст эклогитов Беломорского пояса, Кольский п-ов: свидетельства о субдуцировавшей архейской океанической коре // Геол. и геофиз. 2012. Т. 53. № 1. С. 341-364.
3. Corfu F., Hanchar J.M., Hoskin P.W.O. et al. Atlas of zircon textures // Zircon. Rev. Mineral. Geochem. 2003. V. 53. P. 469-500.
4. Götze J., Schertl H.P., Neuser R.D. et al. Optical microscope-cathodoluminescence (OM-CL) imaging as a powerful tool to reveal internal textures of minerals // Contrib. Mineral. Petrol. 2013. V. 107. P. 373-392.

ТВЕРДОФАЗНЫЕ ВКЛЮЧЕНИЯ В ЦИРКОНЕ, КЛИНОПИРОКСЕНЕ И КИАНИТЕ ИЗ ЭКЛОГИТОВ И ПЕГМАТОИДОВ КУРУ-ВААРЫ

Сидоров М.Ю.[1], Волошин А.В.[1], Савченко Е.Э.[1], Бочаров В.Н.[2]

[1] ГИ КНЦ РАН, г. Апатиты, sidorov@geoksc.apatity.ru, [2] СПбГУ, РЦ «Геомодель», г. Санкт-Петербург

Одним из важнейших методов изучения пород, испытавших метаморфизм высоких давлений, является исследование твердофазных включений в акцессорных и породообразующих минералах [3, 4]. Это позволяет уточнить метаморфическую эволюцию пород, особенно тех, которые испытали сильные регрессивные преобразования. Отличительная особенность твердофазных включений в минералах эклогитов – небольшие размеры и неравномерное распределение в минералах-хозяевах. Главные методы исследования – рамановская спектроскопия и рентгеноспектральный анализ для диагностики и определения химического состава включений. Цель нашего исследования – диагностика твердофазных включений в кристаллах циркона, кианита и клинопироксена из докембрийских южных эклогитов карьера Куру-Ваара, СЗ часть Беломорской провинции [1, 2], а также в кристаллах циркона из находящихся в южных эклогитах пегматоидных образований, содержащих редкую корунд-кварцевую минерализацию.

Спектры твердофазных включений регистрировались на рамановском спектрометре Horiba Labram HR800 (СПбГУ, РЦ «Геомодель») при условиях: лазер 514 нм, мощность 5-30 mW, время экспозиции 5-15 с, число повторений 5-10, фокальное отверстие 500- 1000 мкм. Химические (качественные) анализы твердофазных включений получены с помощью энергодисперсионной приставки EDX-System OXFORD INCA Energy 200Premium на микроскопе LEO 1450 VP (Геологическая служба Норвегии, г. Трондъхейм) и энерогодисперсионной приставки Bruker XFlash 5010 на микроскопе LEO 1450 (ГИ КНЦ РАН, Апатиты).

Кристаллы циркона из южных эклогитов содержат многочисленные твердофазные включения, которые представлены рутилом, кварцем, минералами группы граната, минералами группы амфибола и др. Большая часть диагностирована с помощью рамановской спектроскопии, которая позволяет диагностировать включения даже под поверхностью кристаллов циркона. Примеры такой диагностики даны на рис. 1, На рамановских спектрах показаны характеристические пики включений и циркона, в котором они находятся. Включения, выходящие на поверхность циркона, диагностировались с помощью рентгеноспектрального анализа. Включения в кристаллах кианита и клинопироксена из южных эклогитов диагности-

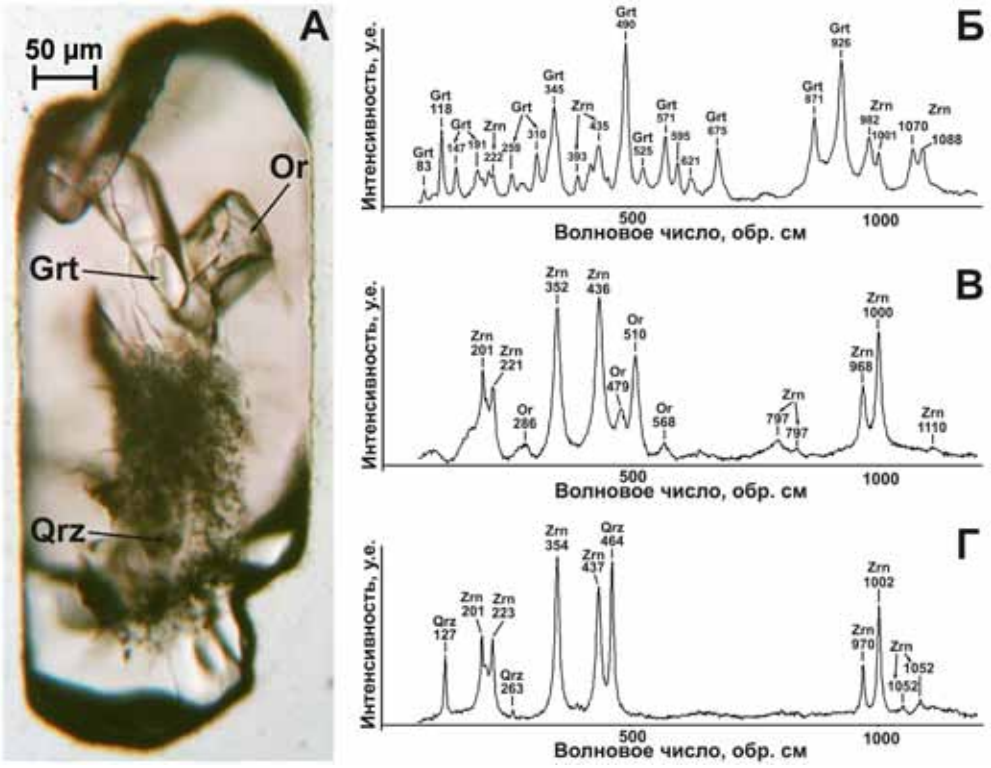


Рис. 1. А – оптическое изображение кристалла циркона из южных эклогитов.
Рамановские спектры включений: Б – минерал группы граната (Grt); В – рутил (Rt); Г – кварц(Qrz).

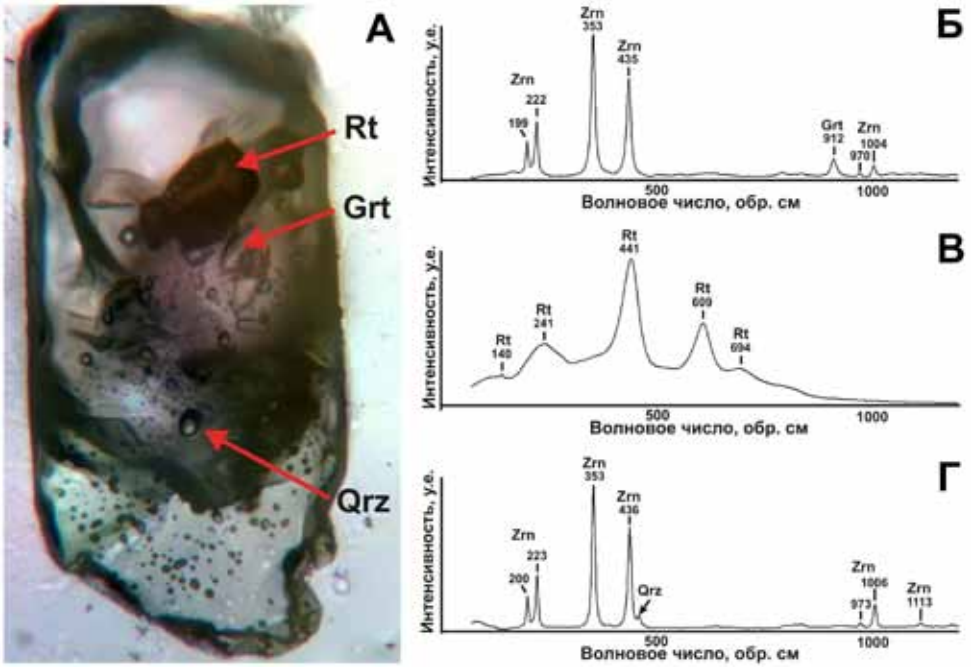


Рис. 2. А – оптическое изображение кристалла циркона из пегматоидных образований.
Рамановские спектры включений: Б – минерал группы граната (Grt); В – ортоклаз (Or); Г – кварц (Qrz).

ровались с помощью химического качественного рентгеноспектрального анализа, так как незначительные размеры включений редко позволяют получить данные об их химическом составе. Наиболее часто включения представлены кварцем, рутилом и минералами группы граната.

Твердофазные включения в цирконах из пегматоидных образований можно разделить на две группы в зависимости от расположения. Во многих кристаллах циркона из пегматоидных образований выявлены ксеногенные ядра, в которых содержится значительное число включений кальцита. Внешние части кристаллов содержат включения минералов, выявленных в основной массе породы (кварц, ортоклаз, Na-Ca полевые шпаты и др.). Примеры диагностики твердофазных включений в цирконах из пегматоидных образований даны на рис. 2. Обобщенные результаты по твердофазным включениям в цирконах, кианитах и клинопироксенах из южных эклогитов и в цирконах из пегматоидных образований приведены в таблице.

Таблица. Твердофазные включения в цирконах, клинопироксенах и кианитах из южных эклогитов и цирконах из пегматоидных образований. РС – рамановская спектроскопия, ЭДС – рентгеноспектральный энергодисперсионный качественный анализ.

Южные эклогиты				Пегматоидные образования	
Включения в цирконах		Включения в кианитах	Включения в клинопироксенах	Включения в цирконах	
РС	ЭДС	ЭДС	ЭДС	РС	ЭДС
Рутил	рутил	рутил	рутил	рутил	рутил
Кварц	кварц	кварц	кварц	кварц	кварц
Гр. граната	Mg-Fe гранат	Mg-Fe гранат	Mg-Fe гранат	гр. граната	гр. слюд
Гр. амфибола	Na амфибол	Na амфибол	Na амфибол	гр. слюд	Fe-Mg гранат
Клинопироксен	Na-Mg-Ca-Fe клинопироксен	Na-Mg-Ca-Fe клинопироксен		ортоклаз	ортоклаз
Na-Ca полевые шпаты		шпинель		Na-Ca полевые шпаты	Na-Ca полевые шпаты
Кальцит				кальцит	
Гр. слюд				гр. амфибола	
Апатит					
Цоизит					
Магнетит					

Рамановская спектроскопия является сегодня лучшим методом диагностики твердофазных включений в акцессорных и породообразующих минералах. Вместе с рентгеноспектральным анализом она позволяет выявить твердофазные включения в минералах из сильно измененных пород, что помогает восстановить минеральные парагенезисы, существовавшие на разных этапах метаморфической эволюции.

Авторы выражают благодарность В.В. Балаганскому, С.В. Мудруку, А.В. Чернявскому, В.А. Мележику, Б. Виссингу и Ю.Л. Войтеховскому за помощь в финасировании и организации исследований. Также авторы благодарны Л.М. Лялиной за выполнение . CL и BSE изображений кристаллов циркона из пегматоидных образований.

Исследования выполнялись при финансировании по программам ОНЗ-6 (проект ГИ КНЦ РАН «Динамика раннедокембрийской континентальной литосферы Фенноскандинавского (Балтийского) щита»), Президиума РАН № 27 и проекту РФФИ 14-05-31137-мол_а «Последовательность и кинематика деформаций в палео-протерозойском Лапландско-Кольском коллизионном орогене и взаимосвязь с ними беломорских эклогитов».

Список литературы

1. Щипанский А.А., Ходоревская Л.И., Конилов А.Н. и др. Эклогиты Беломорского пояса, Кольский п-ов: геология и петрология // Геол. и геофиз. 2012. Т. 53. № 1. С. 3-29.
2. Щипанский А.А., Ходоревская Л.И., Слабунов А.И. Геохимия и изотопный возраст эклогитов Беломорского пояса, Кольский п-ов: свидетельства о субдуцировавшей архейской океанической коре // Геол. и геофиз. 2012. Т. 53. № 1. С. 341-364.
3. Liu F.L., Liou J.G. Zircon as the best mineral for P-T-time history of UHP metamorphism: a review on mineral inclusions and U-Pb SHRIMP ages of zircons from the Dabie-Sulu UHP rocks // J. Asian Earth Sci. 2011. V. 40. P. 1-39.
4. Ultrahigh pressure metamorphism / Coleman R.G., Wang X. (eds). New York: Cambridge University Press, 1995. 528 p.

ОСОБЕННОСТИ SV-ТРАНСФОРМАЦИИ ФУЛЛЕРЕНОВ

Степенщиков Д.Г., Войтеховский Ю.Л.

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

Изменение структуры углеродной решётки фуллерена, при разрешении на ней только 5- и 6-членных циклов (пентагонов и гексагонов), приводит к изомеру (фуллерену с другим числом атомов). Такое изменение называется трансформацией. В работах [1-5] авторами описан оригинальный механизм трансформации фуллеренов и проведено сравнение с известными аналогами. Предлагаемый подход является более универсальным, хотя имеет некоторые ограничения. В этой работе рассмотрены особенности SV-трансформации (SVT), названной по аналогии с SW-трансформацией Стоуна-Уоллеса.

Суть механизма заключается в образовании на углеродной решётке дефекта – главного элемента SVT и его перемещении по сетке с последующим устранением. Существование таких дефектов экспериментально подтверждено [8], а соответствующая структурная комбинация пента- и гептагона и её передвижение в графене показано в [9]. Всё это говорит в пользу практической реализации SV-трансформации. Опишем её основные особенности.

Трансформация начинается с образования дефекта на углеродной решётке вблизи некоторого выбранного пентагона. Дефект представляет собой 8-членный цикл с двухвалентной вершиной. Необходимым условием его образования является наличие возле пентагона двух смежных с ним и друг с другом гексагонов. При этом с поверхности удаляется один атом углерода, общий для трёх циклов, и пропадают две молекулярные связи (рис. 1). Структура решётки вокруг указанного фрагмента не меняется, но участвующий в образовании дефекта пентагон смещается по отношению к ней.

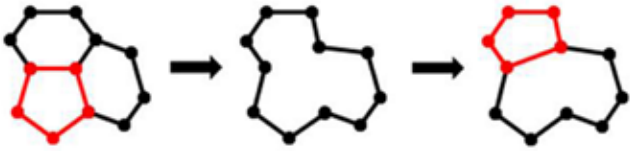


Рис. 1. Образование дефекта.

Дефект может быть образован не более чем 10 различными способами, максимальное количество возможно при условии, что к пентагону со всех сторон примыкают гексагоны (рис. 2). Все способы эквивалентны в том смысле, что при особых перемещениях дефекта по углеродной решётке они могут быть переведены друг в друга. Для этого необходимо, чтобы пентагон был окружён двойным поясом гексагонов.

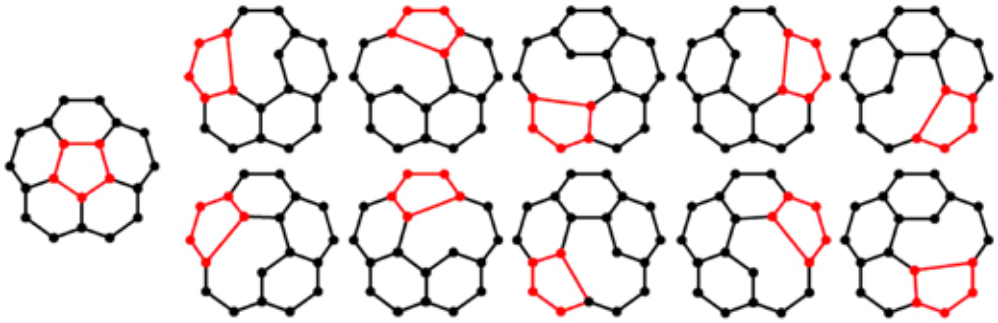


Рис. 2. Все способы образования дефекта из начального состояния (слева).

В этом случае не важно, как образуется дефект. Его различные положения относительно поверхности вне изменяемого фрагмента могут быть достигнуты за некоторое число перемещений дефекта. Эта особенность касается фуллеренов, у которых пентагоны изолированы друг от друга не менее чем двумя поясами гексагонов. В противном случае эквивалентность может быть нарушена. При меньшем количестве примыкающих к пентагону гексагонов число способов образования дефекта меньше или вообще отсутствует (рис. 3).

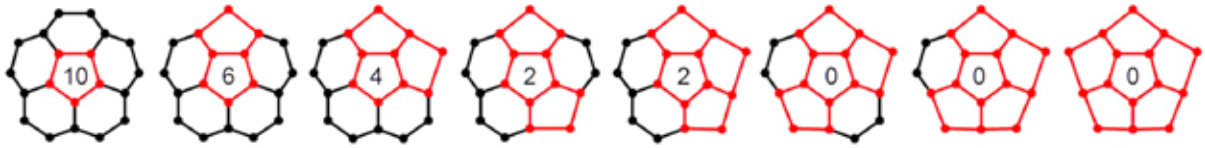


Рис. 3. Число способов образования дефекта в зависимости от локальной структуры вблизи начального пентагона.

Дефект может перемещаться в различных направлениях, на каждом шаге локально изменяя структуру решётки. Локальность означает, что на некотором удалении от дефекта можно провести границу, за пределами которой решётка не меняет свою структуру. Перемещения можно разделить на три вида: при которых число атомов на поверхности не меняется, и при которых их число увеличивается или уменьшается на два атома на каждом шаге. Один шаг трансформации может включать в себя различные виды перемещений. Так, из положения на рис. 4 возможно 6 различных перемещений дефекта на 1 шаг. Если к дефекту примыкают пентагоны, то число возможностей уменьшается.

Для завершения акта трансформации необходимо, чтобы дефект достиг другого пентагона и встал с ним в определённой ориентировке (рис. 1 справа или зеркально симметрично к нему). Подобная ориентировка всегда может быть достигнута при наличии вокруг пентагона двух поясов гексагонов. После этого дефект устраняется с добавлением одного атома (удалённого при образовании дефекта). Пентагон тоже меняет положение относительно неизменяемой части решётки. Таким образом, в трансформации участвуют как минимум два пентагона – начальный и конечный. Результат не зависит от того, с какой стороны дефект подошёл в нужном положении к конечному пентагону, если в трансформации не задействованы другие пентагоны.

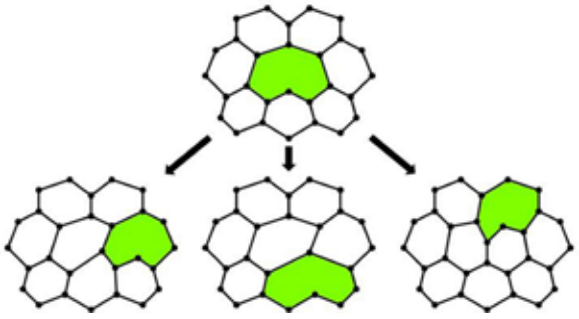


Рис. 4. Три вида перемещений дефекта: слева – без изменения, в центре – с уменьшением, справа – с увеличением числа вершин.

Результат трансформации зависит от пути перемещения дефекта между промежуточными пентагонами, если таковые имеются. Пентагоны можно обходить слева и справа вдоль направления движения дефекта и совершать вокруг них обороты. Число оборотов от 1 до 6, причём 5-ый оборот равносилен обходу пентагона с другой стороны, 6-ой – отсутствию оборотов вокруг пентагона (рис. 5). При

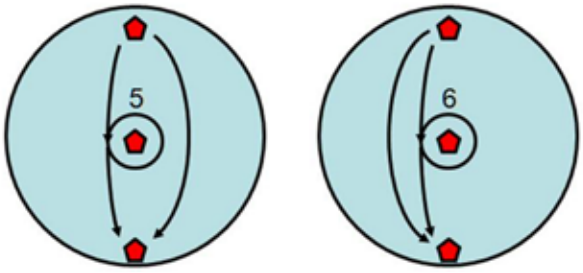


Рис. 5. Эквивалентные перемещения дефекта: слева – путь с пятикратным оборотом вокруг промежуточного пентагона и с другой стороны, справа – путь с шестикратным оборотом вокруг промежуточного пентагона и путь с той же стороны.

наличии на изменяемом фрагменте более одного промежуточного пентагона картина может усложниться в силу того, что число путей перемещения дефекта зависит от очерёдности обхода промежуточных пентагонов и числа оборотов вокруг каждого промежуточного пентагона. Некоторые пути обхода могут оказаться эквивалентными, но этот вопрос не решён. В любом случае, SV-трансформация демонстрирует большой потенциал структурных изменений фуллеренов.

SVT может быть многократной. Полученный фуллерен можно подвергнуть повторной трансформации и т.д. При этом две последовательные трансформации, задействующие пентагоны (A, B) и (B, C) можно рассматривать как одну с пентагонами (A, C), в которой дефект проходит вблизи пентагона B. На рис. 6 дан пример: пути 1-1 и 2 приводят к тому же фуллерену, но путь 3 даёт иной результат, хотя начальный и конечный пентагоны у него те же, что и у пути 2. Повторная трансформация интересна тем, что не всегда один фуллерен может быть одним актом SV-трансформации переведен в другой. Такие переходы могут составить основу классификации фуллеренов, когда в один класс попадают формы, переводимые друг в друга конечным числом SV-трансформаций по аналогии с тем, как это сделано в [6, 7] с трансформацией Стоуна-Уоллеса.

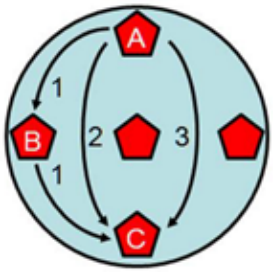


Рис. 6. Схема различных путей обхода дефектом поверхности фуллерена.

Таким образом, SVT представляет собой гибкий механизм, позволяющий рассматривать всё многообразие фуллеренов в некоторой совокупности. Переводимые друг в друга SV-трансформацией фуллерены можно характеризовать как один объект, структурные изменения которого приводят к его различным состояниям. Возможно, в реальности, подвергаясь различным воздействиям, молекулы фуллеренов так себя и ведут, непрерывно изомеризуясь в более устойчивые формы в результате потери или приобретения атомов.

Ограничения SVT вызваны необходимостью наличия при образовании дефекта комбинации из попарно смежных пентагона и двух гексагонов. Так, если вблизи всех 12 пентагонов на фуллерене наблюдаются только три крайние правые структуры (рис. 3), то SV-трансформация не применима (впрочем, как и SW-трансформация). На таких фуллеренах (их всего 4, рис. 7) гексагоны изолированы друг от друга поясами пентагонов. Как указано в наших предыдущих работах, SVT пригодна для описания эволюции графена при наличии в нём пентагонов, которые являются уже не структурно необходимыми элементами, а дефектами, возникающими, как правило, с одновременным образованием гептагона.

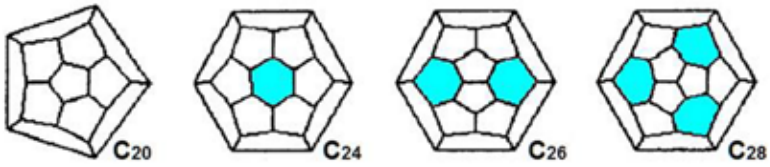


Рис. 7. Фуллерены C_{20}, C_{24}, C_{26} и C_{28} для которых не применима SV-трансформация.

Механизмы, подобные SVT, могут прослеживаться и в эволюции полиэдрических структур в живой природе, например, на скелетах радиолярий, структура которых в ходе естественного отбора стремилась к более симметричной форме.

Список литературы

1. Степенщиков Д.Г., Войтеховский Ю.Л. О фрагментах графена с пентагональными дефектами // Математические исследования в естественных науках. Тр. X Всерос. научн. школы. Апатиты, 7-8 апр. 2014 г. Апатиты: Изд-во K & M, 2014. С 28-32.
2. Степенщиков Д.Г., Войтеховский Ю.Л. О структурных дефектах углеродной решётки графена // Матер. II конф. научн. об-в Мурманской обл. и V научн. сессии ГИ КНЦ РАН, посв. Дню рос. науки. Апатиты, 10-11 февр. 2014 г. Апатиты: Изд-во K & M, 2014. С. 92-96.
3. Степенщиков Д.Г. Результаты компьютерного моделирования неприводимых полиэдров // Математические исследования в естественных науках. Тр. X Всерос. научн. школы. Апатиты, 7-8 апр. 2014 г. Апатиты: Изд-во K & M, 2014. С 33-38.
4. Степенщиков Д.Г., Войтеховский Ю.Л. О структурных дефектах графена // Вестник МГТУ. 2014. Т. 17. № 2. С. 364-368.
5. Степенщиков Д.Г. Структурные деформации фуллеренов и графена: обзор методов изучения // Математические исследования в естественных науках. Тр. XI Всерос. научн. школы. Апатиты, 11-12 нояб. 2014 г. Апатиты: Изд-во K & M, 2014. С 41-47.
6. Babić D., Trinajstić N. Pyracylene rearrangement classes of fullerene isomers // Computer & Chemistry, Vol. 17, Issue 3, 1993, pp. 271-275.
7. Fowler P.W., Manolopoulos D.E., Ryan R.P. Isomerisations of the fullerenes // Carbon. 1992. V. 30. N 8. P. 1235-1250.
8. Meyer J.C., Kisielowski C. *et al.* Direct imaging of lattice atoms and topological defects in graphene membranes // Nano Lett. 2008. V. 8. N 11. P. 3582-3586.
9. Warner J.H. *et al*. Dislocation-driven deformations in graphene // Science. 2012. N 337. P. 209-212.

О СУЩЕСТВОВАНИИ ФУЛЛЕРЕНОВ С ОПРЕДЕЛЁННОЙ СИММЕТРИЕЙ

Степенщиков Д.Г., Войтеховский Ю.Л.

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

Ранее авторами [5, 6, 7] сообщены результаты по комбинаторному разнообразию фуллеренов $C_{20\text{-}100}$ с указанием их точечных групп симметрии (т.г.с.) и порядков групп автоморфизмов (п.г.а.). Там же приведены изображения наиболее симметричных типов. При этом разнообразие фуллеренов в диапазоне $C_{62\text{-}70}$ ограничивалось типами с парами смежных пентагонов, в диапазоне $C_{72\text{-}100}$ – типами с изолированными пентагонами. Эти ограничения соответствуют принципам стабильности фуллеренов [4]. В этой работе приводятся результаты по т.г.с. и п.г.а. полного комбинаторного многообразия фуллеренов $C_{62\text{-}150}$, впервые предлагается ряд доказательств существования фуллеренов с определённой симметрией.

Генерирование и характеризация фуллеренов $C_{62\text{-}150}$

Ранее используемый алгоритм генерирования фуллеренов с помощью спирального кода – последовательности из 5- и 6-членных циклов – оказался неприменим для высших фуллеренов. В классе C_{68} обнаружилось расхождение с [1]. Причина указана в [2]. А именно, начиная с n = 380, у некоторых фуллеренов C_n спиральный код отсутствует. Поэтому далее использованы свободно распространяемые программы, основанные на ином алгоритме генерирования фуллеренов [3]. Для получения т.г.с. и п.г.а. использованы авторские программы.

Характеристики т.г.с. и п.г.а. $C_{62\text{-}150}$ даны в таблице. Как и в предыдущих многообразиях, большая часть фуллеренов асимметрична. Далее по многочисленности идут т.г.с. 2 и *m*. Всего для фуллеренов определено 28 т.г.с., из которых 6 некристаллографических. Т.г.с. 235 впервые появляется для C_{140}. Число высокосимметричных (п.г.а. ≥ 8) фуллеренов в указанном диапазоне равно 451.

Для определённых значений n по таблице можно сделать предположения относительно существования фуллеренов с той или иной симметрией. Так, фуллерены с т.г.с. 1, 2, *m* и *mm*2 представлены в таблице для всех n = 62 … 150. Это позволяет предположить, что и для всех n > 150 фуллерены с этими т.г.с. найдутся. Для фуллеренов с т.г.с. $\bar{1}$, 222 и 2/*m* индекс n принимает все чётные значения за исключением n = 68 для т.г.с. $\bar{1}$. Это позволяет предположить, что для всех чётных n > 150 фуллерены с такими т.г.с. существуют. А вот для т.г.с. 3*m* такой вывод кажется сомнительным, так как сплошная последовательность n,

начиная с 80, прерывается на n = 126 – фуллерена C_{126} с т.г.с. 3*m* нет. Этот пример демонстрирует необходимость точной проверки суждений, высказываемых в результате анализа табличных данных. Ниже мы приведём доказательства существования фуллеренов с некоторыми т.г.с., используя подход, найденный в [9].

Фуллерены с определёнными группами симметрии

Рассмотрим фрагмент фуллерена, граница которого имеет вид, показанный на рис. 1 a. Обозначенные точками выступающие элементы фрагмента назовём зубцами. Этот фрагмент обладает тремя свойствами: 1. Внутри фрагмента ровно 6 пентагонов, что следует из леммы [8]. 2. Если окружить данный фрагмент шестью гексагонами так, чтобы каждый располагался между зубцами (рис. 1 b), то полученный фрагмент будет иметь ту же границу. Добавляемые 6 гексагонов назовём поясом (рис. 1 c). 3. Два фрагмента могут быть состыкованы с образованием фуллерена (рис. 2).

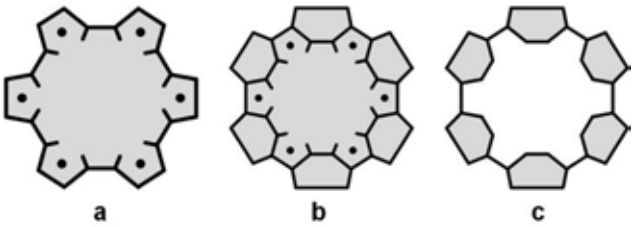
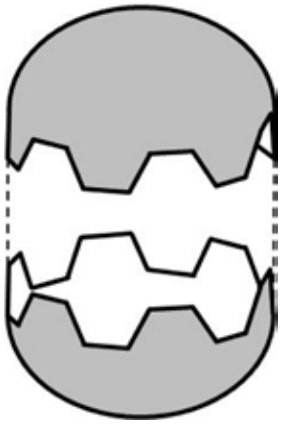


Рис. 1. Пояснения в тексте.

Очевидно, к фрагменту можно добавлять любое число поясов. Обратно, если все зубцы фрагмента образованы гексагонами – их можно убрать, сохраняя исходный вид границы, пока один или более зубцов не будут образованы пентагонами. Такие, не имеющие поясов, фрагменты назовём крышками. Авторы нашли все возможные крышки (342 без учёта энантиоморфных). Число граней на крышках варьирует от 13 до 48. Симметрия крышек определяется 7 плоскими т.г.с., причём *m* представлена двумя различными плоскостями. Будем различать их, обозначая m_1 и m_2 (рис. 3). Самая высокая т.г.с. 6*mm* соответствует симметрии контура крышки. Ось, проходящую через центры образующих фуллерен крышек, назовём главной.


Рис. 2. Пояснения в тексте.

Предположим, что образующая фуллерен пара крышек при симметричных преобразованиях переходят сами в себя или друг в друга. Первому случаю соответствуют собственные элементы симметрии крышек – оси 2, 3, 6, совпадающие с главной осью, или оба вида плоскостей. Второму случаю соответствуют ось 2 или плоскость, проходящие между крышками перпендикулярно главной оси, совпадающие с главной инверсионные оси или центр инверсии. Во втором случае крышки должны быть одинаковы или зеркально-симметричны. Тогда, выбирая пары крышек, на основании их сходства или совпадения элементов симметрии, можно судить о симметрии образуемого фуллерена. Более того, вставляя между крышками пояса, можно получить бесконечные серии фуллеренов с числом граней, увеличивающимся кратно 6. Выбрав 6 непересекающихся серий, и покрыв ими последовательность натуральных чисел, начиная с некоторого, докажем существование фуллерена с определённой т.г.с. для любого числа граней.

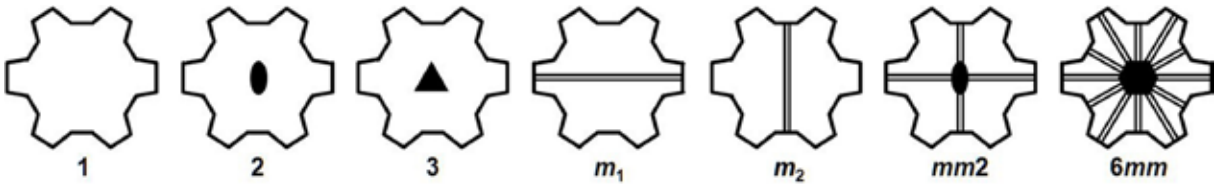


Рис. 3. Пояснения в тексте.

Для любого F, начиная с некоторого, существует фуллерен с F гранями и т.г.с. 1

Рассмотрим 6 асимметричных крышек с числом граней от 15 до 20 (назовём их верхними) и любую отличную от них крышку (нижнюю), например, с минимальным числом граней 13 (рис. 4). Так как каждая из верхних крышек не имеет собственных элементов симметрии и не совпадает с нижней, то вместе они дают асимметричный фуллерен. Вставляя между крышками пояса, получим 6 бесконечных серий фуллеренов: 15+13+6n = 28+6n, 16+13+6n = 29+6n, 17+13+6n = 30+6n, 18+13+6n = 31+6n, 19+13+6n = 32+6n, 20+13+6n = 33+6n, где $n \in N$. Они покрывают всё множество натуральных чисел, начиная с F = 28. То есть, доказано существование хотя бы одного асимметричного фуллерена с числом граней $F \geq 28$.

Таблица. П.г.а. и т.г.с. фуллеренов C_{62}-$_{150}$.

a.g.o.	1	2			3	4				6				8		10	12				20	20	24	24	24	24	60	120	Total
s.p.g.	1	2	*m*	$\bar{1}$	3	*mm*2	2/*m*	222	$\bar{4}$	32	3*m*	$\bar{6}$	$\bar{3}$	*mmm*	$\bar{4}$2*m*	52	$\bar{3}m$	$\bar{6}m2$	622	23	$\bar{1}$0*m*2	$\bar{5}m$	$\bar{4}$3m	6/*mmm*	$\frac{\bar{1}2}{2m}$	*m* $\bar{3}$	235	$\bar{3}$ $\bar{5}m$	
62	2135	142	80		4	16				4	1	1						2											2385
64	2990	316	118	2	8	4	4	17			4			1	1														3465
66	4134	211	112			18				2	1																		4478
68	5714	411	122		5	21	7	28	2	10		1	1	2	2		3	1		1			1						6332
70	7634	300	186		8	14					5										2								8149
72	10304	619	190	3	1	26	7	24		3	1			5	4				1						2				11190
74	13557	414	237		9	18				6	1	1						3											14246
76	18005	800	246	2	14	14	11	45	4		5				3					1			1						19151
78	23197	557	312		2	35				3								3											24109
80	30280	1146	371	5	15	28	16	39	1	12	2						2	2			2	2						1	31924
82	38548	742	380		15	28					5																		39718
84	49590	1436	434	9	1	29	4	59	3	6	1			6	9		1	1					1	2					51592
86	62212	976	505		15	36				9	5							3											63761
88	79033	1945	596	10	24	43	16	52	1		8			5	4					1									81738
90	97936	1266	655		3	50				4						1		1			2								99918
92	123141	2412	646	12	20	38	13	80	5	19	2	2		4	4		5	3		1			1			1			126409
94	150939	1603	879		26	42					4																		153493
96	187505	3200	972	20	4	28	16	70		9	2			3	3		1	1						2	3				191839
98	227934	2029	952		27	58				13	1	1						2											231017
100	280730	3801	1093	14	40	66	28	114	9		5			2	5	2				2		2	1						285914
102	337808	2542	1228		3	67				6	4																		341658
104	412339	4954	1413	29	37	82	23	89	1	24	2			7	7		4	1		1									419013
106	492768	3126	1541		38	48					8																		497529
108	596532	5872	1501	26	5	65	29	145	9	10	1	1		3	10		2	3	1					2					604217
110	707441	3846	1874		42	90				14	5					1		4			2								713319
112	850295	7403	2147	41	59	54	28	116	1		8			6	2								1						860161
114	1001569	4684	2079		7	88				9	5							3											1008444
116	1195728	8713	2238	44	49	76	22	169	7	34	2	4	1	10	12		5	2		2						1			1207119
118	1400184	5610	2609		54	84					12																		1408553
120	1660007	10787	2921	52	10	139	51	157	3	11	5			8	8	2			2		1	4	1		2				1674171
122	1932981	6765	3008		59	90				21	1	1						3											1942929
124	2279671	12436	3119	59	80	63	30	221	11		10			6	12					2			1						2295721
126	2638922	8067	3729		10	125				11		1						1											2650866
128	3094318	15346	4065	83	78	69	42	178	1	38	2	1	1	3	3		4	4											3114236
130	3566798	9491	4131		79	124					11					1					2								3580637
132	4159762	17505	4164	74	13	148	54	279	15	20	4			7	13		5	4	1	1				2					4182071
134	4771426	11219	4818		77	134				25	10	1						5											4787715
136	5539717	21034	5515	106	108	154	49	226	4		16			11	7					1			1						5566949
138	6325855	13174	5482		16	157				12	2																		6344698
140	7310743	24046	5545	98	100	163	74	336	22	46	7	2	2			2	6	6		3		2					1		7341204
142	8316868	15241	6668		106	142					8																		8339033
144	9567654	28779	7318	144	20	122	54	269	1	18	2			12	8		1	2	2					1	4				9604411
146	10842497	17769	7050		108	168				31	2	2						4											10867631
148	12428537	32165	7470	137	146	138	53	387	15		8			12	21					3									12469092
150	14029812	20597	8493		24	216				16	7					2		3			4								14059174

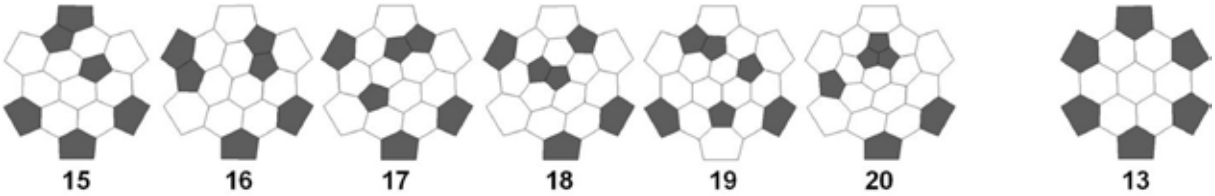


Рис. 4. Пояснения в тексте.

Для любого F, начиная с некоторого, существует фуллерен с F гранями и т.г.с. 2

Рассмотрим 6 пар крышек (рис. 5). В каждой паре крышки различны и имеют единственный элемент симметрии – ось 2, совпадающую с главной. Вставляя между крышками пояса, получим 6 бесконечных серий фуллеренов: 16+13+6n = 29+6n, 17+13+6n = 30+6n, 18+13+6n = 31+6n, 14+18+6n = 32+6n, 20+13+6n = 33+6n, 21+13+6n = 34+6n, где n ∈ N. Они покрывают всё множество натуральных чисел, начиная с F = 29. То есть, доказано существование хотя бы одного фуллерена с числом граней F ≥ 29 и т.г.с. 2.

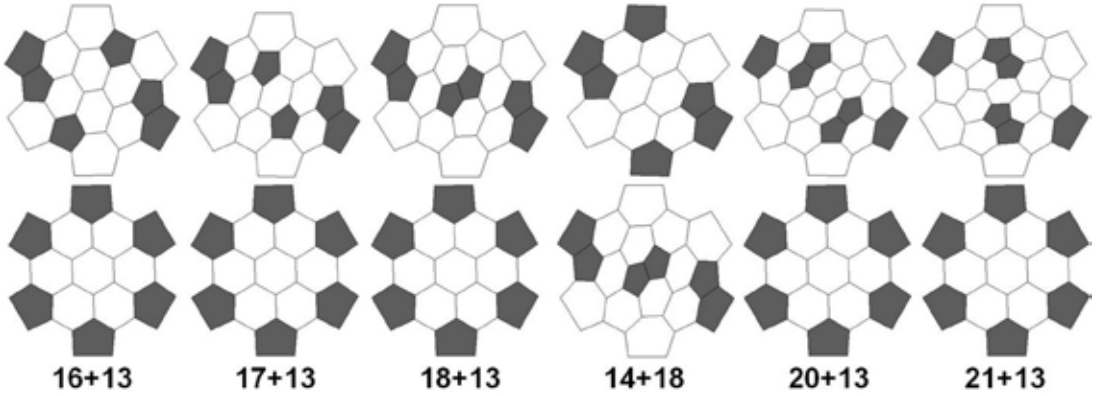


Рис. 5. Пояснения в тексте.

Для любого F, начиная с некоторого, существует фуллерен с F гранями и т.г.с. m

Рассмотрим 6 верхних крышек с т.г.с. *m* и нижнюю с т.г.с. 6*mm* (рис. 6). В каждой паре у верхней крышки с нижней есть единственная совпадающая плоскость симметрии, проходящая через главную ось. Вставляя между крышками пояса, получим 6 бесконечных серий фуллеренов: 16+13+6n = 29+6n, 17+13+6n = 30+6n, 18+13+6n = 31+6n, 19+13+6n = 32+6n, 20+13+6n = 33+6n, 21+13+6n = 34+6n, где n ∈ N. Они покрывают всё множество натуральных чисел, начиная с F = 29. Таким образом, доказано существование хотя бы одного фуллерена с числом граней F ≥ 29 и т.г.с. 2. Отметим, что в парах присутствуют верхние крышки с плоскостью m_1 и m_2. При добавлении чётного или нечётного числа поясов, крышки поворачиваются вокруг главной оси друг относительно друга. И единственная плоскость верхней крышки совпадает с разными типами плоскостей нижней крышки.

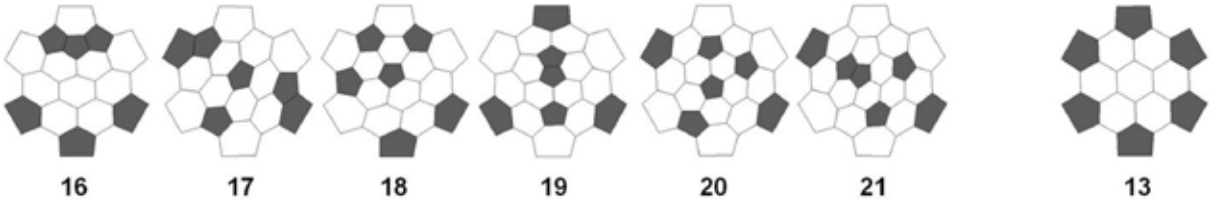


Рис. 6. Пояснения в тексте.

Для любого чётного F, начиная с некоторого, существует фуллерен с F гранями и т.г.с. $\bar{1}$

В этом случае достаточно рассмотреть 3 асимметричные крышки (рис. 7) в паре с энантиоморфами. Центр инверсии переводит крышки друг в друга. Получим 3 бесконечные серии фуллеренов:

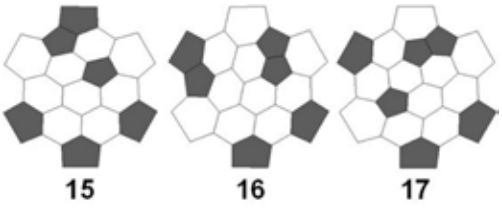


Рис. 7. Пояснения в тексте.

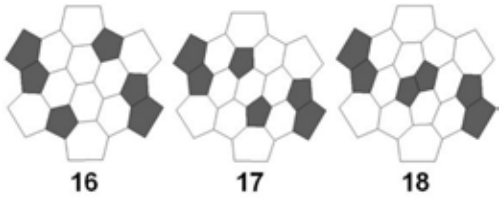


Рис. 8. Пояснения в тексте.

15+15+6n = 30+6n, 16+16+6n = 32+6n, 17+17+6n = 34+6n, где n ∈ N. Они покрывают всё множество чётных натуральных чисел, начиная с F = 30.

Для любого чётного числа F, начиная с некоторого, существует фуллерен с F гранями и т.г.с. 222

В этом случае рассмотрим 3 крышки с симметрией 2 (рис. 8) в паре с энантиоморфами. В каждой паре каждая крышка переводится осью 2 в себя. А обе крышки переводятся друг в друга осью 2, перпендикулярной главной оси. Наличие двух осей 2 приводит к появлению третьей оси 2 и общей симметрии фуллерена 222. Бесконечные серии фуллеренов имеют вид: 16+16+6n = 32+6n, 17+17+6n = 34+6n, 18+18+6n = 36+6n, где n ∈ N. Они покрывают всё множество чётных натуральных чисел, начиная с F = 32.

Для любого чётного F, начиная с некоторого, существует фуллерен с F гранями и т.г.с. 2/m

Рассмотрим 6 крышек с симметрией *m* (рис. 9) в паре с энантиоморфами. В парах присутствуют крышки с m_1 и m_2. Соединим в каждой паре крышки через один пояс так, чтобы их зубцы соприкасались, а плоскость симметрии совпадала. При этом верхний зубец одной крышки (рис. 9) соприкасается с нижним зубцом другой. Тогда кроме этой плоскости, крышки будут отображаться осью 2, перпендикулярной главной и проходящей через пояс. Ориентировку крышек необходимо сохранять при добавлении поясов. Для этого нужно добавлять по два пояса (рис. 10, на примере m_1). Получим бесконечные серии: 16+16+6+12n = 38+12n, 17+17+6+12n = 40+12n, 18+18+6+12n = 42+12n, 19+19+6+12n = 44+12n, 20+20+6+12n = 46+12n, 21+21+6+12n = 48+12n, где n ∈ N. Они покрывают всё множество чётных натуральных чисел, начиная с F = 38.

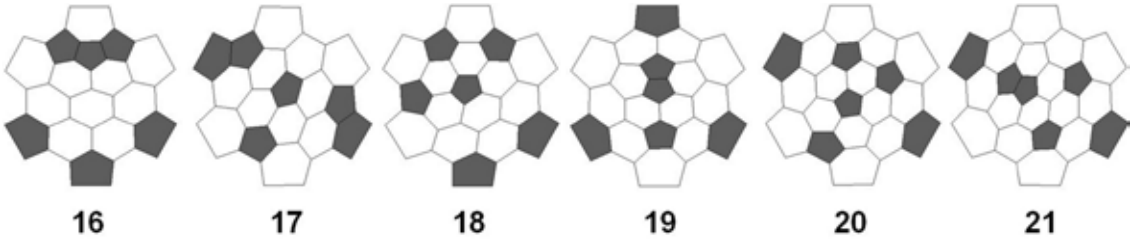


Рис. 9. Пояснения в тексте.

Предполагая, что образующие фуллерен крышки при симметричных преобразованиях переходят только в себя или друг в друга, доказали существование фуллеренов с т.г.с. 1, 2, *m* для любого, начиная с некоторого, числа граней и фуллеренов с т.г.с. $\bar{1}$, 222 и 2/*m*, для любого, начиная с некоторого, чётного числа граней. Но это предположение не всегда выполняется. Для примера рассмотрим фуллерен, образованный парой асимметричных крышек, соединённых через 3 пояса. Хотя они асимметричны, фуллерен приобретает т.г.с. 2 (рис. 11). Ось проходит через центр проекции перпендикулярно плоскости рисунка.

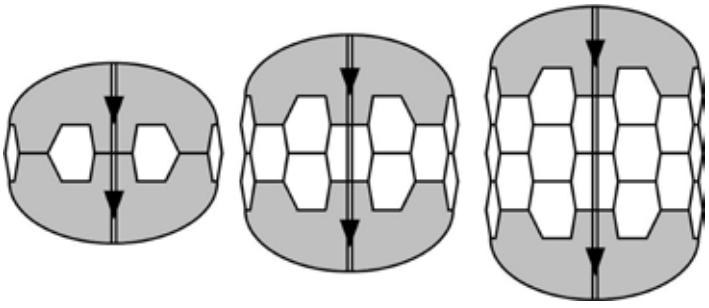


Рис. 10. Пояснения в тексте.

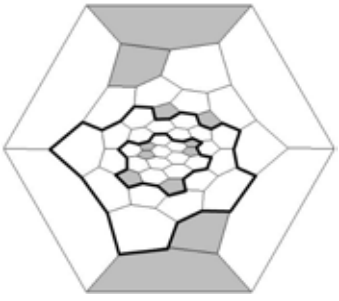


Рис. 11. Пояснения в тексте.

При этом ось 2 не совпадает с главной и не перпендикулярна ей, то есть не переводит крышки ни в себя, ни друг в друга. Наше предположение требует, чтобы элементы симметрии фуллерена входили в т.г.с. 6/*mmm* (ось 6 главная). Нужен способ, гарантирующий отсутствие элементов симметрии, не входящих в эту группу. Он отражён в следующей теореме.

Т.г.с. фуллерена, получающегося замыканием нанотрубки из N поясов (N ≥ 8), есть подгруппа т.г.с. 6/*mmm*

Рассмотрим развёртку нанотрубки, образованную некоторым числом поясов (рис. 12) и выделим некоторый пояс (А). При симметричных преобразованиях фуллерена, получаемого замыканием нанотрубки, он должен перейти в себя или другой пояс. Первый случай достигается поворотом пояса вокруг осей 2 или 6 либо отражением в плоскостях симметрии – элементах т.г.с. 6/*mmm*. Во втором случае пояс А может перейти в пояса, параллельные ему выше или ниже с помощью осей 2 или плоскости, перпендикулярной главной оси – также элементами т.г.с. 6/*mmm*. В третьем случае пояс А может перейти в пояса В или С (рис. 12). Каждый из них частично попадает в обе крышки. Пояс А может совпадать с любым из этих поясов только в случае, если они состоят ровно из 6 гексагонов. Увеличив число поясов между крышками до 8 (рис. 12), мы гарантируем, что часть пояса В или С, не входящая в крышки, будет иметь 6 гексагонов. Заходя в крышки, любой из поясов захватит не менее чем по 1 гексагон, увеличив длину до 8 или более. Таким образом, 8 поясов между крышками гарантируют, что пояс А не сможет перейти ни в В, ни в С. То есть элемент симметрии, не входящий в т.г.с. 6/*mmm*, не появится.

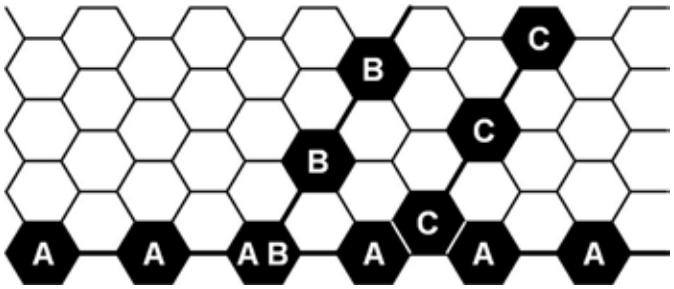


Рис. 12. Пояснения в тексте.

Приведенные теоремы о существовании фуллеренов благодаря последней теореме становятся верными, если увеличить число F. Так, в первой (существование асимметричных фуллеренов) F увеличится до 28+6×8 = 76. То есть, для любого числа граней F ≥ 76 существует асимметричный фуллерен. Для остальных теорем числа F таковы: 77 (2), 77 (*m*), 78 ($\bar{1}$), 80 (222), 86 (2/*m*).

Список литературы

1. Brinkmann G., Dress A.W.M. A constructive enumeration of fullerenes // J. Algor. 1997. V. 23. P. 345-358.
2. Brinkmann G., Goedgebeur J., McKay B.D. The smallest fullerene without a spiral // Chem. Phys. Lett. 2012. V. 522. P. 54-56.
3. Brinkmann G., Goedgebeur J., McKay B.D. Generation of fullerenes // J. Chem. Inf. Model. 2012. V. 52. N 11. P. 2910-2918.
4. Kroto H.W. The stability of the fullerenes C_n, with n = 24, 28, 32, 36, 50, 60 and 70 // Nature. 1987. N 329. P. 529-531.
5. Voytekhovsky Y.L., Stepenshchikov D.G. C_{20} to C_{60} fullerenes: combinatorial types and symmetries // Acta Cryst. 2001. A57. P. 736-738.
6. Voytekhovsky Y.L., Stepenshchikov D.G. On the spectrum of fullerenes // Acta Cryst. 2002. A58. P. 295-298.
7. Voytekhovsky Y.L., Stepenshchikov D.G. C_{72} to C_{100} fullerenes: combinatorial types and symmetries // Acta Cryst. 2003. A59. P. 283-285.
8. Voytekhovsky Y.L., Stepenshchikov D.G. A theorem on the fullerenes with no adjacent pentagons // Acta Cryst. 2004. A60. P. 278-280.
9. Voytekhovsky Y.L., Stepenshchikov D.G. On the Motzkin-Grunbaum theorem // Acta Cryst. 2005. A61. P. 584-585.

ФЕНОМЕНОЛОГИЧЕСКАЯ ТЕОРИЯ МОРФОГЕНЕЗА КРИСТАЛЛОВ

Страшненко Г.И.

г. Екатеринбург, strashnenko_gi@mail.ru

Феноменологический подход к созданию теории морфогенеза основывается на накопленных минералогией фактах (феноменах) изменения формы кристаллов, в меньшей степени на результатах экспериментального выращивания гранных форм кристаллов. При этом не рассматриваются процессы атомно-молекулярного уровня на границах « кристалл – жидкость» и «кристалл – пар». Теории роста кристаллов, построенные на анализе этих процессов (Коссель, Странский, Фольмер и др,) как правило, неприменимы для решения научных и практических задач минералогической кристаллографии. В противоположность существующим физическим теориям феноменологическая теория морфогенеза природных кристаллов может быть полезной, если дает правильное описание явлений.

В основу феноменологической теории морфогенеза кристаллов положим предпосылки, которые не вытекают из доказуемой физической теории, а обобщают многовековой опыт минералогических наблюдений и многочисленные эксперименты по искусственному выращиванию кристаллов.

1. В границах термодинамического поля устойчивости минерального вида, принадлежащего к одному из 32 классов симметрии, в огранении кристаллов могут участвовать только простые кристаллографические формы (ПКФ), допустимые в данном классе симметрии. Так, в огранении алмаза, кристаллизующегося в голоэдрическом классе кубической сингонии, могут принимать участие ПКФ: куб {100}, октаэдр {111}, ромбододекаэдр {110}, тетрагонтриоктаэдры $\{hhl\}_{h<l}$, тригонтриоктаэдры $\{hhl\}_{h>l}$, тетрагексаэдры {hk0} и гексоктаэдры {hkl}. Частота встречаемости, а также доля каждой формы в огранении кристалла согласно приближенному закону Браве прямо пропорциональная ее ретикулярной плотности.
2. Участие ПКФ в огранении кристаллов определенного вида симметрии зависят от внешних факторов, важнейшим из которых является пересыщение минералообразующего раствора. Здесь и далее понятие «пересыщение» имеет расширительное толкование, в равной степени означая собственно пересыщение жидкого раствора и избыточное давление паров кристаллизующегося вещества или перохлаждение расплава.
3. Форма кристаллов усложняется по мере снижения пересыщения минералообразующего раствора.

Из предпосылок вытекают задачи феноменологической теории морфогенеза кристаллов.

1. На качественном уровне определить характер и степень влияния внешних факторов (температуры, пересыщения, кислотно-щелочных свойств растворов (pH), состава и содержания примесей в растворе) на форму кристаллов.
2. Установить тренды изменения форм кристаллов в зависимости от направления и интенсивности изменения параметров среды.
3. Определить границы устойчивости закрытых простых и квазипростых форм кристаллов относительно переменных параметров среды. Под квазипростыми мы понимаем формы кристаллов средней и низшей категорий с минимальным числом открытых ПКФ с простыми индексами, вместе образующих многогранник.
4. Сформулированные задачи попытаемся решить применительно к кристаллам кубической сингонии. Решения составят содержание частной феноменологической теории морфогенеза, которую впоследствии мы планируем расширить на кристаллы менее симметричных сингоний. В развиваемой феноменологической теории принимаются следующие аксиоматические положения.
5. Единственным внешним фактором, непосредственно определяющим огранение кристаллов и его эволюцию во времени и пространстве, является пересыщение минералообразующего раствора. Все иные параметры среды влияют на форму кристаллов опосредованно, изменяя пересыщение минералообразующего раствора.
6. Для каждого класса симметрии можно выстроить ряд допустимых ПКФ по убыванию или возрастанию их приведенной поверхности (F-функции). Он определяет направление снижения пересыщения раствора.
7. В ходе эволюции форма кристалла изменяется путем смены одной равновесной до момента *t* ПКФ другой, равновесной после момента *t*. Переход от одного состояния равновесия к другому происходит путем образования после момента *t* неустойчивой двойной комбинационной формы, в которой ранняя ПКФ метастабильна и должна постепенно вырождаться.
8. Из п.п. 2 и 3 следует, что каждая ПКФ равновесна на определенном интервале изменения пересыщения раствора.

9. F-функция, количественно выражающая форму кристалла [6-10], служит относительной мерой пересыщения растворов.

Рассмотрим эти положения более подробно и покажем их обоснованность на примерах из минералогической практики и результатов экспериментальных работ по искусственному выращиванию кристаллов. Особенностью природного кристаллогенеза является типологическая однородность кристаллов одной генерации, выросших при определенных термодинамических параметрах среды. Под типологической однородностью мы понимаем равенство огранения всех кристаллов данной генерации по списку ПКФ и относительной доле каждой из них в полной поверхности многогранника. Особенно наглядно типологическую однородность демонстрируют друзы и щетки кристаллов ряда минералов (кварца, кальцита, пирита, гранатов и пр.). Из этого следует вывод о существовании детерминированной связи между формой кристалла и термодинамическими условиями его образования. Минералогическими наблюдениями и экспериментами на качественном уровне устанавливается связь между формой кристаллов и пересыщением маточных растворов. Ее можно сформулировать так: «по мере снижения пересыщения форма кристаллов усложняется». Под усложнением понимается появление ПКФ с большим количеством граней с большими индексами Миллера, следовательно – с малой ретикулярной плотностью. Другие внешние факторы влияют на форму кристаллов опосредованно, изменяя пересыщение. Рассмотрим влияние Т и pH раствора на форму кристаллов.

Влияние Т на пересыщение растворов

Для абсолютного большинства твердых веществ, в том числе минералов, их растворимость с повышением Т увеличивается. Для некоторых зависимость растворимости от температуры имеет линейный характер.

$$\frac{dc_н}{dt} = \kappa \qquad (1)$$

где $c_н$ – концентрация насыщения; t – температура, κ – коэффициент пропорциональности, разный для разных веществ. Проинтегрировав (1) от t_1 до t_2, получим приращение предельной растворимости на интервале изменения температуры раствора

$$\Delta c_н = k\left(t_2 - t_1\right) \qquad (2)$$

При $t_1 > t_2$ $\Delta c_н < 0$, если $t_1 < t_2$ $\Delta c_н > 0$. Поскольку абсолютное пересыщение $\left(\Delta C\right)$ равно $\Delta C = -\Delta c_н$, в 1-ом случае имеем дело с пересыщением, во 2-ом с недосыщением раствора. Выражение (2) показывает, что в случае линейного закона растворимости пересыщение раствора зависит только от разности температуры, но не от её абсолютного значения.

Для многих веществ и, видимо, подавляющего числа минералов, растворимость подчиняется закону более высокого порядка вида

$$\frac{dc_н}{dt} = \kappa n t^{n-1}, \qquad (3)$$

Где n > 1. В этом случае после интегрирования (3) от t_1 до t_2 получим:

$$\Delta C = -\Delta c = -k\left(t_2^n - t_1^n\right). \qquad (4)$$

В отличие от (2), выражение (4) показывает, что в этом случае возможное пересыщение раствора зависит не только от разности температуры, но и от её абсолютного значения. При более высоких температурах возможно достижение и более сильного пересыщения. В целом при высоких температурах в зависимости от степени термостатирования минералообразующей системы могут возникать высокие и низкие пересыщения. Продемонстрируем приведенные теоретические положения примерами.

Пример 1. Рассмотрим растворимость медного купороса $CuSO_4 \cdot 5H_2O$ и алюмокалиевых квасцов $KAl\left(SO_4\right)_2 \cdot 12H_2O$ в воде при различных температурах. Численные значения растворимости этих веществ в *г* на *100 г* воды заимствованы из [5]. Графики растворимости показаны на рис. 1. Растворимость медного купороса с ростом Т меняется по линейному закону

$$c_н = 0{,}754t. \qquad (5)$$

Растворимость алюмокалиевых квасцов растет с Т по закону высшего порядка

$$c_н = -4\cdot10^{-7}t^4 + 0.0004t^3 - 0.0255t^2 + 0.6923t. \quad (6)$$

В соответствии с (1-4), зависимость растворимости от Т зависит от химических свойств вещества. Наш пример это наглядно демонстрирует. На рис. 2 показана зависимость от Т пересыщения растворов медного купороса и алюмокалиевых квасцов, рассчитанная по (2, 4-6) для случая снижения Т раствора на 1 °С. Пересыщение раствора медного купороса, растворимость которого происходит по линейному закону, зависит только от разности Т, но не от её абсолютного значения. Напротив, пересыщение раствора алюмокалиевых квасцов, растворимость которых от Т описывается законом высшего порядка (6), зависит от разности Т и её абсолютного значения.

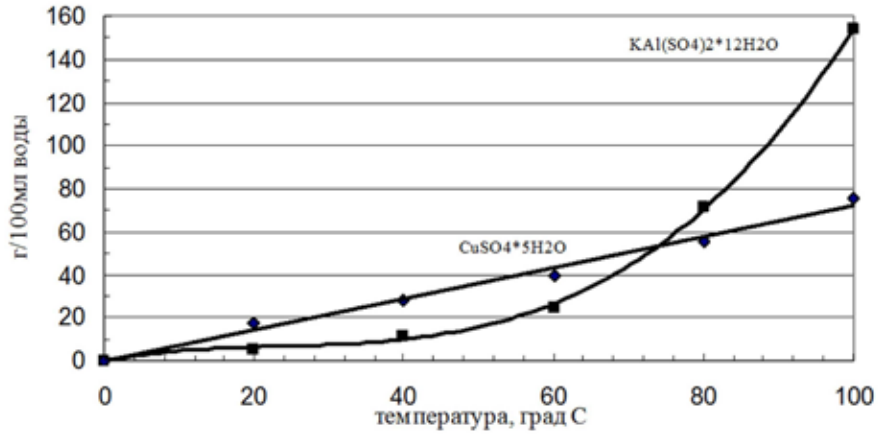


Рис. 1. Зависимость растворимости алюмокалиевых квасцов и медного купороса в воде от Т.

В соответствии с (1-6) и примером 1, а также с учетом положения 2 разрабатываемой теории, форма кристаллов минералов, растворимость которых в зависимости от Т подчиняется закону высокого порядка, должна упрощаться с ростом Т. Наоборот, Т не должна оказывать заметного влияния на форму минералов, растворимость которых в зависимости от Т подчиняется линейному закону. Таким образом, Т через пересыщение оказывает влияние на форму кристаллов. Этот вывод справедлив при условии кристаллизации в режиме диффузионного, конвективного и гидродинамического массопереноса. Влияние Т на форму кристаллов может быть иным, если кристаллизация контролируется молекулярными процессами на границе «раствор – поверхность кристалла» [11]. Полевые наблюдения природных кристаллизаторов (альпийских минерализованных трещин, хрусталеносных гнезд и рудных гидротермальных жил выполнения) позволяют полагать, что образование кристаллов в них происходило в режиме первых.

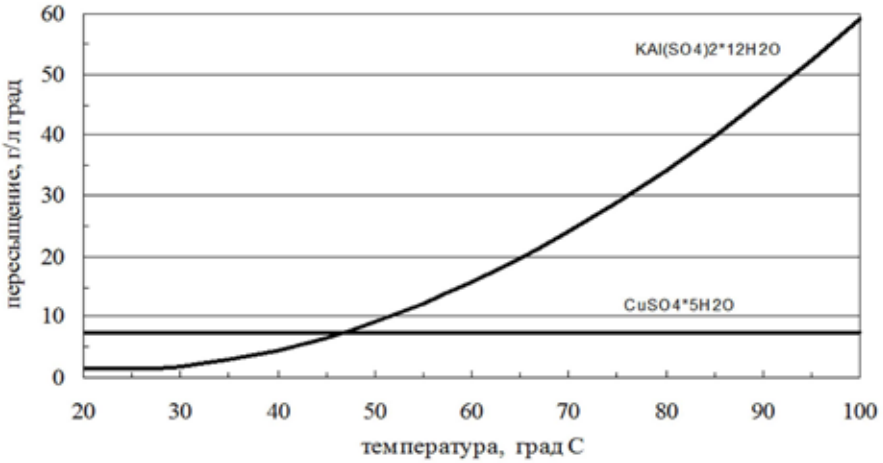


Рис. 2. Зависимость пересыщения водных растворов алюмокалиевых квасцов и медного купороса от Т.

Влияние pH на пересыщение растворов

Ряд авторов пытается объяснить изменение габитуса кристаллов кислотно-щелочными свойствами минералообразующих растворов. Как правило, объяснения носят декларативный характер. Не приводятся убедительные доказательства pH среды на временном интервале равновесной кристаллизации минерала в виде той или иной ПКФ, и не объясняется механизм влияния ионов H^+ и OH^- на габитус кристаллов. На наш взгляд, продукты диссоциации воды, находящиеся в минералообразующем растворе в ничтожно малых количествах, вряд ли оказывают влияние на форму кристаллов. Скорее всего, изменение pH среды сопутствует изменению формы кристаллов, указывающему на более сложные химические превращения в растворе, непосредственно влияющие на концентрацию частиц, из которых строится решетка минерала. Обширные сведения по этому вопросу можно найти в книге [1]. Этот автор ссылается на Сейлора в том, что «добавка в водный раствор малых количеств свободных кислот или щелочей, обусловливающих значительное возрастание концентрации H^+ или OH^-, в большинстве случаев не приводит к заметному изменению облика кристаллов». Исключением из правила являются кристаллы квасцов и галита. Приведем результаты по кристаллизации этих солей.

Пример 1. Галит NaCl. Еще Роме де Лиль указал, что в присутствии в растворе NaCl мочевины, имеющей щелочную реакцию, кристаллы галита меняют кубический габитус на октаэдрический. Гиббс и Клейтон кристаллизовали галит из морской воды с нейтральной реакцией. При удалении из неё кипячением растворенного CO_2 раствор становился щелочным. Выпадающие кристаллы галита имели октаэдрическую форму. Бакли указывает на ряд литературных источников, в которых приводятся примеры изменения габитуса кристаллов *NaCl* с кубического на октаэдрический при введении в раствор KCl примеси $CrCl_3, CdCl_2, ZnCl_2, MnCl_2$.

Пример 2. Алюмокалиевые квасцы $KAl_2(SO_4)_2 \cdot 12H_2O$. Их чистый раствор имеет кислую реакцию и выпадающие кристаллы обычно имеют октаэдрический габитус. Бакли пишет, что при посещении завода «Спенс» видел кубы квасцов с длиной ребра до 15 см, выращенные в присутствии щелочей. Автор этой статьи выращивал кубические кристаллы квасцов, подщелачивая маточный раствор бурой. Бакли указывает, что добавление HCl в чистый раствор квасцов приводит к появлению на октаэдрических кристаллах больших граней пентагондодекаэдра {210}.

Эти примеры выстраивают на первый взгляд закономерный ряд форм алюмокалиевых квасцов в направлении упрощения по мере возрастания щелочности раствора:

$$\begin{array}{ll} pH: & <7 \quad 7 \quad >7 \\ ПКФ: & \{210\} \Rightarrow \{111\} \Rightarrow \{100\} \\ F-функция: & 5.31 \Rightarrow 5.72 \Rightarrow 6.00 \end{array} \qquad (7)$$

Казалось бы, очевидный факт влияния pH среды на форму кристаллов квасцов опровергается другим экспериментом, также приведенном в книге Бакли: замена в растворе примеси соляной кислоты на серную, следовательно, и подкисление раствора, не приводит к заметному изменению формы кристаллов квасцов. Отсюда можно сделать вывод, что на форму кристаллов квасцов, а также и галита влияют не ионы H^+ и OH^-, а более сложные и на сегодня недостаточно изученные процессы, происходящие в растворе с молекулами и ионами как кристаллизующегося вещества, так и растворителя. Бакли пишет по этому поводу: «…Случай превращения октаэдрического облика кристаллов квасцов в кубический под действием щелочей в действительности происходит, скорее всего, не вследствие наличия ионов OH^-, а благодаря образованию в щелочном растворе комплексных ионов или молекул. Появление на кристаллах квасцов граней пентагондодекаэдра {210} при добавлении в раствор HCl также, по-видимому, вызывается не ионами H^+, а вторичными изменениями, возникающими в кислом растворе. То, что это так, следует из отсутствия изменения облика кристаллов квасцов при наличии в растворе других кислот».

Можно также утверждать, что все процессы, происходящие в растворе при введении в него сторонних примесей, должны приводить в одних случаях к снижению, в других – к повышению концентрации в растворе частиц кристаллизующегося вещества, следовательно, к изменению пересыщения раствора, определяющего форму кристаллов. Этот вывод подтверждается и примером с алюмокалиевыми квасцами. По мере возрастания pH раствора мы наблюдаем закономерное упрощение формы кристаллов квасцов, количественно выражающееся увеличением их F-функции (7). *В* соответствии со всеми теориями роста кристаллов и данными по их искусственному выращиванию, упрощение формы кристаллов определяется ростом

пересыщения растворов. Следовательно, pH раствора и сторонние примеси могут оказывать косвенное влияние на форму кристаллов через изменение степени пересыщения минералообразующих растворов.

Морфогенетические ряды ПКФ

В зависимости от направления и интенсивности изменения пересыщения минералообразующего раствора теоретически можно выделить 6 морфогенетических рядов, представляющих последовательность ПКФ, в которой каждая последующая ПКФ замещает предыдущую: 1) регрессивный эволюционный; 2) прогрессивный эволюционный; 3) регрессивный прерывистый; 4) прогрессивный прерывистый; 5) регрессивный шоковый; 6) прогрессивный шоковый. Ниже остановимся на их краткой характеристике. Для регрессивных рядов первая производная от пересыщения по времени отрицательная, изменение формы кристаллов происходит под действием направленного снижения пересыщения раствора. Для прогрессивных рядов все наоборот: производная от пересыщения по времени положительная, изменение формы кристаллов происходит под действием направленного увеличения пересыщения раствора.

Регрессивный эволюционный ряд (*REL – regressive evolutional line*) есть последовательность ПКФ, совместимых в каком-либо классе симметрии и выстроенных в порядке убывания F-функции, следовательно, и снижения пересыщения минералообразующего раствора. Для гексоктаэдрического класса симметрии кубической сингонии ряд имеет вид

$$NEL: \{100\}(6.00) \leftarrow \{111\}\{5.72\} \leftarrow \{110\}(5.35) \leftarrow \left|\begin{matrix}\{hhl\}_{h>l}(5.26-5.22)\\ \{hk0\}(5.22-5.11)\\ \{hhl\}_{h<l}(5.18-5.07)\end{matrix}\right| \leftarrow \{hkl\}(4.96-4.90) \leftarrow \{\infty\}(4.84). \quad (8)$$

В круглых скобках дано значение F-функции соответствующих ПКФ из [6-8]. В прямых скобках – ПКФ с равным числом граней. Для переменных форм дан интервал значений F-функции для ПКФ, часто встречаемых на реальных кристаллах. Символ $\{\infty\}$ означает шар, к которому стремится форма кристаллов кубической сингонии при бесконечно малом пересыщении раствора.

Прогрессивный эволюционный ряд (*PEL – progressive evolutional line*) представляет собой регрессивный *ряд, записанный в обратном порядке, и представляющий последовательность ПКФ в порядке возрастания F*-функции, следовательно, и увеличения пересыщения минералообразующего раствора. Такой ряд можно выстроить по результатам опытов [1] по кристаллизации шаров из квасцов, кристаллизующихся в дидодекаэдрическом классе симметрии:

$$NEL: \quad \{\infty\}(4.84) \leftarrow \{321\}(4.96) \leftarrow \left|\begin{matrix}\{221\}(5.26)\\ \{211\}(5.10)\end{matrix}\right| \leftarrow \left|\begin{matrix}\{210\}(5.35)\\ \{110\}(5.31)\end{matrix}\right| \leftarrow \{111\}(5.72) \leftarrow \{100\}(6.00) \quad (9)$$

Регрессивный прерывный ряд (*NBL – regressive break line*) представляет собой фрагмент регрессивного эволюционного ряда, во внутренней части которого отсутствуют отдельные члены. Выпадение из прерывного ряда одной или нескольких ПКФ может быть вызвано пульсационным характером минералообразующей системы, когда её деятельность по геологическим причинам на какое-то время прекращается, а затем возобновляется, но при условиях, когда выпавшие ПКФ нестабильны. В качестве примера построим морфогенетический ряд изменения формы кристалла галенита (гексоктаэдрический класс симметрии, рис. 3). На нем грани тригонтриоктаэдра {221} замещают грани куба и октаэдра, при этом грани ромбододекаэдра отсутствуют. В этом случае имеем регрессивный прерывный ряд:

$$RBL: \{100\}(6.00) \leftarrow \{111\}(5.72) \leftarrow * \leftarrow \{221\}(5.26) \quad (10)$$

Снежинка в записи означает пропуск какой-либо ПКФ.

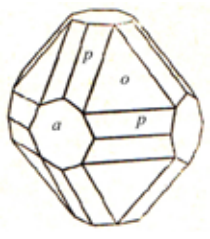


Рис. 3. Кристалл галенита [4].



Рис. 4. Кристалл пирита [4].

Прогрессивный прерывный ряд (*PBL – progressive break line*) представляет собой фрагмент прогрессивного эволюционного ряда, во внутренней части которого отсутствуют отдельные члены. Он обусловлен пульсационным изменением условий минералообразования, вызывающих прерывистое увеличение пересыщения раствора. Для примера построим морфогенетический ряд кристалла пирита, на котором грани дидодекаэдра {321} начинают замещаться гранями октаэдра (рис. 4), при этом отсутствуют грани триоктаэдрических форм, а также пентагондодекаэдра:

$$PBL : \{321\}(4.92) \leftarrow * \leftarrow * \leftarrow \{111\}(5.72) \tag{11}$$

Регрессивный шоковый ряд (*RSL – regressive shocking line*) состоит из двух ПКФ, построенных в порядке убывания F-функции, указывающего на снижение пересыщения раствора. Изменение формы кристалла в ряду происходит в результате резкого изменения условий минералообразования. При этом поверхность кристалла покрывается мелкими гранями второй ПКФ, сохраняя кристаллографический облик первой. Ряд можно записать в форме

$$NSL : \{hkl\}_1(F_1) \Leftarrow \{hkl\}_2(F_2) \quad при\ этом\ F_1 > F_2 \tag{12}$$

Подобные изменения формы кристаллов моделируются в лабораториях при шоковом изменении условий кристаллизации, а также наблюдаются на природных кристаллах. Бакли приводит такой эксперимент. Кубический кристалл, выращенный в щелочном растворе, он поместил в чистый раствор этих же квасцов. В результате грани и ребра куба покрылись мелкими гранями октаэдра. Кристалл сохранил общую кубическую форму (рис. 5а). Естественно предположить, что при дальнейшей кристаллизации произошло бы полное изменение габитуса кристалла с кубического на октаэдрический. Шоковое изменение формы кристалла алюмокалиевых квасцов в этом эксперименте записывается в виде ряда

$$NSL : \{100\}(6.0) \Leftarrow \{111\}(5.72)$$

Толстой стрелкой условимся обозначать реакцию формы кристалла на шоковое изменение условий кристаллизации в отличие от тонкой стрелки в эволюционных рядах.

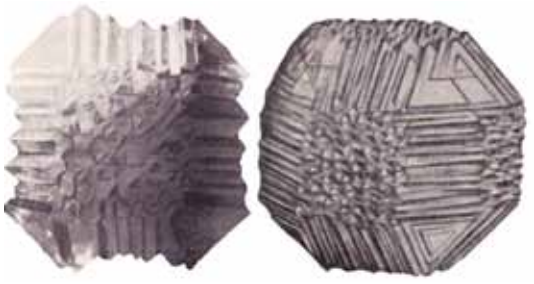


Рис. 5. Реакция формы кристаллов на шоковое изменение условий кристаллизации: а – алюмокалиевые квасцы [1], б – алмаз [12].

Изменения формы, описываемые RSL-рядом, встречаются и на природных кристаллах. На рис. 5б помещено фото алмаза из [12]. Сравнение рис. 5а и 5б показывает, что форма кристалла практически является репликой формы кристалла алюмокалиевых квасцов. Несмотря на то, что алмаз принадлежит к гексоктаэдрическому, а алюмокалиевые квасцы к дидодекаэдрическому классу симметрии, их реакция на шоковое изменение условий кристаллизации одинакова и может быть записана в виде приведенного RSL-ряда.

Реакцией на шоковое изменение условий кристаллизации является и появление грубой штриховки на гранях куба пирита из Березовского месторождения (рис. 6). Штриховка представлена идущими параллельно ребру куба гребнями, образованными гранями пентагондодекаэдра. В сравнении с предыдущими случаями изменение формы пирита произошло в условиях относительно более глубокой амплитуды падения пересыщения раствора, поскольку при этом из огранения выпала промежуточная ПКФ (октаэдр). Для рассматриваемого пирита морфогенетический ряд имеет вид

$$NSL : \{100\}(6.0) * \Leftarrow \{210\}(5.32)$$

Прогрессивный шоковый ряд (*PSL – progressive shocking line*) имеет последовательность ПКФ, обратную *RSL*-ряду, и описывает изменение формы кристаллов при шоковом повышении пересыщения маточного раствора. В общем виде его можно записать так

$$PSL : \{hkl\}_1(F_1) \Leftarrow \{hkl\}_2(F_2) \quad при\ этом\ F_1 < F_2 \tag{13}$$

Лабораторным путем Бакли воспроизвел обратную шоковую реакцию формы кристаллов алюмокалиевых квасцов на резкую смену пересыщения раствора. Октаэдрический кристалл, выросший в чистом растворе, он поместил в щелочной раствор. При этом грани октаэдра покрылись мелкими бугорками ку-

бического облика, имеющими с основным кристаллом плоскость срастания (111). Изменение формы кристаллов в эксперименте можно выразить так:

$$PSL: \{111\}(5.72) \Leftarrow \{100\}(6.00)$$

Примеры прогрессивного шокового изменения формы кристаллов минералов нам неизвестны, но теоретически они возможны. К подобному изменению формы можно отнести широко развитые процессы регенерации естественных сколов кристаллов минералов.

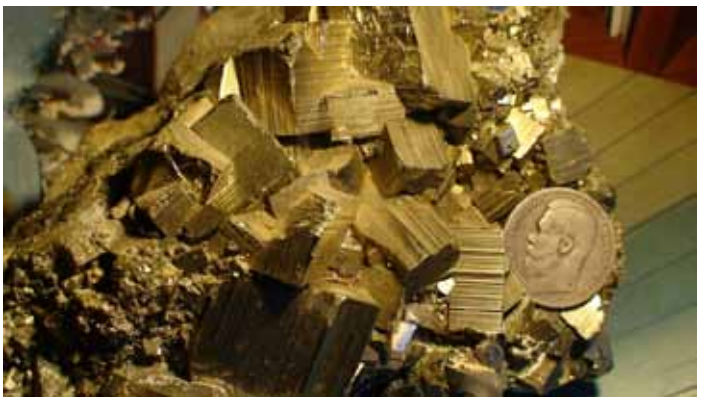


Рис. 6. Друза кристаллов пирита с грубой штриховкой на гранях куба в виде гребней, образованных гранями пентагондодекаэдра. Березовское месторождение, Ср. Урал, колл. автора.

О равновесной форме кристаллов

Изучение формы природных кристаллов позволяет сделать предположение, что каждая ПКФ, допустимая в каком-либо классе симметрии, является равновесной в определенном интервале значений пересыщения. Кристалл в своем развитии проходит цепь сменяющихся равновесных – относительно одной ПКФ – состояний. Каждая ПКФ в рассмотренных морфогенетических рядах является равновесной в определенном интервале пересыщений и неравновесной за его пределами. Переход от одного состояния равновесия к другому происходит после достижения граничного значения пересыщения путем образования неустойчивой комбинационной формы, в которой более ранние ПКФ метастабильны и должны постепенно вырождаться. При этом могут расти одновременно несколько генераций кристаллов: более ранние комбинационные и одна поздняя, в огранении которой участвует одна стабильная на данный момент ПКФ. В доказательство справедливости сказанного приведем примеры.

Пример 1. Просматривая коллекцию кристаллов гроссуляра О.Н. Загорского, автор натолкнулся на феноменальный образец, который и подвигнул его на данные выше теоретические положения. Образец представляет сросток двух кристаллов, принадлежащих к разным генерациям (рис. 7).

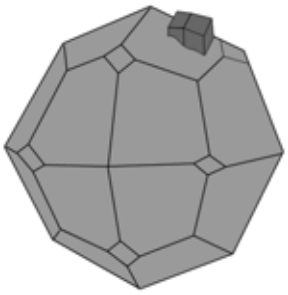


Рис. 7. Сросток кристаллов гроссуляра.

Ранняя генерация представлена крупным кристаллом, в огранке которого основной формой является тетрагонтриоктаэдр $\{211\}$, двенадцать вершин которого притуплены мелкими гранями ромбододекаэдра. Наросший на нем мелкий кристалл более поздней генерации представлен ромбододекаэдром. При этом размер граней ромбододекаэдра на обоих кристаллах одинаков, что указывает на одновременность их появления на основном кристалле и зарождения ромбододекаэдра 2-ой генерации. Попытаемся восстановить историю этих двух кристаллов, представив её в виде морфогенетической диаграммы (рис. 8). На оси OX отобразим время и рост пересыщения раствора. На оси OY зададим F-функцию, отражающую изменение формы кристаллов. История кристаллов на диаграмме представляется в виде треков: ранней генерации 0-1-2, поздней генерации $1'$-$2'$ (оба показаны утолщенными кривыми). Основной кристалл зародился в момент t_0 в форме тетрагонтриоктаэдра и сохранял ее неизменной в течение длительного времени до момента t_1, находясь в равновесии с пересыщенным раствором. На соответствующем треке этот отрезок истории отражен интервалом 0-1, параллельном оси $\left(F_{\{211\}} = 5.09\right)$ OX. В момент t_1 в системе выросло пересыщение, достигнув граничного значения для полей устойчивости ПКФ {211} и {110}. Именно после этого момента основной кристалл преобразуется в комбинационную форму, сложенную метастабильным тетрагонтриоктаэдром, проявляющим тенденцию к вырождению, и

равновесным ромбододекаэдром. На треке изменение формы отражено интервалом 1-2, представляющим отрезок кривой $F = 0.66f^2 - 0.92f + 5.35$ [8], моделирующей изменение формы кристалла в комбинационной системе «тетрагонтриоктаэдр – ромбододекаэдр» (f – доля тетрагонтриоктаэдра в огранке, оцифрованная выше оси OX). В момент t_1 на кристалле ранней генерации появляется зародыш в виде ромбододекаэдра, который продолжает расти, не изменяя форму до, момента t_2, когда рост обоих кристаллов прекратился (на диаграмме это отражено треком 1'-2'). Если бы рост кристаллов продолжался в поле устойчивости ПКФ $\{110\}$, то в какой-то момент t_x образец представлял бы сросток двух ромбододекаэдров. Для этого гипотетического варианта на рис. 8 треки продолжены пунктиром до пересечения в точке (t_x;*5,35*). В рассмотренном примере мы имеем дело с фрагментом $PEL: \{211\} \leftarrow \{110\}$ прогрессивного $d(\Delta C)/dt > 0$ эволюционного морфогенетического ряда изменения формы кристалла гроссуляра ранней генерации.

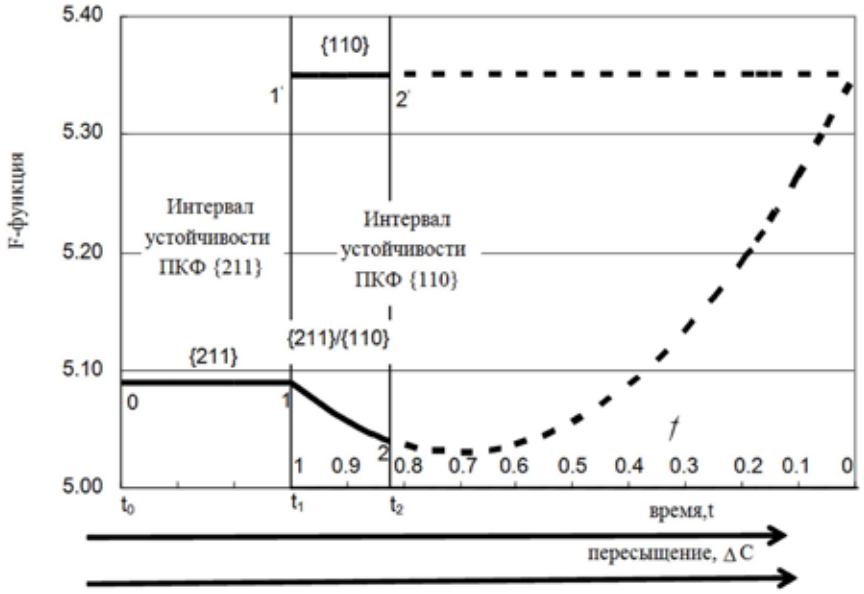


Рис. 8. Кристаллогенетическая диаграмма гроссуляра (рис. 7).

Пример 2. Он опирается на изучение формы кристаллов пирита в вертикальном разрезе кварц-золото-сульфидной жилы одного из дальневосточных месторождений [3]. Объект опробован на 4 горизонтах бороздовыми пробами на всю мощность жилы с заходом во вмещающие окварцованные и неизмененные пропилиты (рис. 9). Монофракции пирита отбирались из протолочек. Распределение гранулометрического состава кристаллов пирита не приводится, но можно предположить, что их размеры измеряются первыми мм. Автор различает формы пирита по удалению от корней жилы и в направлении от зальбандов к оси (рис. 9). Во вмещающих околорудных пропилитах кристаллы имеют форму куба с зеркальными гранями (тип I). Вблизи жилы, в окварцованных пропилитах, на гранях куба появляется грубая комбинационная пнтагондодекаэдрическая штриховка. (II). В жиле на нижних горизонтах доминирующей формой является пентагондодекаэдр (III). На средних горизонтах к выделенным типам присоединяется кристаллографический «икосаэдр» - комбинация октаэдра и пентагондодекаэдра (IV), на верхнем горизонте – октаэдр (V). Все типы пирита Н.Г. Евзикова выстроила в ряд от наиболее раннего до самого позднего. Проверка выводов Н.З. Евзиковой на соответствие фактографическому материалу, изображенному на геологическом разрезе рудного тела (рис. 9), выявила целый ряд неточностей, которые ставят под сомнение адекватность эволюционного ряда форм пирита. Остановимся на них подробнее.

Прежде всего, принятая система опробования рудного тела имеет методический недостаток. Борозда опробования проходит по трем генетически различным геологическим телам: частично по неизмененным пропилитам, пересекает полностью окварцованные пропилиты и золоторудную кварцевую жилу. Условия роста пирита в этих средах разные. В первых двух рост происходил в твердой низкопористой среде при диффузионном контроле кристаллизации через поровый флюид. В кварцевой жиле рост происходил на стенках открытой трещины при контроле кристаллизации поверхностной реакцией: скоростью встраивания атомов и молекул железа и серы в решетку пирита. Такой режим обеспечивался непрерывным гидродинамическим потоком снизу вверх от магматического очага. Объединение в одну пробу каменного материала из трех тел методически неверно, так как приводит к смещенным оценкам реальных ко-

личественных соотношений выделенных кристалломорфологических типов (далее морфотипов) пирита. Поэтому мы будем использовать приведенные на рис. 9 содержания морфотипов в пробе как оценочные. Опробование следовало провести секциями с отбором материала в отдельные пробы. Результаты кристалломорфологического анализа можно выразить в метропроцентах, что дало бы более точную картину пространственно-временного распределения морфотипов пирита.

Вывод о доминировании пирита пентагондодекаэдрического габитуса на нижних горизонтах жилы справедлив, если на горизонтах -46 и -36 м типы II и III объединить. По соображениям, высказанным выше, это было бы методически неверно. Если же рассмотреть морфотип III на разных горизонтах внутри жилы, то рис. 9 демонстрирует неявно выраженный тренд увеличения его содержания снизу вверх: -49 м (12 %); -36 м (42 %); -29 м (63 %); +10 м (42 %). Вывод о том, что на средних горизонтах к морфотипу III присоединяется пирит в форме минерального икосаэдра (морфотип IV) также противоречит рис. 9. Морфотип IV присутствует на всех горизонтах, обнаруживая тенденцию к снижению содержания как раз на средних горизонтах. Более детально рассмотрим особенности появления пирита октаэдрического огранения (морфотип V). Такой пирит обнаружен в пробе из 49 кристаллов, отобранной на гор. +10 м, и не обнаружен в более представительной пробе из 262 кристаллов, отобранной на этом же горизонте. По результатам анализа этих проб, его содержание в кварце составляет всего 5 %. Вместе с тем октаэдр в комбинации с пентагондодекаэдром присутствует на всех разведочных горизонтах.

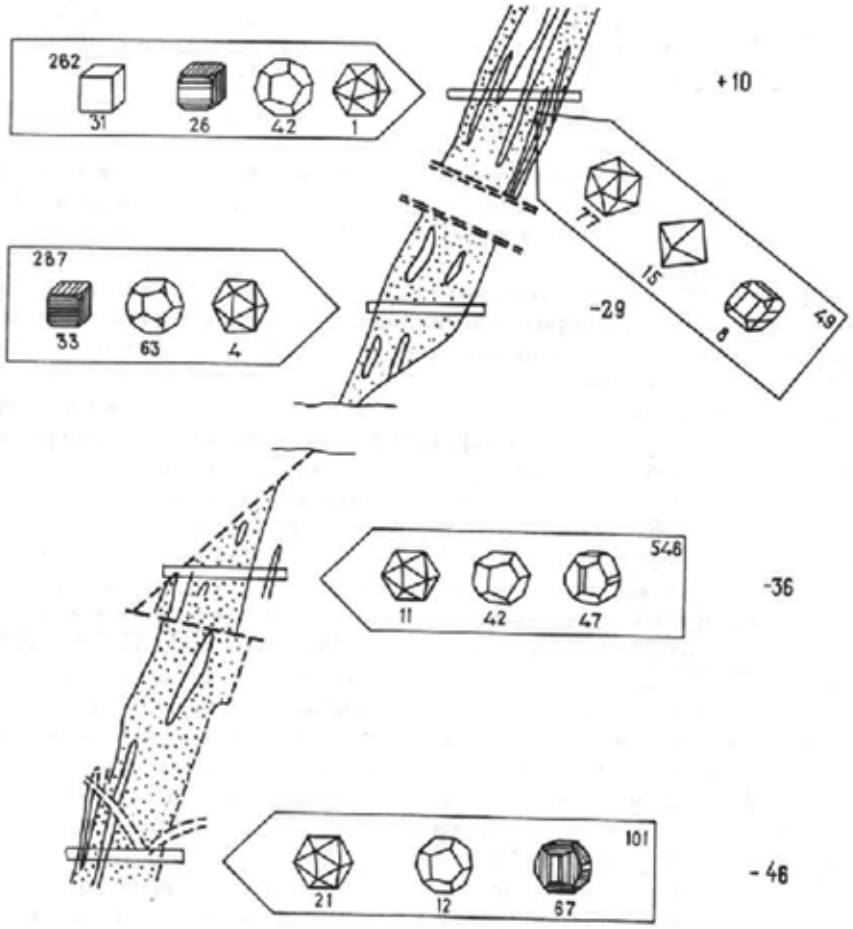


Рис. 9. Изменение формы кристаллов пирита в разрезе золоторудной кварцевой жилы (крап) [3]. Указаны места опробования, содержания типов (I-V) и число кристаллов в пробах на разных горизонтах.

Из приведенного обзора представленных Н.З. Евзиковой результатов изучения распределения разных морфотипов кристаллов пирита в кварц-золоторудной жиле можно сделать следующие выводы. Некоторые из них противоположны выводам упомянутого автора. На данном объекте мы имеем дело с двумя генетическими множествами кристаллов пирита. Первое сформировалось в околожильном пространстве и объединяет морфотипы I и II. Кристаллизация типа I происходила в околожильных пропилитов при

высоком пересыщении поровых растворов, обеспеченном освобождением железа и серы при метасоматической пропилитизации вулканитов. На удалении от трещины часть кристаллов консервировалась в пропилитах и сохранилась. Другая часть, ближе к жиле, после некоторого перерыва подверглась регенерации, проявившейся в образовании комбинационной штриховки на гранях куба, а в некоторых участках зальбандов жилы и в появлении граней пентагондодекаэдра габитусных размеров. Регенерация ранних кристаллов происходила синхронно с окварцеванием дорудных метасоматитов. Консервация кристаллов окварцованными пропилитами происходила на разных стадиях регенерации. Образование 1-го множества находится в соответствии с фактическим материалом и взглядами Н.З. Евзиковой.

2-ое множество кристаллов пирита сформировалось в открытой трещине в условиях относительно интенсивного массопереноса, обеспечиваемого восходящим гидродинамическим потоком рудоносных растворов. Морфотипы III – V, по Н.З. Евзиковой, образуют эволюционный ряд от пентагондодекаэдра через промежуточный икосаэдр к октаэдру. Но трудно объяснить совместное нахождение на всех горизонтах жилы икосаэдра и пентагондодекаэдра, а также отсутствие промежуточных форм с меньшим участием октаэдра. Более логичным был бы парагенезис икосаэдра и октаэдра. Но это не наблюдается, на всех горизонтах картируется парагенезис икосаэдр + пентагондодекаэдр, что находит объяснение в рамках феноменологической теории морфогенеза кристаллов.

Историю изменения формы кристаллов пирита представим в виде диаграммы в координатах «время – F-функция» (рис. 10). В интервале (t_o, t_1) в зоне повышенной проницаемости до образования открытой трещины синхронно с процессом пропилитизации вулканических пород происходила кристаллизация пирита в виде кубов с гладкими гранями. На диаграмме этап показан в виде толстой синей прямой $F = 6$. Рост пирита шел из сильно пересыщенных поровых растворов и сопровождался консервацией кристаллов минералами, образующимися при пропилитизации. В интервал (t_1, t_2]* (квадратная скобка означает, что интервал определения F-функции закрыт справа, t_2 входит в интервал [2]) произошли раскрытие трещины и кристаллизация пирита из раствора, пересыщение которого соответствовало стабильности октаэдра (на диаграмме красная толстая прямая F = 5.72). В околотрещинном пространстве в это время рост пирита не происходил. На диаграмме это отражено пунктирной синей прямой F = 6.

В момент t_2 снижающееся пересыщение раствора достигает граничного значения между интервалами устойчивости октаэдра и пентагондодекаэдра. Процесс переходит в интервал устойчивости формы {210}. В течение времени (t_2, t_3) форма ранее образовавшихся в открытой трещине кристаллов пирита эволюционировала от октаэдра до икосаэдра. На диаграмме (рис. 10) этот этап эволюции формы пока-

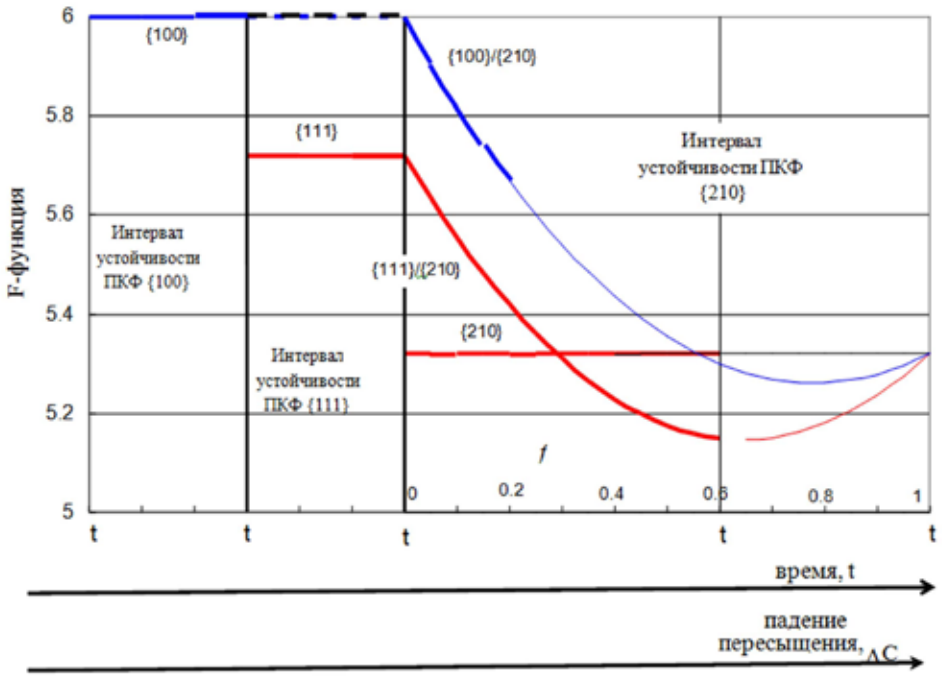


Рис. 10. Морфогенетические треки кристаллов пирита в околожильном пространстве (синий) и внутри кварц-золоторудной жилы (красные).

зан красной толстой кривой $F = 1.38 f_{\{210\}} - 1.78 f_{\{210\}} + 5.72$ [8]. Сохранившиеся в небольшом количестве на горионте +10 м октаэдрические кристаллы пирита указывают на локальные условия их консервации. В то же время произошли зарождение и рост новой генерации пирита пентагондодекаэдрического габитуса. На диаграмме это отражено красной толстой прямой F = 5.32. Однотипность комбинационной формы (икосаэдр) и отсутствие промежуточных форм показывают, что зарождение пирита этой генерации было одновременным, а их рост опережал рост жильного кварца. В непосредственной близости от кварц-золоторудной жилы часть пирита морфотипа I расконсервировалась и подверглась регенерации. В зависимости от степени и времени расконсервации они покрылись комбинационной штриховкой либо приобрели форму в виде комбинации куба и пентагондодекаэдра. На диаграмме этот этап показан синей толстой кривой $F = 1.22 f_{\{210\}} - 1.9 f_{\{210\}} + 6$ [8]. Тонкими кривыми на диаграмме показаны теоретические треки изменения формы кристаллов пирита в случае, если бы их рост продолжался до момента t_4 в поле устойчивости ПКФ {210}.

Приведенные примеры показывают правомочность высказанного положения о существования для каждой ПКФ интервалов пересыщений, при которых она устойчива. Определим интервалы устойчивости ПКФ кубической сингонии.

Определение интервалов устойчивости ПКФ

В ряде публикаций [6-9] мы показали, что F-функция как мера формы кристалла снижается с увеличением числа граней *(n)* ПКФ. В пределе

$$\lim_{n\to\infty} F(n) = 4.84 \tag{14}$$

С другой стороны, форма кристаллов зависит от пересыщения раствора. При его снижении она усложняется и наоборот. Следовательно, F-функция может служить мерой относительного пересыщения раствора. Истинное пересыщение можно определить только для шара:

$$\lim_{F\to 4.84} \Delta C = 0 \tag{15}$$

Поскольку истинное пересыщение для других ПКФ определить невозможно, воспользуемся значениями F-функции для оценки условного абсолютного $\left(\Delta C_c^a\right)$ или относительного $\left(\Delta C_c^o\right)$ пересыщения. Предлагаются формулы:

$$\Delta C_c^a = F - 4.84 \tag{16}$$

$$\Delta C_c^o = \frac{F}{4.84} - 1 \tag{17}$$

Значение условного пересыщения, определенное по формулам (10, 11) для какой- либо ПКФ, принимаем за закрытый левый конец ее интервала устойчивости. Правый открытый конец интервала пересыщений определится значением условного пересыщения, вычисленным для последующей ПКФ в прогрессивном эволюционном морфогенетическом ряду простых форм, совместимых в каком-либо классе симметрии кубической сингонии. Для примера вычислим интервалы условного относительного пересыщения, в пределах которых устойчивыми являются ПКФ гексоктаэдрического класса симметрии. Среди переменных форм одной ПКФ в качестве стабильной принимается форма с наиболее простыми индексами Миллера.

$$\frac{\{\infty\leftarrow\}(4.84)}{[0,\,0.0165)};\frac{\{321\}(4.92)}{[0.0165,\,0.0517)};\left|\begin{matrix}\frac{\{211\}(5.09)}{[0.0517,\,0.058)}\\ \frac{\{210\}(5{,}12)}{[0.058,\,0.087)}\\ \frac{\{221\}(5.26)}{[0.087,\,0.1045)}\end{matrix}\right|;\frac{\{110\}(5.35)}{[0.1045,\,0.1845)};\frac{\{111\}(5.72)}{[0.1845,\,0.24)};\frac{\{100\}(6.00)}{[0.24\rightarrow} \tag{18}$$

В числителе ряда в фигурных скобках даны символы ПКФ, в круглых скобках – значение F-функции. Знаком $\{\infty\leftarrow\}$ отражено то, что форма стремится к шару при $\Delta C_c^o \to 0$. В знаменателе даны интервалы устойчивости соответствующих ПКФ. Подобным образом можно определить ряды интервалов устойчивости для ПКФ, совместимых в других классах симметрии кубической сингонии.

Изложенная феноменологическая теория морфогенеза кристаллов с выведенными ранее формулами определения приведенной поверхности (F-функции) ПКФ и их комбинаций [6-10] являются теоретической основой построения морфотипических и морфогенетических диаграмм, позволяющих решать ряд теоретических и практических задач минералогии, петрологии и металлогении. Методике построения диаграмм посвящена следующая статья.

Список литературы

1. Бакли Г. Рост кристаллов. М.: Иностр. лит., 1954.
2. Бронштейн И.Н., Семендяев К.А. Справочник по математике для инженеров и учащихся вузов. М.: Физматгиз, 1964. С. 269-271.
3. Евзикова Н.З. Поисковая кристалломорфология. М.: Недра, 1984.
4. Минералы: справочник. Т. 1. Самородные элементы, интерметаллические соединения, карбиды, нитриды, фосфиды, арсениды, антимониды, висмутиды, сульфиды, селениды, теллуриды. М.: Изд-во АН СССР, 1960.
5. Справочник по химии: пособие для учащихся. М.: Просвещение, 1974.
6. Страшненко Г.И. Теоретическое обоснование и вывод количественного интегрального показателя формы кристалла. Расчет F-функции дя кристаллов кубической сингонии // Тр. XI Всерос. научн. школы «Математические исследования в естественных науках». Апатиты: Изд-во K & M, 2014. С. 48-53.
7. Страшненко Г.И. Расчет F-функции переменных форм кубической сингонии // Ibid. С. 53-69.
8. Страшненко Г.И. Расчет F-функции комбинации двух постоянных форм кубической сингонии // Ibid. С. 69-76.
9. Страшненко Г.И. Расчет F-функции комбинаций с участием переменных форм кубической сингонии // Ibid. С. 76-108.
10. Страшненко Г.И. Расчет F-функции тройных комбинаций простых форм кубической // Ibid. С. 108-120.
11. Стрикленд-Констэбл Р.Ф. Кинетика и механизм кристаллизации. Л.: Недра, 1971.
12. Ферсман А.Е. Кристаллография алмаза. М.: Изд-во АН СССР, 1955.

ТИПОМОРФИЧЕСКИЕ И МОРФОГЕНЕТИЧЕСКИЕ ДИАГРАММЫ КРИСТАЛЛОВ КУБИЧЕСКОЙ СИНГОНИИ

Страшненко Г.И.

г. Екатеринбург, strashnenko_gi@mail.ru

Форма кристаллов является одним из типоморфных признаков минерала в расширенном толковании понятия «типоморфизм» [11]. Со времени введения этого понятия и его широкого внедрения в минералогию [9] методологическая основа использования типоморфизма минералов для решения научно-практических задач существенно не развивалась. Развитие проблемы типоморфизма «выразилось в основном в расширении круга объектов, изученных с позиций типоморфизма» [12]. Торможение теории и практики типоморфизма объясняется отсутствием необходимого инструментария, строго формализованной универсальной методики типоморфического анализа. Частичному восполнению этого пробела посвящена данная статья.

Универсальными инструментами типоморфического и морфогенетичекого (генетикоинформационного в понимании Н.П. Юшкина) анализа могут служить диаграммы, построенные на формализованной математической основе. Их универсальность состоит в том, что они одинаково применимы для всех минералов одного класса симметрии. Теоретической основой построения диаграмм являются: 1) введенная нами интегральная мера формы кристалла (F-функция) [4]; 2) построенные графики изменения F-функции для двойных и тройных комбинаций ПКФ [5-8]; 3) феноменологическая теория морфогенеза кристаллов, изложенная в предыдущей статье. Все построения выполнены для кристаллов кубической сингонии. Методика построения может быть распространена на кристаллы средних и низших сингоний.

Типоморфические диаграммы

Типоморфические диаграммы являются графическим отображением функциональной зависимости

$$F = \varphi(f_1, f_2, \ldots f_n) \qquad (1)$$

где f_i – доля i – ой ПКФ, n – количество ПКФ в огранении кристалла. Типоморфические диаграммы не несут генетической информации. Они позволяют решать встречаемые в металлогенической практике задачи сходства и различия объектов (рудных тел, месторождений, рудных полей и провинций) и выбранного эталонного объекта по признаку формы кристаллов рудного минерала, либо сингенетичных ему сопутствующих минералов. По количеству участвующих в построении диаграмм ПКФ различаем двойные и тройные диаграммы. Они исчерпывают почти все габитусные формы кристаллов.

Двойные диаграммы

Построение двойных типоморфических диаграмм выполняется нанесением на график F-функции двойной комбинации ПКФ траекторий (треков) изменения формы кристаллов эталонного и оцениваемого объектов, либо на совмещенный график, когда в комбинации ПКФ разных объектов имеется одна общая ПКФ, а другие разные.

Пример 1. В 1970-х гг. при прогнозной оценке Астафьевского хрусталеносного узла автор предположил, что глубокие горизонты этого крупнейшего в СССР месторождения пьезооптического кварца могут быть золотоносными. Предположение основывалось на появлении на этих горизонтах кристаллов пирита октаэдр-пентагондодекаэдрического габитуса, и на том, что в большинстве кварц-золоторудных объектов пирит встречается в виде пентагондодекаэдров. Впоследствии золотоносность этого месторождения, хотя и непромышленных масштабов, была доказана проф. В.Н. Огородниковым [3].

Сформулируем и решим следующую задачу: сравнить эволюцию формы кристаллов пирита на Астафьевском месторождении с эталонными месторождениями: Березовским (Ср. Урал) и Дальневосточным (описано в предыдущей статье). Строим типоморфическую диаграмму. Эволюция формы кристаллов пирита на Астафьевском и Дальневосточном месторождениях описывается рядом (2)

$$REL : \{111\} \leftarrow \{210\} \tag{2}$$

Березовского месторождения – рядом (3)

$$RBL : \{100\} \cdot \leftarrow \{210\} \tag{3}$$

В соответствии с (2) и (3) для построения диаграммы совмещаем на рис. 1 графики функций [3, 4]

$$\begin{aligned} F_{\{111\}/\{210\}} &= 1.37 f^2_{\{210\}} - 1.78 f_{\{210\}} + 5.72 \\ F_{\{100\}/\{210\}} &= 1.22 f^2_{\{210\}} - 1.9 f_{\{210\}} + 6 \end{aligned} \tag{4}$$

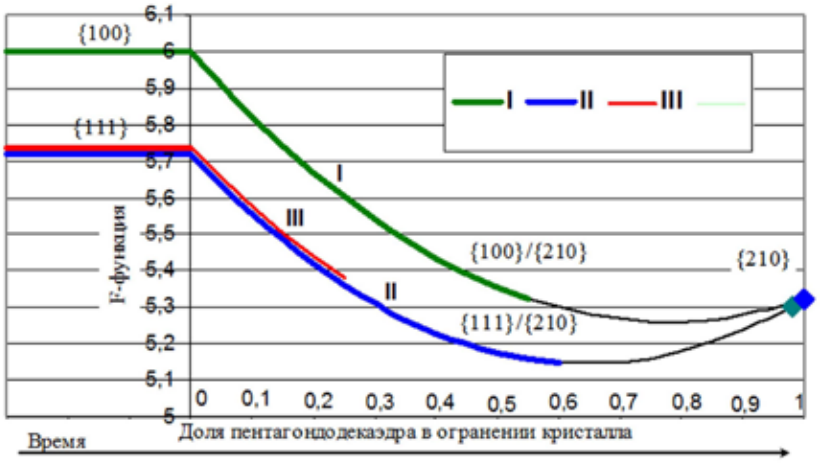


Рис. 1. Треки изменения формы кристаллов пирита. Месторождения: I – Березовское; II – Дальневосточное; III – Астафьевское.

Доли пентагондодекаэдра в огранении кристаллов пирита равны: Астафьевского месторождения 0.26; Дальневосточного 0.6 и 1 (две генерации); Березовского 0/55 и 1 (две генерации). Треки изменения формы кристаллов пирита описываются для Астафьевского месторождения:

$$F_{\{111\}/\{210\}} = \begin{cases} 5.72 \quad при\ f_{\{210\}} < 0 \\ 1.37 f_{\{210\}}^2 - 1.78 f + 5.72 \quad при\ 0 \le f_{\{210\}} \le 0.26 \end{cases}, \tag{5}$$

для Дальневосточного месторождения:

$$F_{\{111\}/\{210\}} = \begin{cases} 5.72 \quad при\ f_{\{210\}} < 0 \\ 1.37 f_{\{210\}}^2 - 1.78 f + 5.72 \quad при\ 0 \le f_{\{210\}} \le 0.6 \\ 5.35 \quad при f_{\{210\}} = 1 \end{cases} \tag{6}$$

для Березовского месторождения:

$$F_{\{111\}/\{210\}} = \begin{cases} 6 \quad при\ f_{\{210\}} < 0 \\ 1.22 f_{\{210\}}^2 - 1.9 f + 6 \quad при\ 0 \le f_{\{210\}} \le 0.55 \\ 5.35 \quad при\ f_{\{210\}} = 1 \end{cases} \tag{7}$$

Треки рассчитываем по формулам (5-7) и утолщенными цветными линиями наносим на рисунок. В итоге получаем искомую типоморфическую диаграмму кристаллов пирита изучаемых месторождений. Анализ диаграммы позволяет сделать выводы:

1. Оцениваемое и эталонные месторождения имеют однонаправленный тренд изменения формы кристаллов пирита от исходной формы к пентагондодекаэдру.
2. По исходной форме пирита (октаэдру) Астафьевское месторождение сходно с Дальневосточным.
3. По степени замещения исходной формы пентагондодекаэдром Астафьевское месторождение отличается от Дальневосточного и Березовского. Два последних имеют как минимум две генерации пирита, более поздняя имеет чисто пентагондодекаэдрический габитус.

На основании этих выводов и с учетом того, что пирит пентагондодекаэдрического габитуса является типоморфным для золоторудных гидротермальных месторождений [2], можно высказать предположение: осаждение золота на Астафьевском месторождении было недостаточно интенсивным и прервалось до того, как концентрация металла достигла промышленных содержаний. Подтверждение или отклонение этого предположения возможно при получении дополнительных фактов геологоструктурного, минералогического и геохимического характера.

Тройные диаграммы (триаграммы)

В качестве типоморфических диаграмм предлагается использовать триаграммы $F\left(f_{\{100\}}, f_{\{111\}}, f_{\{110\}}\right)$ для гексоктаэдрического класса, $F\left(f_{\{100\}}, f_{\{111\}}, f_{\{210\}}\right)$ для дидодекаэдрического класса и $F\left(f_{\{100\}}, f_{\{111\}}, f_{\{110\}}\right)$ для гексатетраэдрического класса. Остальные два класса слабо представлены в мире минералов. Ввиду малой разности значений F-функции ромбододекаэдра и пентагондодекаэдра, для первых двух классов можно использовать триаграмму комбинаций {100}/{111}/{110} [8]. Триаграмма для тетраэдрической комбинации дана там же. Построение типоморфической триаграммы заключается в измерении кристаллов, вычислении долей простых форм в огранении каждого кристалла и нанесении на треугольник составов маркеров. В силу того, что при образовании рудного тела кристаллы консервируются иными минералами в разные моменты времени, дошедшие до нас формы могут быть выстроены в эволюционный ряд. Следовательно, трек изменения формы кристаллов какого-либо минерала на типоморфической триаграмме должен представлять в общем случае кривую. Отклонение маркеров от кривой объясняется погрешностями измерения кристаллов.

Пример 2. Объектом изучения являются кристаллы алмаза Бразильской и Ю.-Африканской алмазоносных провинций. Исходным материалом послужил атлас зарисовок, выполненных А.Е. Ферсманом и опубликованных в монографии [10]. Поскольку алмаз относится к гексоктаэдрическому классу, для построения выбираем триаграмму $F\left(f_{\{100\}}, f_{\{111\}}, f_{\{110\}}\right)$ (рис. 2). Вынесенные на триаграмму маркеры (цифра рядом с маркером – номер кристалла) выстроились на трех треках. Два первых, начинающихся с куба, характеризуют Бразильскую провинцию. Первый трек образует большую петлю с выпуклостью в сторону октаэдра, не достигающую его, и заканчивается на ромбододекаэдре. Второй характеризуется постепенным увеличением в огранении кристаллов доли (до 1) ромбододекаэдра и отсутствием октаэдра. Третий представляет Ю.-Африканскую провинцию. Начинается с октаэдра и заканчивается ромбододекаэдром.

В огранении алмаза этой провинции почти исключен куб. Комментарии к триаграмме алмаза отложим до построения морфогенетической диаграммы на основе того же атласа А.Е. Ферсмана.

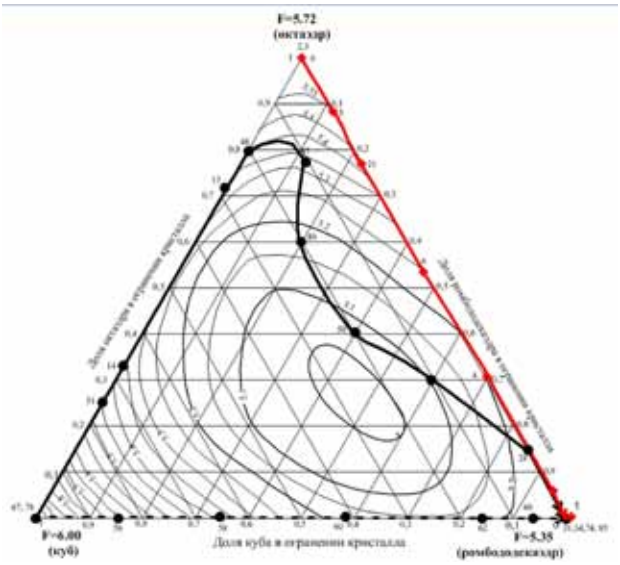


Рис. 2. Пояснения в тексте.

Морфогенетические диаграммы

Морфогенетические диаграммы строим в координатах «F-функция – условное относительное пересыщение» для каждого выделенного в предыдущей статье морфогенетического рядаПКФ. Начнем с регрессивного эволюционного ряда. Перепишем его в символической форме

$$REL:\{100\}(6.00)\leftarrow\{111\}\{5.72\}\leftarrow\{110\}(5.35)\leftarrow\begin{vmatrix}\{221\}(5.26)\\ \{210\}(5,12)\\ \{211\}(5,09)\end{vmatrix}\leftarrow\{321\}(4.92)\leftarrow\{\infty\}(4.84). \qquad (8)$$

Морфогенетическая диаграмма этого ряда представляет последовательно состыкованные графики F-функции двойных комбинаций ПКФ, в формуле которых переменная f (доля одной ПКФ в огранении кристалла) заменена пересыщением. При этом ось X пересыщений слева не ограничена, правая граница равна 0. Условно слева ограничим ось X значением 0.3. Нанесем на диаграмму правые границы интервалов устойчивости ПКФ:

$$\Delta C = 0.24;\quad \Delta C = 0.1845;\quad \Delta C = 0.1054;\quad \Delta C = 0.0517;\quad \Delta C = 0.017;\quad \Delta C = 0 \qquad (9)$$

Принимаем, что пересыщение в интервале устойчивости каждой из ПКФ изменяется линейно, пропорционально доле одной ПКФ в двойной комбинации. Запишем F-функции двойных комбинаций ПКФ [5-7] в последовательности данного ряда.

$$\begin{aligned}
&F_{\{100\}/\{111\}} = 2.32 f^2_{\{111\}} - 2.6 f_{\{111\}} + 6\\
&F_{\{111\}/\{110\}} = 1{,}22 f^2_{\{111\}} - 0.85 f_{\{111\}} + 5.35\\
&F_{\begin{vmatrix}\{110\}/\{221\}\\ \{110\}/\{210\}\\ \{110\}/\{211\}\end{vmatrix}} = \begin{bmatrix}0.58 f^2_{\{221\}} - 0.67 f_{\{221\}} + 5.35\\ 0.57 f^2_{\{210\}} - 0.8 f_{\{210\}} + 5.35\\ 0.82 f^2_{\{211\}} - 1.08 f_{\{211\}} + 5.35\end{bmatrix}\\
&F_{\begin{vmatrix}\{221\}/\{321\}\\ \{210\}/\{321\}\\ \{211\}/\{321\}\end{vmatrix}} = \begin{bmatrix}0.72 f^2_{\{321\}} - 1.06 f_{\{321\}} + 5.26\\ 0.51 f^2_{\{321\}} - 0.71 f_{\{321\}} + 5.12\\ 0.48 f^2_{\{321\}} - 0.65 f_{\{321\}} + 5.09\end{bmatrix}\\
&\{321\}/\{\infty\} = 0.08 f^2_{\{321\}} + 4.84
\end{aligned} \qquad (10)$$

В уравнениях (10) заменим переменные линейными функциями для каждого интервала пересыщений, в пределах которого равновесной является одна из ПКФ рассматриваемого класса. Эти функции применимы для всех рассматриваемых ниже морфогенетических рядов.

$$
\begin{aligned}
f &= -18.12(\Delta C) + 4.34 \quad \textit{для } 0.24 > \Delta C \geq 0.184 \\
f &= 12.72(\Delta C) - 1.34 \quad \textit{для } 0.184 > \Delta C \geq 0.1054 \\
f &= -18.62(\Delta C) + 1.96 \quad \textit{для } 0.1054 > \Delta C \geq 0.0517 \\
f &= -28.82(\Delta C) + 1.49 \quad \textit{для } 0.0517 > \Delta C \geq 0.017 \\
f &= -58.8(\Delta C) + 4.84 \quad \textit{для } 0.017 > \Delta C > 0
\end{aligned}
\tag{11}
$$

Подставив поочередно (11) в (10) и дополнив систему уравнениями равновесной формы для каждого интервала пересыщений, получим выражение, описывающее REL-ряд.

$$
F = \begin{cases}
6 & \textit{при } 0.3 \geq \Delta C \geq 0.24 \\
5{,}72 & \textit{при } 0.24 > \Delta C \geq 0.1845 \\
781.4(\Delta C)^2 - 317.88(\Delta C) + 38.45 & \textit{при } 0.24 > \Delta C \geq 0.1845 \\
5.35 & \textit{при } 0{,}1845 > \Delta C \geq 0.1054 \\
194.92(\Delta C)^2 - 51.763(\Delta C) + 8.639 & \textit{при } 0.1845 > \Delta C \geq 0.1054 \\
5.26 & \textit{при } 0.1054 > \Delta C \geq 0.0517 \\
201{,}09(\Delta C)^2 - 29{,}9(\Delta C) + 6{,}27 & \textit{при } 0.1054 > \Delta C \geq 0.0517 \\
5{,}12 & \textit{при } 0.1054 > \Delta C \geq 0.0517 \\
197.62(\Delta C)^2 - 26.75(\Delta C) + 5.97 & \textit{при } 0.1054 > \Delta C \geq 0.0517 \\
5.09 & \textit{при } 0.1054 > \Delta C \geq 0.0517 \\
284.267(\Delta C)^2 - 39.802(\Delta C) + 6.388 & \textit{при } 0.1054 > \Delta C \geq 0.0517 \\
4{,}92 & \textit{при } 0.1054 > \Delta C \geq 0.0517 \\
597.94(\Delta C)^2 - 31.285(\Delta C) + 5.28 & \textit{при } 0.0517 > \Delta C \geq 0.017 \\
423.54(\Delta C)^2 - 23.337(\Delta C) + 5.19 & \textit{при } 0.0517 > \Delta C \geq 0.017 \\
398.63(\Delta C)^2 - 22.49(\Delta C) + 5.19 & \textit{при } 0.0517 > \Delta C \geq 0.017 \\
293{,}85(\Delta C)^2 + 4{,}84 & \textit{при } 0.017 > \Delta C > 0:
\end{cases}
\tag{12}
$$

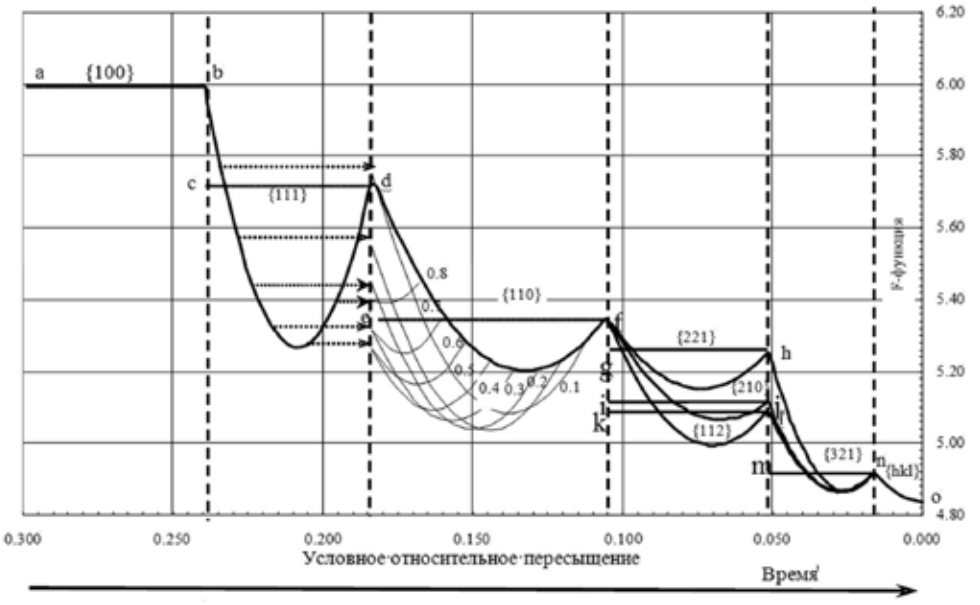


Рис. 3. Морфогенетическая диаграмма ПКФ гексоктаэдрического класса. REL-ряд.

REL-ряд, выраженный системой (12), представляет идеализированную модель изменения формы кристаллов гексоктаэдрического класса, в которой каждая метастабильная форма вырождается полностью в пределах интервала устойчивости находящейся с ней в комбинации равновесной формы. В этой модели возможны лишь одинарные и бинарные габитусы. В условиях реального минералообразования габитус кристаллов нередко определяется тремя ПКФ. Форма кристаллов в сравнении с внешней средой является консервативной ведомой категорией. Двойные комбинации ПКФ, не достигнув равновесной формы, часто переходят границу интервала устойчивости. В результате в огранке кристалла участвуют три ПКФ. Отразим это на диаграмме для наиболее часто встречающейся в рассматриваемом классе тройной комбинации {100} / {111} / {110}. Для этого систему (12) дополним уравнениями, каждое из которых является аппроксимацией сечения $f_{\{111\}}$ = const тройной диаграммы (рис. 2). Построенная по системам уравнений (12) и (13) морфогенетическая диаграмма дана на рис. 3.

$$
\begin{aligned}
F_{0.1\{111\}} &= 317.23(\Delta C)^2 - 87.59(\Delta C) + 11.13 && \text{при } 0.1845 > \Delta C > 0.1133 \\
F_{0.2\{111\}} &= 334.19(\Delta C)^2 - 96.937(\Delta C) + 12.7 && \text{при } 0.1845 > \Delta C > 0.121 \\
F_{0.3\{111\}} &= 350.1(\Delta C)^2 - 105.1(\Delta C) + 12.93 && \text{при } 0.1845 > \Delta C > 0.129 \\
F_{0.4\{111\}} &= 347.09(\Delta C)^2 - 109.06(\Delta C) + 13.633 && \text{при } 0.1845 > \Delta C > 0.1369 \\
F_{0.5\{111\}} &= 392.54(\Delta C)^2 - 128.3(\Delta C) + 15.58 && \text{при } 0.1845 > \Delta C > 0.1447 \\
F_{0.6\{111\}} &= 439.85(\Delta C)^2 - 148.55(\Delta C) + 17.714 && \text{при } 0.1845 > \Delta C > 0.1526 \\
F_{0.7\{111\}} &= 555.64(\Delta C)^2 - 192.76(\Delta C) + 21.974 && \text{при } 0.1845 > \Delta C > 0.1604 \\
F_{0.8\{111\}} &= 888.6(\Delta C)^2 - 309.88(\Delta C) + 32.334 && \text{при } 0.1845 > \Delta C > 0.1682
\end{aligned}
\qquad (13)
$$

Проследим эволюцию формы кристаллов гексоктаэдрического класса по траектории диаграммы. На отрезке ab равновесной и единственной габитусной формой является куб. При переходе через точку b попадаем в поле устойчивости октаэдра. В этом поле могут сосуществовать две генерации кристаллов. Более ранняя представлена комбинацией куба и октаэдра. Куб является метастабильной формой, его доля в огранке кристалла уменьшается по траектории bd до полного вырождения. Вторая генерация зарождается и растет в виде октаэдра по всей прямой cd**.** Далее переходим точку d и попадаем в поле устойчивости ромбододекаэдра. Здесь могут сосуществовать 3 генерации кристаллов. Первая, представленная комбинацией {100} / {111} / {110}, образуется при отставании скорости вырождения куба от скорости изменения пересыщения. Её траектория проходит по одной из кривых равной доли октаэдра. Вторая представлена комбинацией {111} / {110}, уменьшение в ней доли октаэдра проходит по траектории df. Наконец, третья генерация представлена ромбододекаэдром – равновесной формой на интервале ef. С переходом траектории через точку f попадаем в совмещенное поле тригонтриоктаэдра, тетрагексаэдра и тетрагонтриоктаэдра. Здесь теоретически возможно сосуществование до 4 генераций кристаллов (здесь и далее при записи комбинаций ПКФ последним записывается символ равновесной формы в рассматриваемом интервале пересыщений):

$$
1)\ \{100\}/\{111\}/\{110\}/\begin{Bmatrix}\{221\}\\ \{210\}\\ \{211\}\end{Bmatrix};\ 2)\ \{111\}/\{110\}/\begin{Bmatrix}\{221\}\\ \{210\}\\ \{211\}\end{Bmatrix};\ 3)\ \{110\}/\begin{Bmatrix}\{221\}\\ \{210\}\\ \{211\}\end{Bmatrix};\ 4)\ \begin{Bmatrix}\{221\}\\ \{210\}\\ \{211\}\end{Bmatrix}
$$

Форма кристаллов третьей генерации изменяется по траекториям fh, fj, fl путем уменьшения доли ромбододекаэдра. Наиболее поздняя 4 генерация представлена равновесными на gh, ij, kl формами**,** которые редко являются габитусными. Исключение из правила – минералы семейства гранатов. По мере снижения пересыщения после перехода через точки h, j, l в поле равновесного состояния гексоктаэдра теоретически возможно сосуществование 5 генераций кристаллов:

$$
1)\ \{100\}/\{111\}/\{110\}/\begin{Bmatrix}\{221\}\\ \{210\}/\{321\}\\ \{211\}\end{Bmatrix};\ 2)\ \{111\}/\{110\}/\begin{Bmatrix}\{221\}\\ \{210\}/\{321\}\\ \{211\}\end{Bmatrix};
$$

$$
3)\ \{110\}/\begin{Bmatrix}\{221\}\\ \{210\}/\{321\}\\ \{211\}\end{Bmatrix};\ 4)\ \begin{Bmatrix}\{221\}\\ \{210\}/\{321\}\\ \{211\}\end{Bmatrix};\ 5)\ \{321\}
$$

На диаграмме отражены траектории двух последних генераций: 4) кривыми hn, jn, ln; 5) прямой mn. После перехода траектории через точку n по мере приближения к точке o должно появляться все большее количество граней с большими индексами Миллера, кристаллы по форме должны все больше приближаться к шару.

Прогрессивный эволюционный ряд (PEL-ряд)

Диаграмма этого ряда строится по формулам (12), что и диаграмма REL-ряда. Основная траектория PEL-ряда является зеркальным отражением траектории REL-ряда, сдвинутым на один интервал вправо (рис. 4). Отличительное свойство диаграммы – преобразованный вид уравнений (31), описывающих изменение формы кристаллов в системе {110} / {111} / {100}, и другое их огранение в каждом поле равновесия одной из ПКФ. Уравнения тройной комбинационной системы {100} / {111} / {110} в PEL-ряде:

$$
\begin{aligned}
F_{0.1\{111\}} &= 547.74(\Delta C)^2 - 283.58(\Delta C) + 41.79 && \text{при } 0.24 > \Box C > 0.294 \\
F_{0.2\{111\}} &= 584.71(\Delta C)^2 - 301.83(\Delta C) + 43.994 && \text{при } 0.24 > \Box C > 0.288 \\
F_{0.3\{111\}} &= 629.51(\Delta C)^2 - 323.23(\Delta C) + 46.519 && \text{при } 0.24 > \Box C > 0.282 \\
F_{0.4\{111\}} &= 618.94(\Delta C)^2 - 316.05(\Delta C) + 45.403 && \text{при } 0.24 > \Box C > 0.276 \\
F_{0.5\{111\}} &= 661.92(\Delta C)^2 - 336.13(\Delta C) + 47.778 && \text{при } 0.24 > \Box C > 0.270 \\
F_{0.6\{111\}} &= 712.21(\Delta C)^2 - 359.11(\Delta C) + 50.44 && \text{при } 0.24 > \Box C > 0.264 \\
F_{0.7\{111\}} &= 1375(\Delta C)^2 - 686.52(\Delta C) + 90.918 && \text{при } 0.24 > \Box C > 0.258 \\
F_{0.8\{111\}} &= 1786.7(\Delta C)^2 - 883.09(\Delta C) + 114.48 && \text{при } 0.24 > \Box C > 0.252
\end{aligned}
\qquad (14)
$$

Проследим эволюцию формы кристаллов гексоктаэдрического класса по траектории PEL-диаграммы в направлении возрастания пересыщения (рис. 4). На отрезке ab происходит огранение первично шарообразной формы кристалла. Теоретически первыми должны появляться грани гексоктаэдров {hkl}. Но опыты по кристаллизации шаров, выточенных из монокристаллов квасцов [1], показали, что грани с большими индексами Миллера быстро вырождаются, как только шар начинает расти. В природе подобным является процесс рекристаллизации кварца, заключающийся в полигонизации первоначально округлых зерен при прогрессивном метаморфизме песчаников. При переходе через точку b попадаем в поле теоретической устойчивости гексоктаэдра {321}. Интервал существования этой формы в качестве равновесной определяется прямой bc. Гексоктаэдр, перейдя точку c, попадает в поле устойчивости 24-гранников {221}, {210}, {211}. В этом поле могут сосуществовать 2 генерации кристаллов. Более ранняя представлена комбинацией гексоктаэдра и одной из названных выше форм. Гексоктаэдр является метастабильной формой. Его

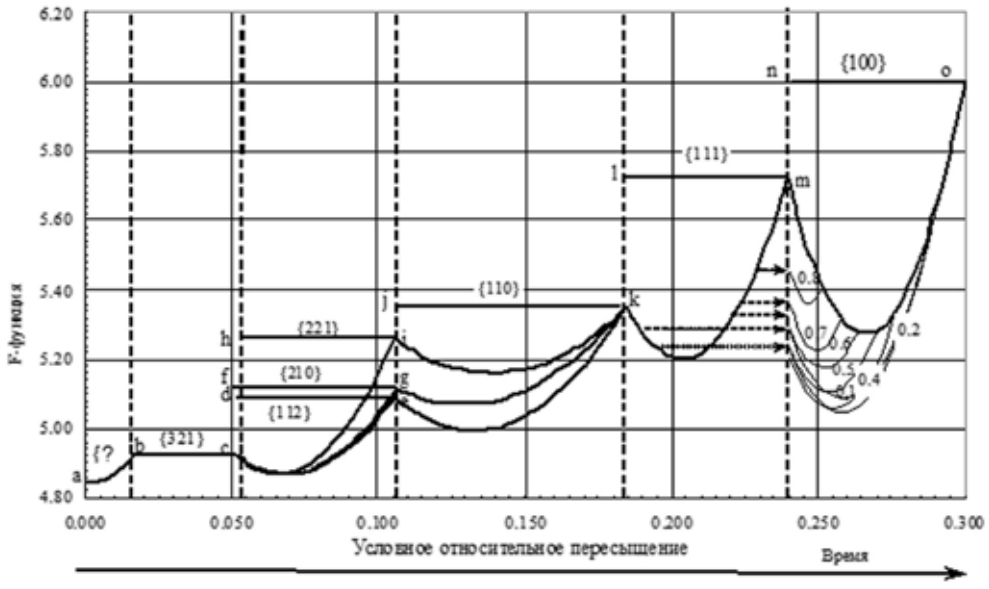


Рис. 4. Морфогенетическая диаграмма ПКФ гексоктаэдрического класса симметрии. PEL-ряд.

доля в огранении кристалла уменьшается по одной из траекторий ci, cg, ce до полного вырождения. Вторая генерация зарождается и растет в виде одного из 24-гранников {221}, {210}, {211} по прямым hi, fg, de. При переходе через точки i, g, e попадаем в поле равновесия ромбододекаэдра. Здесь могут сосуществовать 3 генерации кристаллов:

$$\{321\}/\begin{cases}\{221\}\\ \{210\}/\{110\}\\ \{211\}\end{cases}, \begin{cases}\{221\}\\ \{210\}/\{110\}\\ \{211\}\end{cases} \text{ и } \{110\}\ .$$

1-я генерация образуется при отставании скорости вырождения гексоктаэдра от скорости изменения пересыщения. Её траектория не рассчитана и не отражена на диаграмме. При появлении на реальных кристаллов её можно записать в символической форме в поле устойчивости ромбододекаэдра. 2-я генерация представлена комбинацией ромбододекаэдра и одного из 24-гранников {221}, {210}, {211}. Уменьшение в ней доли последних проходит по траекториям ik, gk, ek. Наконец, 3-я генерация представлена ромбододекаэдром – равновесной формой на интервале jk. С переходом через точку k попадаем в поле октаэдра. Здесь теоретически возможно сосуществование до 4 генераций кристаллов:

$$\{321\}/\begin{cases}\{221\}\\ \{210\}/\{110\}/\{111\}\\ \{211\}\end{cases}; \begin{cases}\{221\}\\ \{210\}/\{110\}/\{111\}\\ \{211\}\end{cases}; \{110\}/\{111\} \text{ и } \{111\}\ .$$

Траектории генераций 1 и 2 не рассчитаны и не отражены на диаграмме. Генерация 3 представлена комбинацией ромбододекаэдра и октаэдра, уменьшение в ней доли ромбододекаэдра проходит по траектории km. Генерация 4 представлена октаэдром, устойчивым на lm. При переходе через точку m в поле равновесия куба теоретически возможно сосуществование 5 генераций кристаллов:

$$\{321\}/\begin{cases}\{221\}\\ \{210\}/\{110\}/\{111\}/\{100\}\\ \{211\}\end{cases}; \begin{cases}\{221\}\\ \{210\}/\{110\}/\{111\}/\{100\}\\ \{211\}\end{cases}; \{110\}/\{111\}/\{100\}; \{111\}/\{100\}; \{100\}$$

Генерации 1 и 2 не рассчитаны и не отражены на диаграмме. Генерация 3 показана на диаграмме в виде тонких кривых равной доли октаэдра в огранении кристалла. Наиболее поздняя генерация 5, представленная кубом, равновесной в этом интервале формой, отражена на диаграмме прямой no. Сравнение REL и PEL- рядов по огранению кристаллов в одном интервала пересыщений позволяет сформулировать два правила:

1. В пределах существования одной равновесной ПКФ огранение кристаллов регрессивного и прогрессивного мофогенетических рядов отличается по списку метастабильных ПКФ.
2. В регрессивном REL-ряду в комбинации с равновесной участвуют метастабильные формы с значениями F-функции, большими, чем значение F-функции равновесной ПКФ. В PEL-ряду все наоборот.

Эти правила позволяют установить тренд изменения формы кристаллов, следовательно, и пересыщения.

Регрессивный прерывный ряд (RBL-ряд)

В отличие от эволюционных рядов в пределах одного класса симметрии прерывных рядов может быть считанное множество, в зависимости от числа выпадения из средины эволюционных рядов одной или группы ПКФ. Основой построения морфогенетической диаграммы RBL-рядов является REL-диаграмма, дополненная графиками F-функции комбинаций ПКФ, которые являются не последовательными в эволюционном ряду:

$$F_{\{100\}/\{110\}} = 1.55 f^2_{\{100\}} - 0.9 f_{\{100\}} + 5.35 \qquad \text{для } 0.184 > \Delta C \geq 0.1054$$

$$F_{\{100\}/\{221\}} = 1.24 f^2_{\{221\}} - 1.98 f_{\{221\}} + 6 \qquad \text{для } 0.1054 > \Delta C \geq 0.0517$$

$$F_{\{100\}/\{210\}} = 1.21 f^2_{\{210\}} - 2.09 f_{\{210\}} + 6 \qquad \text{для } 0.1054 > \Delta C \geq 0.0517$$

$$F_{\{100\}/\{211\}} = 1.58 f^2_{\{211\}} - 2.48 f_{\{211\}} + 6 \qquad \text{для } 0.1054 > \Delta C \geq 0.0517$$

$$F_{\{100\}/\{321\}} = 1.31 f^2_{\{321\}} - 2.39 f_{\{321\}} + 6 \qquad \text{для } 0.0517 > \Delta C \geq 0.017$$

$$F_{\{100\}/\{\infty\}} = 1.16 f^2_{\{100\}} + 4{,}84 \qquad \text{для } 0.017 > \Delta C > 0$$

$$
\begin{aligned}
&F_{\{111\}/\{221\}} = 0.57 f^2_{\{221\}} - 1.02 f_{\{221\}} + 5.72 && \text{для } 0.1054 > \Delta C \geq 0.0517 \\
&F_{\{111\}/\{210\}} = 1.45 f^2_{\{210\}} - 2.05 f_{\{210\}} + 5.72 && \text{для } 0.1054 > \Delta C \geq 0.0517 \\
&F_{\{111\}/\{211\}} = 0.82 f^2_{\{211\}} - 1.44 f_{\{211\}} + 5.72 && \text{для } 0.1054 > \Delta C \geq 0.0517 \\
&F_{\{111\}/\{321\}} = f^2_{\{321\}} - 1.8 f_{\{321\}} + 5.72 && \text{для } 0.0517 > \Delta C \geq 0.017 \\
&F_{\{111\}/\{\infty\}} = 0.88 f^2_{\{111\}} + 4.84 && \text{для } 0.017 > \Delta C > 0 \\
&F_{\{111\}/\{321\}} = f^2_{\{321\}} - 1.8 f_{\{321\}} + 5.72 && \text{для } 0.0517 > \Delta C \geq 0.017 \\
&F_{\{110\}/\{321\}} = 0.67 f^2_{\{321\}} - 1.1 f_{\{321\}} + 5.35 && \text{для } 0.0517 > \Delta C \geq 0.017 \\
&F_{\{110\}/\{\infty\}} = 0.51 f^2_{\{110\}} + 4.84 && \text{для } 0.017 > \Delta C > 0
\end{aligned}
\qquad (15)
$$

Заменив переменную в (15) линейными функциями (11), получим систему (16), преобразующую REL-ряд в RBL-ряд. Дополнив REL-диаграмму графиками (16), получим RBL-диаграмму, отражающую все RBL-ряды изменения формы кристаллов в гексоктаэдрическом классе (рис. 5). Для примера прочитаем несколько рядов на базе куба. На отрезке ab кристалл зарождается и растет в виде куба. На отрезке bc его рост прерывается. При переходе через точку c он возобновляется в виде комбинации куба и ромбододекаэдра по траектории cd до вырождения куба в точке d. После точки d изменение формы кристалла по мере падения пересыщения может происходить тремя путями: 1) кристалл продолжит изменять форму по эволюционной траектории (черный цвет); 2) рост кристалла приостановится до точки q, затем возобновится в форме комбинации ромбододекаэдра и гексоктаэдра по кривой qh до вырождения ромбододекаэдра в точке h, после точки h на кристалле начнут появляться кривогранные формы, он все более начнет приобретать вид сфероида; 3) рост кристалла прервется на более длительное время, показанное прямой dx, после x кристалл продолжит расти в форме додекаэдроида, все более приближающегося к шару (кривая xo на диаграмме). Формы кристаллов разных генераций, теоретически возможных в интервале пересыщений равновесного существования одной ПКФ, легко устанавливаются по RBL-диаграмме, как это сделано выше для эволюционных рядов.

$$
F = \begin{cases}
250.91(\Delta C)^2 - 64.34\,(\Delta C) + 9.34 & \text{для } \{100\}/\{110\} \text{ при } 0.184 > \Delta C \geq 0.1054 \\
430(\Delta C)^2 - 53.78\,(\Delta C) + 6.89 & \text{для } \{100\}/\{221\} \text{ при } 0.1054 > \Delta C \geq 0.0517 \\
419.6\,(\Delta C)^2 - 49.53\,(\Delta C) + 6{,}56 & \text{для } \{100\}/\{210\} \text{ при } 0.1054 > \Delta C \geq 0.0517 \\
547.9\,(\Delta C)^2 - 69.32\,(\Delta C) + 7.22 & \text{для } \{100\}/\{211\} \text{ при } 0.1054 > \Delta C \geq 0.0517 \\
1088.1\,(\Delta C)^2 - 43.63\,(\Delta C) + 5.35 & \text{для } \{100\}/\{321\} \text{ при } 0.0517 > \Delta C \geq 0.017 \\
4013.8\,(\Delta C)^2 + 4.84 & \text{для } \{100\}/\{\infty\} \text{ при } 0.017 > \Delta C > 0 \\
197.6\,(\Delta C)^2 - 22.67\,(\Delta C) + 5.91 & \text{для } \{111\}/\{221\} \text{ при } 0.1054 > \Delta C \geq 0.0517 \\
502.8\,(\Delta C)^2 - 67.82\,(\Delta C) + 7.28 & \text{для } \{111\}/\{210\} \text{ при } 0.1054 > \Delta C \geq 0.0517 \\
284.4\,(\Delta C)^2 - 33.13\,(\Delta C) + 6.05 & \text{для } \{111\}/\{211\} \text{ при } 0.1054 > \Delta C \geq 0.0517 \\
830.6\,(\Delta C)^2 - 34.01(\Delta C) + 5.26 & \text{для } \{111\}/\{321\} \text{ при } 0.0517 > \Delta C \geq 0.017 \\
3045\,(\Delta C)^2 + 4{,}84 & \text{для } \{111\}/\{\infty\} \text{ при } 0.017 > \Delta C > 0 \\
656.5\,(\Delta C)^2 - 25.84(\Delta C) + 5.2 & \text{для } \{110\}/\{321\} \text{ при } 0.0517 > \Delta C \geq 0.017 \\
1764.7\,(\Delta C)^2 + 4.84 & \text{для } \{110\}/\{\infty\} \text{ при } 0.017 > \Delta C > 0 \\
1453.3\,(\Delta C)^2 + 4.84 & \text{для } \{221\}/\{\infty\} \text{ при } 0.017 > \Delta C > 0 \\
1968.9\,(\Delta C)^2 + 4.84 & \text{для } \begin{bmatrix}\{210\}/\{\infty\} \\ \{211\}/\{\infty\}\end{bmatrix} \text{ при } 0.017 > \Delta C > 0
\end{cases}
\qquad (16)
$$

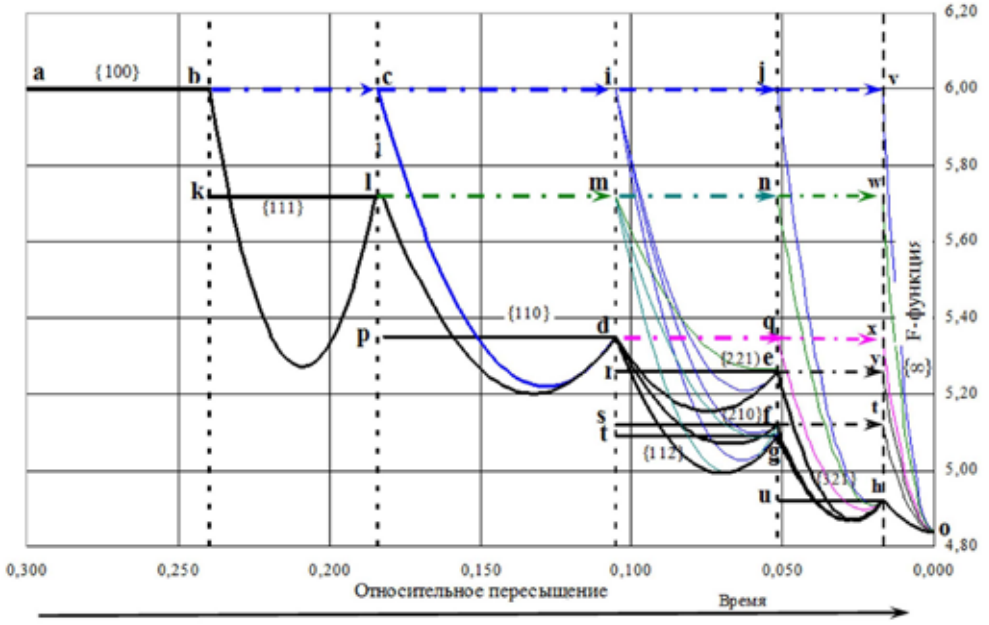


Рис. 5. Морфогенетическая диаграмма ПКФ гексоктаэдрического класса симметрии. RBL-ряды.

Прогрессивный прерывный ряд (PBL-ряд)

Основой для построения морфогенетической диаграммы PBL-рядов является PEL-диаграмма, дополненная графиками F-функции, формулы которой для разных комбинаций ПКФ, не последовательных в эволюционном ряду, даны выше (15). PBL-ряды с участием сфероидов $\{\infty\}$ упускаем. Начинаем построение с гексоктаэдра. Заменив переменную в (15) линейными функциями (11), получим систему уравнений, преобразующих PEL-ряд в PBL-ряды. При этом систему (11) пополним уравнением для интервала пересыщений 0.24 – 0.3: $f = -16.67(\Delta C + 5)$. Количество PBL-рядов равно числу уравнений в системе (17). Построенная на основе PEL-диаграммы с использованием графиков уравнений (17) диаграмма PBL-рядов дана на рис. 6.

$$F = \begin{cases} 108.45(\Delta C)^2 - 25.92(\Delta C) + 6.45 & \text{для } \{321\}/\{110\} \text{ при } 0.1054 < \Delta C \le 0.184 \\ 318.88(\Delta C)^2 - 120.92(\Delta C) + 16.37 & \text{для } \{321\}/\{111\} \text{ при } 0.184 < \Delta C \le 0.24 \\ 363.9(\Delta C)^2 - 178.5(\Delta C) + 26.8 & \text{для } \{321\}/\{100\} \text{ при } 0.24 < \Delta C \le 0.0517 \\ 261.5(\Delta C)^2 - 99.8(\Delta C) + 14.61 & \text{для } \{211\}/\{111\} \text{ при } 0.184 < \Delta C \le 0.24 \\ 462.4(\Delta C)^2 - 185.33(\Delta C) + 23.57 & \text{для } \{210\}/\{111\} \text{ при } 0.184 < \Delta C \le 0.24 \\ 181.8(\Delta C)^2 - 69.03(\Delta C) + 11.82 & \text{для } \{221\}/\{111\} \text{ при } 0.184 < \Delta C \le 0.24 \\ 438.9(\Delta C)^2 - 221.9(\Delta C) + 33.01 & \text{для } \{211\}/\{100\} \text{ при } 0.24 < \Delta C \le 0.3 \\ 336.1(\Delta C)^2 - 166.83(\Delta C) + 25.8 & \text{для } \{210\}/\{100\} \text{ при } 0.24 < \Delta C \le 0.3 \\ 508.3(\Delta C)^2 - 262.17(\Delta C) + 38.9 & \text{для } \{221\}/\{100\} \text{ при } 0.24 < \Delta C \le 0.3 \\ 494.4(\Delta C)^2 - 256.17(\Delta C) + 38.35 & \text{для } \{110\}/\{100\} \text{ при } 0.24 < \Delta C \le 0.3 \end{cases} \quad (17)$$

Читается диаграмма и устанавливается теоретически возможное число генераций и форма их кристаллов, сосуществующих в одном интервале пересыщений, так же, как и в случае эволюционных рядов. Практическое использование морфогенетических диаграмм заключается в нанесении на них треков изменения формы кристаллов на природном объекте (рудном теле, месторождении, рудном поле, рудной провинции), устанавливаемых не только кристалломорфологическим анализом, но с обязательным привлечением полевых геологических и минералогических наблюдений. При геометрических измерениях кристаллов и вычислении их приведенной поверхности (F-функции) необходимо снимать влияние иска-

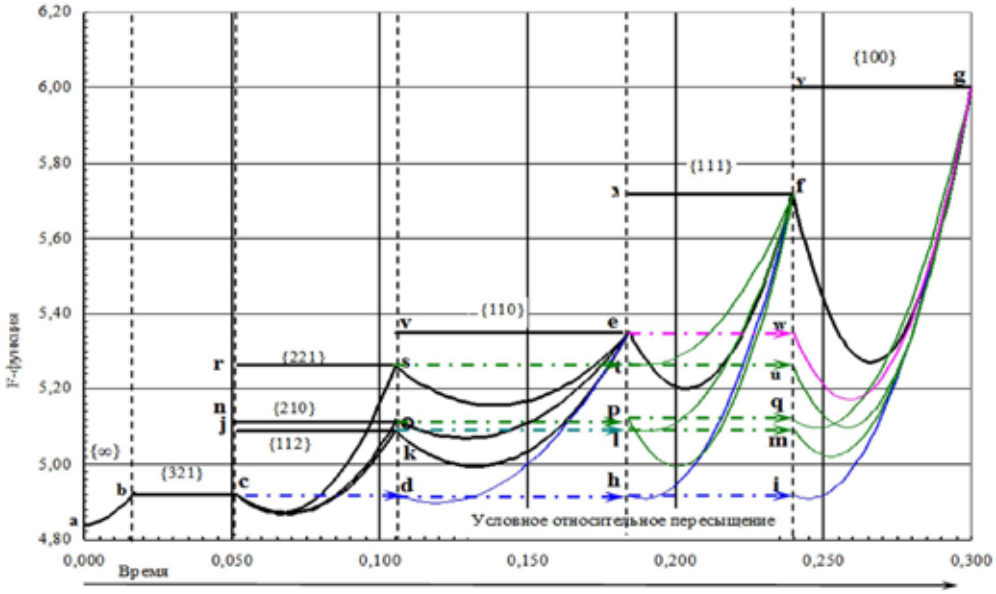


Рис. 6. Морфогенетическая диаграмма ПКФ гексоктаэдрического класса симметрии. PBL-ряды.

жающих их форму факторов: влияние силы тяжести и отклонение симметрии природного кристаллизатора от сферической. Использование морфогенетических диаграмм покажем на примере диаграммы кристаллов алмаза из атласа [10].

Пример 3. Из триаграммы (рис. 2) видно, что для построения морфогенетической диаграммы кристаллов Бразильской и Ю.-Африканской алмазоносных провинций необходимо совместить REL и RBL-диаграммы. Измерение кристаллов выполняем по зарисовкам. Значение F-функции каждого кристалла определяем по огранению и соответствующим формулам [4-6]. По F-функции и огранению выносим на совмещенную диаграмму точки отдельных кристаллов. Точки кристаллов одной провинции соединяем утолщенными кривыми, следуя траектории диаграммы. Утолщенные кривые образуют треки изменения формы кристаллов. Построенная таким образом диаграмма представлена на рис. 7.

Анализ треков изменения формы кристаллов позволяет сделать следующие выводы:

1. Кристаллы алмаза Бразильской провинции образуют три морфогенетических трека. Все они начинаются с кристаллизации куба, а по мере снижения пересыщения (возможно снижения парциального давления паров С в системе) проходят к общей конечной форме – тетрагексаэдроиду. Первый трек ab(cd)

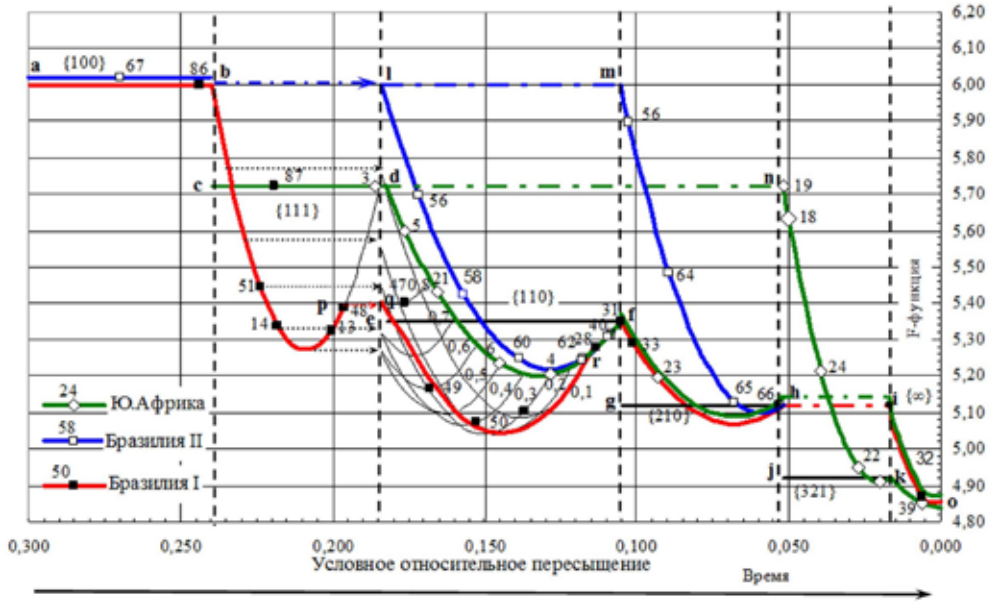


Рис. 7. Морфогенетическая диаграмма алмаза.

pqrfh[hi]io характеризуется наиболее длинной эволюционной цепью, прерванной в конце выпадением гексоктаэдрического звена (в буквенном обозначении заключено в квадратные скобки, в круглых скобках обозначена часть трека, отражающая появление кристаллов более поздней генерации). В символической форме первый трек имеет вид:

$$\{100\}\leftarrow\{100\}/\begin{vmatrix}\{100\}/\{111\}\\(\{111\})\end{vmatrix}\leftarrow\{111\}/\{110\}\leftarrow\{110\}\leftarrow\{110\}/\{210\}\leftarrow*\leftarrow\{\infty\}$$

Во втором треке a[bl]lfh[hi]o эволюционная цепь прерывается дважды в начале и конце с выпадением октаэдра и гексоктаэдра. В символической форме его можно записать в виде:

$$\{100\} \leftarrow * \leftarrow \{111\}/\{110\} \leftarrow \{110\} \leftarrow \{110\}/\{210\} \leftarrow * \leftarrow \{\infty\}$$

В третьем треке a[blm][hi]o эволюционная цепь прерывается в начале с выпадением октаэдра и ромбододекаэдра. В символической форме он имеет вид:

$$\{100\} \leftarrow * \leftarrow * \leftarrow \{100\}/\{210\} \leftarrow * \leftarrow \{\infty\}$$

2. Кристаллы алмаза Ю.-Африканской провинции образуют два морфогенетических трека. Оба начинаются с октаэдра и заканчиваются по мере снижения пересыщения сфероидами. 1-ый трек cdfh[hi] io характеризуется длинной эволюционной цепью, прерванной в конце выпадением гексоктаэдрического звена. В символической форме он имеет вид:

$$\{111\} \leftarrow \{111\}/\{110\} \leftarrow \{110\} \leftarrow \{110\}/\{210\} \leftarrow * \leftarrow \{\infty\}$$

Во 2-ом треке cd[dn]nko эволюционная цепь прерывается выпадением ромбододекаэдра и тетрагексаэдра. В символической форме его можно записать в виде:

$$\{111\} \leftarrow * \leftarrow * \leftarrow \{321\} \leftarrow \{\infty\}$$

3. Кристаллизация алмаза обеих провинций происходила в условиях снижения пересыщения. Бразильские алмазы начинали кристаллизоваться из более пересыщенных растворов в условиях скачкообразного падения пересыщения. В пользу этого говорит нахождение среди бразильских алмазов форм, принадлежащих к шоковому RSL-ряду (рис. 5б в предыдущей статье).

Выводы не распространяются на алмазоносные провинции, поскольку сделаны на выборке малого объема. Приведенный пример преследовал методические цели. Морфогенетические диаграммы, построенные для гексоктаэдрического класса, можно использовать для двух других классов октаэдрического семейства. Для класса *m3* тетрагексаэдр заменяется дидодекаэдром, интервал ромбододекаэдра становится совместным с пентагондодекаэдром. В классе *432* интервал 24-гранников пополняется пентагонтриоктаэдром. В обоих случаях интервал гексоктаэдра удаляется, расчетно-графическая часть голоэдрических диаграмм практически не изменяется.

Автор выражает благодарность д.г.-м.н. Ю.Л. Войтеховскому, а также к.г.-м.н. Т.А. Карякиной и к.г.-м.н. Г.И. Крыловой за редактирование и публикацию серии статей, посвященных морфогенезу кристаллов минералов.

Список литературы

1. Бакли Г. Рост кристаллов. М.: Иностр. лит., 1954.
2. Евзикова Н.З. Поисковая кристалломорфология. М.: Недра, 1984.
3. Коротеев В.А., Сазонов В.Н., Огородников В.Н. и др. Минерагения шовных зон Урала. Екб.: Изд-во УрО РАН, 2010.
4. Страшненко Г.И. Теоретическое обоснование и вывод количественного интегрального показателя формы кристалла. Расчет F-функции дя кристаллов кубической сингонии // Тр. XI Всерос. научн. школы «Математические исследования в естественных науках». Апатиты: Изд-во K & M, 2014. С. 48-53.
5. Страшненко Г.И. Расчет F-функции переменных форм кубической сингонии // Ibid. С. 53-69.
6. Страшненко Г.И. Расчет F-функции комбинации двух постоянных форм кубической сингонии // Ibid. С. 69-76.
7. Страшненко Г.И. Расчет F-функции комбинаций с участием переменных форм кубической сингонии // Ibid. С. 76-108.
8. Страшненко Г.И. Расчет F-функции тройных комбинаций простых форм кубической // Ibid. С. 108-120.
9. Ферсман А.Е. Пегматиты. Т. I. М.: Изд-во АН СССР, 1931.
10. Ферсман А.Е. Кристаллография алмаза. М.: Изд-во АН СССР, 1955.
11. Ферсман А.Е. Избранные труды. Т. VI. М.: Изд-во АН СССР, 1960.
12. Юшкин Н.П. Теория и методы минералогии. Л.: Наука, 1977.

ТЕРМОМЕТРИЯ ФЛЮИДНЫХ ВКЛЮЧЕНИЙ В ЗОЛОТОРУДНЫХ ПРОЯВЛЕНИЯХ ПАНАРЕЧЕНСКОЙ ВУЛКАНО-ТЕКТОНИЧЕСКОЙ СТРУКТУРЫ

Тележкин АА., Чернявский А.В.

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

Цель работы – изучение показателей минералообразующей среды методом термометрии флюидных включений и сопоставление с результатами, полученными при использовании минеральных геотермометров.

Геологическая позиция

Панареченская вулкано-тектоническая структура (ПРВТС) расположена в центральном блоке Имандра-Варзугской зоны Печенгско-Варзугского зеленокаменного пояса и представляет собой брахиформную, эллипсовидную структуру, вытянутую в СЗ направлении на 18 км при ширине до 6 км. В средней части структуры проходит Панско-Варзугский глубинный разлом, разделивший ее на два различных по минерализации блока – СЗ и ЮВ, смещенных в плане друг относительно друга на 4 км.



Рис. 1. Схематическая геологическая карта золоторудных районов Кольского п-ова.

Построена на основе карты металлических минеральных месторождений Фенноскандии [Fennoscandian ore deposit database (FODD), 2011] с дополнениями Чернявского А.В. по данным Безрукова В.И. и др. ПРВТС: 1 – метариолиты; 2 – метадациты; 3 – метадациандезиты; 4 – метаандезиты; 5 – метатуфы основного состава; 6 – метаандезибазальты; 7 – метапесчаники; 8 – метапелиты; интрузивные образования: 9 – метаперидотиты; 10 – метапикриты; 11 – диабазы, габбро-диабазы; 12 – субщелочные монциниты, гранодиориты, субщелочные габброиды, сиениты; 13 – лейкограниты; 14 – сульфидно-углеродистые сланцы: а – насыщенные углеродистым материалом > 50 %; б – углеродистого материала < 50 %; 15 – сульфидно-углеродистые образования; 16 – метасоматиты.

Объекты наших исследований – кварцевые жильные проявления с сульфидной минерализацией из золоторудных проявлений ПРВТС. Работами ОАО «ЦКЭ» в ПРВТС выделены два блока – СЗ и ЮВ (рис. 1). В ЮВ блоке установлены 8 жил мощностью 0.4-3.8 м и 12 жильных зон, имеющих мощность от 0.35 до 9.0 м. Залегание жил и зон субширотное, падение южное под углом 10-20 °. Жилы чаще всего согласные, реже секущие сланцеватость. Вмещающие породы – метавулканиты панареченской и самингской свит, а также породы гранит-монцонитового комплекса. Жилы монокварцевые. Кварц молочно-белый, сливной, непрозрачный и полупрозрачный, сульфидная минерализация (пирит) отмечается редко.

Размещение жил контролируется тектоническими узлами, образованными пересечением радиальных разломов с поперечными. Наиболее вероятный тип структурного контроля жил и штокверков – зоны рассланцевания метавулканитов, что определяет субсогласное к сланцеватости положение зон окварцевания и кварцевых жил. В СЗ блоке помимо зон рассланцевания важную контролирующую роль играют разломы СВ простирания. По отношению к метасоматитам жилы и зоны окварцевания располагаются согласно и несогласно.

Чаще всего жилы мономинеральные кварцевые и карбонат-кварцевые, иногда турмалинсодержащие или турмалин-серицит-карбонат-кварцевые. Турмалин тонко-мелкозернистый в количестве от 0.5 до 4-5 об. %. В некоторых кварцевых жилах серицитизация и карбонатизация развита по трещинам. Жилы имеют субвертикальное падение, ориентированы к сланцеватости метадацитов под углом 30°. По простиранию и падению не прослежены. Кварц в жилах и прожилках белый, беловато-серый, молочный, скрытокристаллический, непрозрачный и полупрозрачный. Иногда в кварце отмечается редкая пирит-пирротиновая вкрапленность.

Зоны линзовидно-прожилкового окварцевания развиты повсеместно, часто имеют субсогласное залегание с вмещающими метавулканитами, но в пределах СЗ блока секут сланцеватость зоны окварцевания с субвертикальным падением. Мощность отдельных прожилков в зонах окварцевания колеблется от 1-2 до 3-10 см, чаще 3-5 мм. Размер линз от 2-5 до 10-30 мм. Ориентированы прожилки и линзы преимущественно согласно, реже имеют секущее к сланцеватости положение. Кроме кварцевых прожилков в зонах окварцевания часто присутствуют карбонат-кварцевые и карбонатные (обычно секущие) прожилки. В СЗ блоке в прожилках и жилах отмечается тонкокристаллический турмалин. В СЗ блоке встречены флюоритсодержащие кварцевые прожилки, приуроченные к средней части зоны серицит-карбонат-альбит-кварцевых метасоматитов. Сульфидная минерализация в гидротермальных образованиях встречается редко, преимущественно в зонах развития сульфидно-углеродистых сланцев и метасоматитов. Для ЮВ блока характерна пирит-пирротиновая минерализация. Для СЗ блока – пиритовая с редкими вкрапленниками халькопирита, галенита и сфалерита. Содержание сульфидов 1-2, редко 5-10 % (преимущественно пирит-пирротиновая минерализация).

По данным ОАО «ЦКЭ» все золотоносные пробы отобраны из карбонатизированных и слабо прожилково окварцеванных кислых метавулканитов, содержащих пирит-пирротиновую минерализацию (до 4-5 %). Максимальные содержания Au (0.6-1.812 г/т) установлены в экзоконтактах кварцевых жил в маломощных кварцевых прожилках ($m \leq 5$ мм). Такие прожилки представлены сахаровидным кварцем и содержат вкрапленность обохренного пирита до 10-15 %. Сопутствующими Au элементами являются Ag (до1-5 г/т), Pb (до 0.015 %) и Cu (до 0.2 %).

Изучение газово-жидких включений

Методы исследования. Для изучения ГЖВ в минералах (кварцевые и кальцитовые агрегаты с рудной минерализацией) изготовлены пластины толщиной 1 мм. Всего изготовлено 24 пластины и выполнено 90 замеров. Наблюдения ГЖВ проводились в проходящем поляризованном свете на оптическом микроскопе Axioplan, оснащенном цифровой фотокамерой. Проведена фотодокументация наиболее характерных ГЖВ для каждого образца. При этом проводилось краткое описание морфологии включений, измерялись размеры вакуолей, оценивался состав и соотношение фаз.

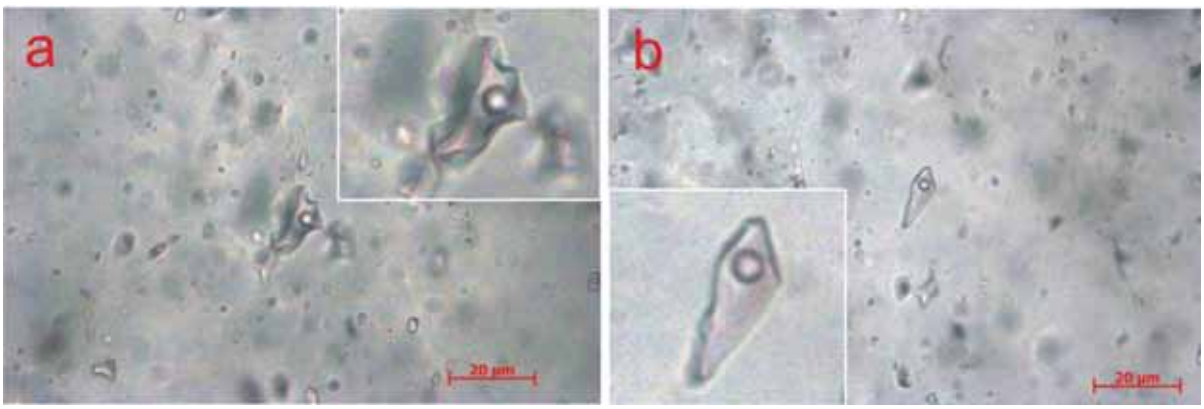


Рис. 2. Морфология ГЖВ золоторудных проявлений ПРВТС. ЮВ блок: двухфазные (жидкость + газ) первичные включения в кварце.

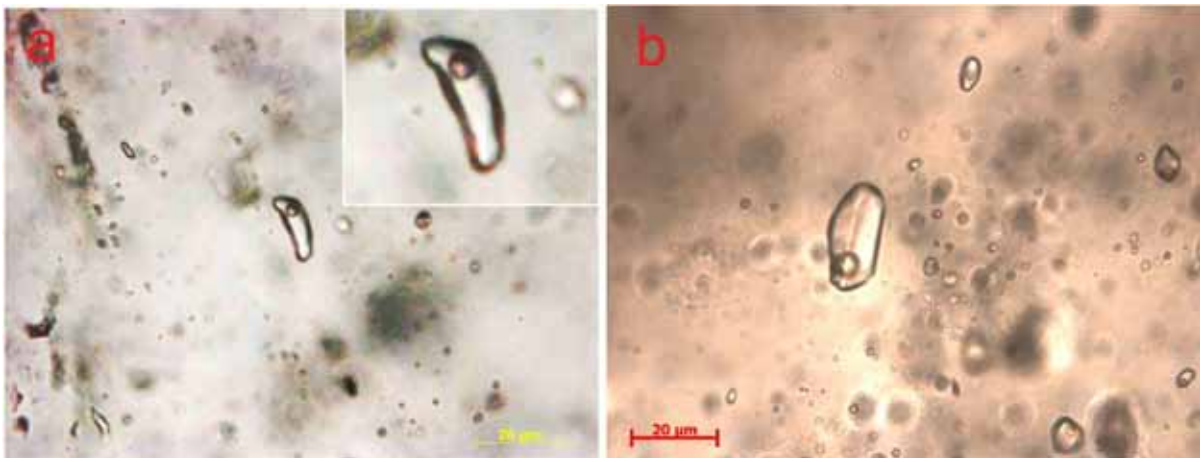


Рис. 3. Морфология ГЖВ золоторудных проявлений ПРВТС. СЗ блок: первичные двухфазные включения в кварце (a) и кальците (b).

Основным минералом, в котором наблюдались ГЖВ, был кварц из жил и прожилков. Для ЮВ блока ПРВТС это монокварцевые жилы. Кварц молочно-белый, сливной, непрозрачный и полупрозрачный (рис. 2). В СЗ блоке жилы мономинеральные кварцевые и карбонат-кварцевые, иногда турмалинсодержащие или турмалин-серицит-карбонат-кварцевые. Это позволило провести наблюдения включений в кварце и кальците (рис. 3).

Флюидные включения в ПРВТС широко распространены в минералах жильной и метасоматической стадий. Морфология ГЖВ обоих блоков почти не отличается. Установлены первичные и вторичные ГЖВ в кварце и кальците. Первичные включения двухфазные до 30 мкм,состоят из водного раствора и газа. Вторичные включения распределены по залеченным трещинам и двухфазные (жидкость + газ) мелкого (< 5мкм) размера.

Экспериментальная часть. Исследования проводилась с помощью микротермокамеры Linkam 600 с рабочим диапазоном температур от -196 до 600 °С на микроскопе МИН-8 с длиннофокусным объективом Olympus 50X. Данные получены путем гомогенизации и криометрических измерений первичных двухфазных (жидкость + газ) включений, выявленных в ходе первичной документации.

Включения в кварце из кварцевых жил гомогенизируются по первому типу, т.е. в жидкую фазу при Т выше 300 °С. Диапазон температур гомогенизации включений ПРВТС 318-440 °С. Концентрации солей в пересчете на NaCl 10-12 вес. %. По полученным температурам эвтектики ГЖВ из кварцевых жил обоих блоков можно отнести к водно-солевым системам NaCl-KF-H_2O, NaCl-H_2O.

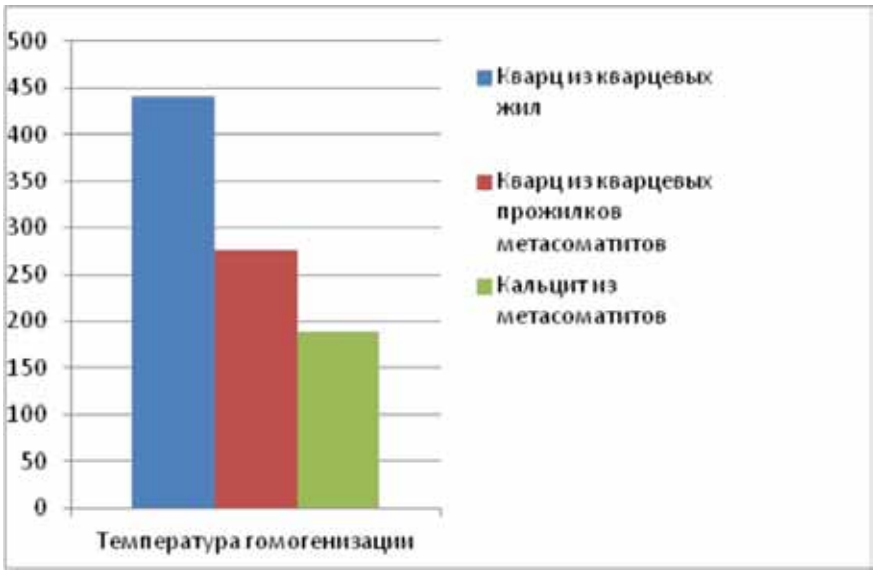


Рис. 4. График температур гомогенизации ГЖВ.

Включения из кварца и кальцита метосоматитов гомогенизируются в жидкую фазу до 300 ° С. Диапазон температур гомогенизации для кварца 227-276 °С. Концентрации солей в пересчете на NaCl до 17 вес. %, включения из кварца метасоматитов можно отнести к водно-солевым системам NaCl-KF-H_2O, NaCl-H_2O.

Для кальцита характерен диапазон температур гомогенизации 139-190 ° С. Концентрации солей в пересчете на NaCl 9 вес. %, включения из кальцита можно отнести к водно-солевым системам KCl-H_2O.

Выводы

В результате предыдущих работ в ПРВТС установлено более 70 рудных минералов. Это позволило выделить главные минеральные ассоциации, прямо или косвенно связанные с Au-Ag рудопроявлением: собственно благороднометальная; теллуридная и сульфотеллуридная; арсенидная и сульфоарсенидная; медно-сульфидная и медь-железо-сульфидная. Выделенные типы рудопроявлений полихронны и соответствуют трем полигенным типам рудной минерализации: диагенетическая, колчеданная (вулканогенно-гидротермальная) и эпигенетическая гидротермальная.

Последние две ассоциации очень важны в определении генетической позиции Au-Ag рудопроявления. Арсенидные и сульфоарсенидные фазы в системе NiAsS-CoAsS-FeAsS позволяют судить о вариациях температур кристаллизации. Эти минералы образовывались обособленно и замещали сульфиды. Температура образования не превышала 550 ° С, без образования непрерывных твердых растворов ряда кобальтин-герсдорфит.

Закономерности распространения сульфидов Cu и Cu-Fe обусловлены их различной температурной и химической устойчивостью. Эти ассоциации можно использовать в качестве индикаторов для восстановления физико-химической истории формирования месторождений в современных и древних осадочных бассейнах. Именно широкое распространение сульфидов Cu и Cu-Fe позволяет предполагать колчеданное рудообразование как наиболее раннее. Среди минералов Cu выделяются два типа: высокотемпературный (халькозин-дигенитовый) и низкотемпературный (джирит-ковеллиновый). В ассоциации с сульфидами Cu, Fe и Zn они позволяют определить последовательность минералообразования и говорить об эндогенном типе генезиса руд и температуре их образования до 400 ° С.

Полученные экспериментальные данные по термометрии флюидных включений золоторудных проявлений ПРВТС соответствуют результатам, полученным ранее с использованием минеральных геотермометров, и подтверждают полистадийность и полихронность рудного минералообразования в золоторудных проявлениях ПРВТС.

Список литературы

1. Войтеховский Ю.Л., Лютоев В.П., Чернявский А.В. Кварц золоторудных проявлений Пана-Куолаярвинской структуры // Петрология и минерагения Кольского региона. Тр. VII всерос. Ферсмановской научн. сессии. Апатиты, 2-5 мая 2010 г. Апатиты: Изд-во КНЦ РАН, 2010. С. 22-25.
2. Леймлейн Г.Г. Классификация жидких включений в минералах // Зап. ВМО. 1955. № 2. С. 137-143.
3. Мельников Ф.П., Прокофьев В.Ю., Шатагин Н.Н. Термобарогеохимия. М.: Академ. проект, 2008. 222 с.
4. Рёддер Э. Флюидные включения в минералах. М: Мир, 1987. 560 с.
5. Смит Ф.Г. Геологическая термометрия по включениям в минералах. М.: Мир, 1956. 166 с.
6. Чернявский А.В. Очерк геологии Панареченской вулкано-тектонической структуры // Петрология и минерагения Кольского региона. Тр. V всерос. Ферсмановской научн. сессии. Апатиты, 14-15 апр. 2008 г. Апатиты: Изд-во КНЦ РАН, 2008. С. 215-218.
7. Чернявский А.В., Волошин А.В., Войтеховский Ю.Л. Благороднометальная и сульфидная минерализация в малосульфидных эпитермальных рудопроявлениях Пана-Куолаярвинской структуры // Тр. КарНЦ РАН. 2012. № 3. С. 157-164.

СТАДИЙНОСТЬ И УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ АМЕТИСТА МЕСТОРОЖДЕНИЯ «МЫС КОРАБЛЬ»

Фришман Н.И.

Санкт-Петербургский госуниверситет, г. Санкт-Петербург, n.frishman@mail.ru

Терское побережье Кольского п-ова, где расположены «Мыс Корабль» и многие менее значительные проявления аметиста, является северным обрамлением Кандалакшского грабена и сложено несколькими крупными блоками, различающимися по строению, петрографическому составу толщ, характеру тектоники и геоморфологии: Колвицким, Порьегубско – Умбинским, Турьинским и Терским. Терский блок осложнен положительными и отрицательными структурами. В его сложении участвуют архейские и протерозойские метаморфиты, а также разновозрастные магматические комплексы и четвертичные отложения. Проявления аметистовой минерализации в Терском блоке приурочены к двум комплексам: тектонически проработанным раннепротерозойским отложениям терской свиты и подстилающим их архейским породам кольско-беломорского комплекса (рис. 1).

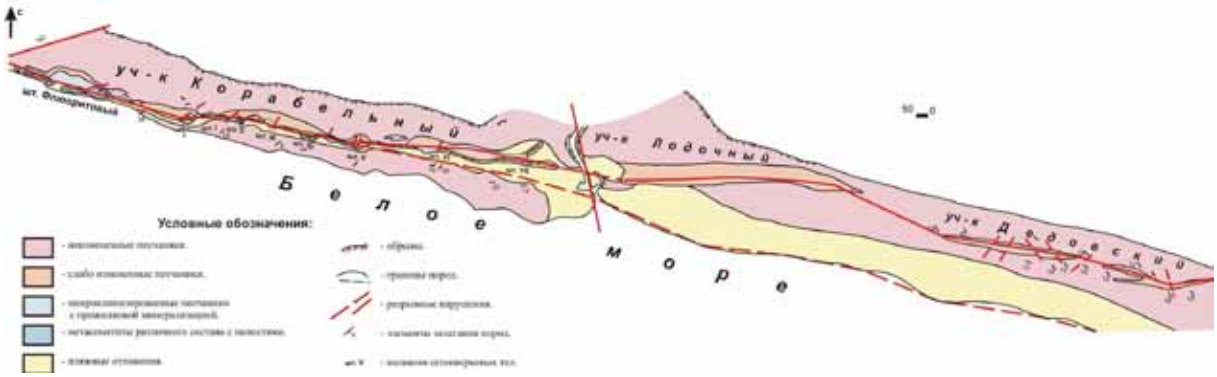


Рис. 1. Геологическая схема месторождения «Мыс Корабль».

Месторождение «Мыс Корабль» известно с XIV в. До обнаружения уральских месторождений оно служило единственным отечественным источником аметиста. Следы древних разработок до сих пор сохранились в поверхностной (участок Дедовский) и подводной частях месторождения (Артамонов, 1962; Пушкин, 1971). В 1960-80-х объединение «Северкварцсамоцветы» проводило здесь разведочные и добычные работы, в ходе которых его надводная часть была выработана. В результате выделены 8 участков (штокверковых зон) вдоль побережья на расстояниях 150-400 м друг от друга. Их длина достигает 60 м при мощности до 15 м. При этом выделены ведущие минералы, а специфика минеральных парагенезисов, последовательность их формирования и стадийность всего месторождения остались невыясненными.

В публикациях, посвященных геологии Терского блока, указывается, что наиболее интенсивная аметистовая минерализация приурочена к тектонически интенсивно проработанным участкам. Самое крупное месторождение – «Мыс Корабль» – локализовано в прибрежных (в том числе подводных) дизъюнктивных структурах в зоне главного разлома. В большинстве проявлений аметиста есть свидетельства прямой связи тектоники с аметистовой минерализацией, например, образований «брекчия в брекчии». «Мыс Корабль» представляет собой серию штокверков, приуроченных к крупному сбросу, ограничивающему с севера Кандалакшский грабен. Он сопровождается серией оперяющих разломов 2-го порядка субмеридионального и СВ простирания. На их пересечении и располагаются штокверки. Зона штокверков прослеживается на расстояние более 3 км, на западе срезается сбросом, на востоке уходит под четвертичные отложения. Северное крыло сброса приподнято, амплитуда перемещения достигает десятков метров.

Автором на месторождении выявлено несколько типов метасоматитов, приуроченных к этим же структурам. Первые предваряли, другие сопровождали аметистовую минерализацию. В строении штокверковой зоны прослеживается симметричная зональность от центра к периферии. Центральная часть штокверков сложена сильно окварцованной брекчией разновозрастных метасоматитов и обломков красноцветных песчаников, рассеченной жилками кварца, флюорита, барита (рис. 2). Здесь большое количе-

ство трещин и пустот неправильной формы, стенки которых инкрустированы щетками кварца, аметиста и кристаллическими корками флюорита и сростками кристаллов барита. В промежуточной зоне сеть трещин становится более разреженной. Здесь сосредоточены жильный кварц и флюорит с мелкими аметистовыми щетками. На периферии блока трещины «залечены» преимущественно жильным флюоритом.

Становление месторождения происходило в нестабильной тектонической обстановке с многочисленными подвижками и поступлением растворов. Геохронологические исследования выявили длительный (820-690 млн. лет) период формирования. Эволюция растворов привела к отложению ряда парагенезисов, в которых кварц играет ведущую роль, флюорит несколько уступает ему, барит является второстепенным минералом. Всего на месторождении выделено 6 парагенезисов: реликтовый; микроклин-кварцевые метасоматиты с гематитом; ранний жильный (кварцевые, флюоритовые прожилки); средний жильный (аметист, флюорит и барит жилах и полостях); микроклин-барит-флюорит-кварцевые метасоматиты; поздний жильный (аметист, барит и флюорит в полостях); флюорит-кварцевые метасоматиты. Первые два парагенезиса распространены на всей площади месторождения.

Присутствие среди микропримесей в составе минералов специфических элементов Be, Li и Ge косвенно указывает на высокие температуры формирования аметиста. А уникальная для кварцевых месторождений примесь Cr во всех генерациях минерала – на глубинный источник растворов. Содержания O^{18}



Рис. 2. Флюоритовый штокверк.

для слабо измененных песчаников минимальны (табл.). Они увеличиваются для микроклин-кварцевых метасоматитов и ещё более резко – для халцедоновидного кварца 3-ей генерации. Максимальных значений они достигают в жильном кварце и аметисте. В последующих генерациях кварца содержания O^{18} уменьшаются, возможно, за счёт вовлечения в процесс вещества субстрата. Полученные результаты свидетельствуют, что растворы были резко обогащены тяжёлым изотопом кислорода O^{18}. Это также указывает на глубинный источник растворов, поступавших по разломам, ограничивающим Кандалакшский грабен.

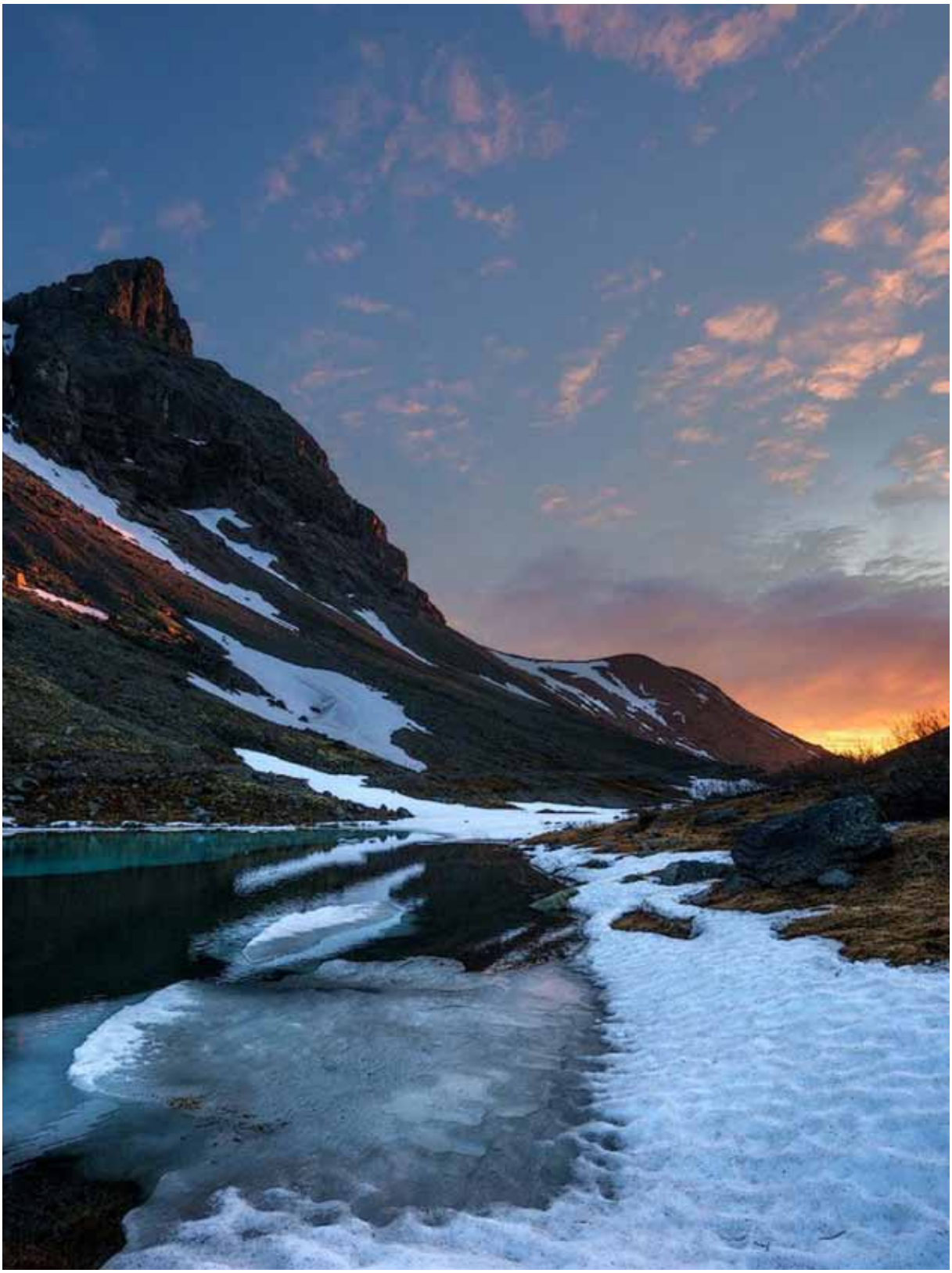
Таблица. Содержания O^{18} в породах и минералах месторождения «Мыс Корабль».

Песчаник	Песчаник	Кварц 1	Кварц 2	Аметист 1	Аметист 2	Кварц 7
неизмененный	микроклинизированный					
11.3	13.5	17.3	16.9	17.6	16.9	16.4

В кристаллах кварца газово-жидкие ограненные включения встречаются намного чаще трубчатых. Они отмечены в кварце всех цветовых вариаций. Объем газовой фазы изменяется в пределах 20-45 %. Температуры гомогенизации от 260 до 420 °С. Наиболее высокотемпературные локализованы в центральных зонах штокверков, низкотемпературные – на периферии. Это свидетельствует о быстром охлаждении растворов при формировании штокверков. Исходная температура растворов могла превышать 600-650 °С. Градиент температур гомогенизации указывает на направление движения растворов от центра в подводной части месторождения к центрам штокверков и затем к их периферии.

По-видимому, разлом, ограничивающий с севера Кандалакшский грабен, был основным подводящим каналом. Сопоставление геолого-тектонических, парагенетических и минералого-геохимических данных позволяет сформулировать ряд выводов о формировании месторождения. Его размещение в борту крупнейшей тектонической структуры обусловило поступление в тектонические зоны высокотемпературных обогащённых F растворов, содержащих специфические Be, Li, Ge и Cr. Они есть во всех генерациях кварца. Это указывает на глубинный источник растворов, их высокую температуру и связь с интрузиями. Месторождение формировалось более 100 млн. лет при сохранении набора микропримесей.

Под воздействием растворов вначале преобразовывались песчаники, затем в полостях последовательно отлагались 6 сменяющих друг друга парагенезисов. Главные минералы – флюорит и кварц, второстепенный – барит. В парагенезисах выделяются те, которые отлагались на стенках полостей в виде кристаллических агрегатов. Периоды их отложения сменяются формированием жилоподобных тел мелкозернистых метасоматитов. Чередование этих типов минерализации обусловило стадийность формирования месторождения. Перечисленные обстоятельства говорят о неравновесных условиях формирования минерализованных зон, характерных для пневматолитовых месторождений. «Мыс Корабль» можно отнести к классу приразломных пневматолито-гидротермальных месторождений.



Технологическая и экспериментальная минералогия

ВЛИЯНИЕ СОСТАВЛЯЮЩИХ КОМПОНЕНТОВ НА ФАЗООБРАЗОВАНИЕ СИНТЕТИЧЕСКИХ АНАЛОГОВ МИНЕРАЛОВ

Годнева М.М.

Институт химии и технологии редких элементов и минерального сырья КНЦ РАН, г. Апатиты, motov@chemy.kolasc.net.ru

Изученность фазообразования в системах $MeOA_2$ – B – MF(HF) – H_2O (Me = Ti, Zr, Hf; A = NO_3, Cl; B = H_2SO_4, H_3PO_4, $H_2C_2O_4$; M = Na, K, Rb, Cs) позволяет рассмотреть влияние на него элемента-комплексообразователя (Me), катиона (M) и аниона (SO_4^{2-}, PO_4^{3-}, $C_2O_4^{2-}$) [1-13]. Из данных следует, что если Ti образуетс Cs соли основного характера, то в тех же условиях соли Zr и Hf, имея одинаковый состав по соотношению компонентов, являются кислыми или средними. При этом существование безводных фторофосфататитанатов не установлено (табл. 1), соединения Ti содержат большее количество кристаллизационной воды, чем соединения Zr и Hf.

Таблица 1. Влияние элемента-комплексообразователя на состав образующихся минералов. Разрез PO_4/Me = 1.5-2.0.

Исходный раствор, MeO_2, мол. %	Добавка F/Me, м.о.	Состав минералов		
		Ti [2]	Zr [4, 7, 9]	Hf [10-12]
0.9	1-3	–	$K_3H_3Zr_3F_3(PO_4)_5$	–
0.5-0.7	3	$K_2Ti_2O_{2.5}F_2PO_4{\cdot}2H_2O$	–	–
0.44	3.5	–	–	$K_3H_3Hf_3F_3(PO_4)_5$, K_2HfF_6
3.3	4	$K_2TiF_6{\cdot}H_2O$, $K_3Ti_4O(OH)F_7(PO_4)_3{\cdot}5H_2O$	–	–
0.3	5	–	–	$KHf_2F_3(PO_4)_2{\cdot}2H_2O$, K_2HfF_6
0.9-1.6	5	–	$K_3H_3Zr_3F_3(PO_4)_5$, K_2ZrF_6	–
0.3-0.5	3-4	–	$RbZrF_2PO_4{\cdot}0.5H_2O$*,	$RbHfF_2PO_4{\cdot}0.5H_2O$ (форма 1)
0.7-0.9	4	–	$RbZrF_2PO_4{\cdot}0.5H_2O$*, $Rb_3H_3Zr_3F_3(PO_4)_5$*	$RbHfF_2PO_4{\cdot}0.5H_2O$, $HfF_4{\cdot}Rb(PO_4)_{0.33}{\cdot}RbNO_3$
0.2-0.3	2	–	$CsH_2Zr_2F_2(PO_4)_3{\cdot}2H_2O$	$CsH_2Hf_2F_2(PO_4)_3{\cdot}2H_2O$
0.7	3	Cs_2TiF_6, $Cs_2Ti_3O_2F_7PO_4{\cdot}6H_2O$	–	$CsH_2Hf_2F_2(PO_4)_3{\cdot}2H_2O$
0.2-0.3	4	–	α–$CsZrF_2PO_4.0.5H_2O$	α–$CsHfF_2PO_4{\cdot}0.5H_2O$
0.9-1.2	4	Cs_2TiF_6, $Cs_2Ti_3O_2F_7PO_4{\cdot}6H_2O$	β–$CsZrF_2PO_4.0.5H_2O$, $CsNO_3$	–

* В исходном растворе PO_4/Me = 1.

Ввиду близости свойств Zr и Hf, если известно соединение одного из них, то вероятно существование другого. Но это касается средних и кислых солей. В связи с тем, что Hf менее склонен к образованию солей основного характера, многие фторофосфатометаллаты, выделенные для Zr, с Hf могут не существовать. В связи с этим аморфных фаз с Hf меньше, чем с Zr. Ряд соединений с Hf совпадает по составу с соединениями Zr. Так, получены с Rb: $MeF_4{\cdot}Rb(PO_4)_{0.33}{\cdot}RbNO_3$, $RbMeF_2PO_4{\cdot}0.5H_2O$, $Rb_3Me_3F_3(HPO_4)_3(PO_4)_2$; с Cs: $CsMe_2F_6PO_4{\cdot}4H_2O$, $CsMeF_2PO_4{\cdot}0.5H_2O$, $CsMe_2F_2(HPO_4)_2PO_4{\cdot}2H_2O$, где Me – Zr, Hf. Не установлена возможность образования некоторых соединений с Hf, выделенных для Zr, например, $Zr_3OF_3(PO_4)_2NO_3{\cdot}nH_2O$, $RbZr_3F_4(PO_4)_3{\cdot}1.5H_2O$, $RbZr_3OF_3(PO_4)_2(NO_3)_2{\cdot}5H_2O$, $Zr_3OF_3(PO_4)_2NO_3{\cdot}(7\text{-}8)H_2O$; кристаллических $Cs_2Zr_3O_2F_6(PO_4)_2{\cdot}4.5H_2O$ и $Cs_3Zr_3O_3F_3(PO_4)_2{\cdot}6H_2O$, $Cs_2Zr_3O_{2.5}F_3(PO_4)_2{\cdot}H_2O$, аморфного $CsZr_3O_{1.5}F_4(PO_4)_2{\cdot}4.5H_2O$. Это в основном соединения основного характера. В то же время не получено Zr аналогов соединений β-$CsHfF_2PO_4{\cdot}0.5H_2O$ и $Hf_3O_2F_2(PO_4)_2{\cdot}8H_2O$. Судя по табл. 2, число разнообразных фторофосфатометаллатов (ФФМе) увеличивается в ряду Na, K, Rb, Cs, что вызвано стерическими возможностями катионов, а также большей кристалличностью соединений Rb и Cs относительно Na и K.

На примере оксалатных соединений найдено, что замещение щелочного катиона по ряду K − Rb − Cs приводит к возрастанию длины всех водородных связей в структуре и сопровождается увеличением эффективной координации атома металла [15]. Для кристаллических ФФЦМ (M = Na, K, Rb, Cs) при одинаковых условиях синтеза и монофазности осадка м.о. M/Zr, L*/Zr, F/Zr в целом не соответствуют изменению ионного радиуса катиона. При этом, если м.о.L*/Me изменяются от меньшего к большему в

соответствии с ионным радиусом катиона, то для F/Me изменение происходит в обратном порядке. При образовании ФФМеМ в смеси с иной фазой ряды могут не соблюдаться за счет диспропорционирования компонентов между фазами.

Таблица 2. Наличие фторофосфатных соединений в системах $ZrO(NO_3)_2 – H_3PO_4 – MF(HF) – H_2O$ (M = Na, K, Rb, Cs) при ~20 °C.

Na [3]	K [4, 5]	Rb [6, 7]	Cs [8, 9]
Разрез м.о. $PO_4/Zr = 0.5$			
$NaZrO_{0.5}F(PO_4)\cdot 4H_2O$	$K_4Zr_4O_{2.5}F_8(HPO_4)_2(NO_3)_3\cdot 6H_2O$	$Rb_2Zr_3OF_6(PO_4)_2\cdot 2H_2O$	$CsZrF_2PO_4\cdot H_2O$
Фаза *x*	$K_2Zr_3O_3F_2(HPO_4)_2(NO_3)_2\cdot H_2O$	$Rb_2ZrF_4(PO_4)_{0.33}NO_3$	$Cs_2Zr_3O_2F_4(PO_4)\cdot 3H_2O$
–	$KZr_3O_{1.5}F_3(HPO_4)_2(NO_3)_3\cdot 2H_2O$	$RbZr_3OF_3(PO_4)_2(NO_3)_2\cdot 5H_2O$	$Cs_3Zr_3O_{1.5}F_6(PO_4)_2\cdot 3H_2O$
–	Фаза *x*	–	$Cs_2Zr_3O_{1.5}F_5(PO_4)_2\cdot 2H_2O$
–	Фаза *y*	–	$Cs_2Zr_3F_2(PO_4)_4\cdot 4.5H_2O$
–	–	–	$CsZr_3O_{1.25}F_4(PO_4)_2(NO_3)_{0.5}\cdot 4.5H_2O$
Разрез м.о. $PO_4/Zr = 1–2$			
$NaH_2Zr_3F_3(PO_4)_4\cdot 3H_2O$	$K_3H_3Zr_3F_3(PO_4)_5$	$Rb_3H_3Zr_3F_3(PO_4)_5$	$CsH_2Zr_2F_2(PO_4)_3\cdot 2H_2O–$
$NaZr_2F_6(PO_4)\cdot 4H_2O$	$KZr_2F_3(PO_4)_2\cdot 2H_2O$	$RbZr_3F_4(PO_4)_3\cdot 1.5H_2O$	$\alpha–CsZrF_2PO_4\cdot 0.5H_2O$
–	Фаза *z*	$RbZrF_2PO_4\cdot 0.5H_2O$	$\beta–CsZrF_2PO_4\cdot 0.5H_2O$
Разрез м.о. $M/Zr = 1$, $PO_4/Zr = 0.5$			
$NaH_2Zr_3F_3(PO_4)_4\cdot 3H_2O$	Фаза *x*	Нет данных	$CsH_2Zr_2F_2(PO_4)_3\cdot 2H_2O–$
$NaZr_2F_6(PO_4)\cdot 4H_2O$	Фаза *z*		$\beta–CsZrF_2PO_4\cdot 0.5H_2O$
–	–		$CsZr_2F_6(PO_4)\cdot 4H_2O$
Разрез м.о. $M/Zr = 1$, $PO_4/Zr = 1.0–1.5$			
–	$K_3H_3Zr_3F_3(PO_4)_5$	Нет данных	$CsH_2Zr_2F_2(PO_4)_3\cdot 2H_2O$
–	–		$CsHZrF_3PO_4$
–	–		$CsHZr_2F_2(PO_4)_{2.66}\cdot nH_2O$
–	–		$Cs_{0.70}ZrF(PO_4)_{1.23}\cdot nH_2O$

Примечание. Составы фаз x, y и z для каждого из катионов могут не совпадать.

В табл. 3 представлены соединения, выделенные в системах с серной, щавелевой и фосфорной кислотами. Каждая система изучена с разным числом экспериментальных точек, поэтому сопоставление носит относительный характер. Соединения расположены в порядке уменьшения м.о. K/Zr. Анион каждой кислоты по-своему влияет на состав образующихся фаз, из которых наиболее близки сульфаты и оксалаты, но и они отличаются между собой. Даже средние соли оксалатов, имея тот же состав по числу и виду атомов, различаются по наличию кристаллизационной воды. Для оксалатов не выделена целая серия солей с м.о. K/Zr, равными 1.5 и 2.0 – для средних и 1.0-2.0 – для солей основного характера. В то же время получены оксалаты с м.о. K/Zr меньшими, чем в сульфатах, и не имеющие среди них аналогов.

В отличие от сульфато- и оксалатоцирконатов, нет ни одного фторофосфатоцирконата с м.о. K/Zr > 1. Кислая соль отмечена только для фторофосфатоцирконата K, несмотря на то, что при изучении систем использованы растворы с м.о.H_3PO_4/Zr и $H_2C_2O_4$/Zr, равными 2, а с H_2SO_4/Zr – от 2 до 5. М.о. M/Zr отражает суммарный электростатический заряд анионов, который компенсирует заряд катионов, в том числе K^+, следовательно, и их содержание. Т. к. количество атомов кислорода во всех анионах одинаково, то его влияние можно не учитывать, а рассматривать только размер атомов S, удвоенный размер атомов C, а также атома P, равные 0.30, 0.32, и 0.35 [14]. Крупных ионов, которые способен удерживать комплексообразователь, меньше, чем мелких. Этим объясняется отсутствие ФФЦК с м.о. K/Zr > 1 и их наличие для ФСЦК и ФОхЦК. Поскольку эти рассуждения справедливы и для других 1-валентных катионов (NH_4^+, Rb^+, Cs^+ и Tl^+), то возможно прогнозирование фазообразования с ними фторосульфато-, фтороксалато- и фторофосфатометаллатов.

Таблица 3. Влияние аниона на состав фтористых соединений Zr с K.

SO_4^{2-}[1]	$C_2O_4^{2-}$[13]	PO_4^{3-}[4, 5]
α, β–$K_3ZrF_5SO_4 \cdot H_2O$	$K_3ZrF_5C_2O_4$	–
$K_3ZrF_3(SO_4)_2$	–	–
$K_2ZrF_4SO_4$	$K_2ZrF_4C_2O_4 \cdot 2H_2O$	–
α, β,γ–$K_2ZrF_2(SO_4)_2 \cdot 2H_2O$	–	–
$K_2ZrF_2(SO_4)_2 \cdot 2.5H_2O$	–	–
$K_3Zr_2F_9SO_4 \cdot 2H_2O$	–	–
$K_3Zr_2F_7(SO_4)_2 \cdot 4H_2O$	–	–
$K_3Zr_2F_3(SO_4)_4 \cdot 6H_2O$	–	–
–	$KZrF_3C_2O_4 \cdot 3H_2O$	$K_3H_3Zr_3F_3(PO_4)_5$
–	–	$KZr_2F_3(PO_4)_2 \cdot 2H_2O$
$K_2ZrF_3OHSO_4$	–	–
$K_5Zr_2FO_2(OH)_2(SO_4)_7 \cdot 8H_2O$	–	–
$K_4Zr_2F_5OH(SO_4)_3 \cdot H_2O$	–	–
$K_5Zr_3O_2(OH)_2F_7(SO_4)_2 \cdot 3H_2O$* усл	–	–
$K_6Zr_4F_4(OH)_4(SO_4)_7 \cdot 4H_2O$	–	–
$K_3Zr_2F_2OH(SO_4)_4 \cdot 6H_2O$	–	–
$K_{10}Zr_8O_7F_{16}(SO_4)_6 \cdot 11H_2O$* усл	–	–
$KZrOFSO_4 \cdot (1–2)H_2O$* усл	–	$K_4Zr_4O_{2.5}F_8(HPO_4)_2(NO_3)_3 \cdot 6H_2O$
–	$K_2Zr_3O_{2.5}F_9 \cdot 7H_2O$	$K_2Zr_3O_3F_2(HPO_4)_2(NO_3)_2 \cdot H_2O$
–	$KZr_2(OH)_3F_2(C_2O_4)_2 \cdot 4H_2O$ усл	–
–	–	$KZr_3O_{1.5}F_3(HPO_4)_2(NO_3)_3 \cdot 2H_2O$
$Zr_2O_2F_2SO_4 \cdot (3–5)H_2O$ усл	$Zr_4O_3F_2(C_2O_4)_4 \cdot 2H_2O$	–

Примечание. Усл – условный состав. * В исходный раствор добавляли гидроокись Zr.

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., Беляевский А.Т. Фазообразование в системах $TiOCl_2$ − H_3PO_4 – MF (HF) − H_2O (M = K, Rb, Cs) // Ж. неорг. химии. 2013. Т. 58. № 12. С. 1577-1085.
3. Годнева М.М., Кузнецов В.Я., Рыськина М.П. и др. Фазообразование в системе $ZrO(NO_3)_2$ – NaF (HF) –H_3PO_4 – H_2O при 20 °С // Ж. неорг. химии. 2014. Т. 59. № 8. С. 1071-1080.
4. Годнева М.М., Мотов Д.Л. Кузнецов В.Я. Фазообразование по разрезу системы $ZrO(N0_3)_2$ – H_3P0_4 – KF – H_20 при отношении PO_4^{3-}/Zr = 1.5-2.0 // Ж. неорг. химии. 2008. Т. 53. № 10. С. 1770-1775.
5. Годнева М.М., Мотов Д. Л., Залкинд О.А. Система $ZrO(NO_3)_2$ – KF (HF) – H_3PO_4 – H_2O при отношениях PO_4^{3-}/Zr = 0.5-1.6 как основа фазообразования // Ж. неорг. химии. 2011. Т. 56. № 1. С. 13-19.
6. Годнева М.М., Кузнецов В.Я., Мотов Д.Л. и др. Фазообразование в системе $ZrO(NO_3)_2$ – H_3PO_4 – RbF – H_2O. Разрез PO_4^{3-}/Zr = 0.5 // Ж. неорг. химии. 2009. Т. 54. № 12. С. 2086-2090.
7. Годнева М.М., Мотов Д. Л., Борозновская Н.Н. и др. Синтез в системе $ZrO(NO_3)_2$ – H_3PO_4 – RbF – H_2O фторофосфатоцирконатов Rb и их люминесцентные свойства // Ж. неорг. химии. 2010. Т. 55. № 12. С. 1957-1962.
8. Годнева М.М., Мотов Д. Л., Рыськина М.П. Фазообразование в системе $ZrO(NO_3)_2$ – H_3PO_4 – CsF – H_2O при низком содержании фосфорного компонента // Ж. неорг. химии. 2011. Т. 56. № 9. С. 1435-1441.
9. Годнева М.М., Мотов Д. Л., Кузнецов В.Я. и др. Фазообразование в системе $ZrO(NO_3)_2$ – H_3PO_4 – CsF – H_2O // Ж. неорг. химии. 2012. Т. 57. № 4. С. 554-559.
10. Годнева М.М. Синтез фторофосфатогафнатов K при 20 °С // Ж. неорг. химии. 2014. Т. 59. № 2. С. 160-165.
11. Годнева М.М., Михайлова Н.Л. Фазообразование по разрезам системы $HfO(NO_3)_2$ – H_3PO_4 – RbF – H_2O // Ж. неорг. химии. 2012. Т. 57. № 6. С. 949-956.
12. Годнева М.М., Беляевский А.Т., Залкинд О.А. Фазообразование в системе $HfO(NO_3)_2$ – H_3PO_4 – CsF (HF) – H_2O // Ж. неорг. химии. 2012. Т. 57. № 12. С. 1709-1714.

13. Годнева М.М., Рыськина М.П., Кузнецов В.Я. и др. Фазообразование в системе $ZrO(NO_3)_2 - H_2C_2O_4 - KF - H_2O$ при 20 °С // Ж. неорг. химии. 2015. Т. 60. № 3. С. 397-404.
14. Порай-Кошиц М.А. Практический курс рентгеноструктурного анализа. М.: Изд-во МГУ, 1960. 632 с.
15. Трунов В.К., Ефремов В.А., Цхелышвили Н.Б. Сравнительный анализ строения дигидратов гидроксалатов K, Rb и Cs // Ж. структ. химии. 1990. Т. 31. № 5. С. 19-24.

ИСПОЛЬЗОВАНИЕ ЖЕЛЕЗОРУДНОГО КОНЦЕНТРАТА В КАЧЕСТВЕ КОМПОНЕНТА СПЕЦИАЛЬНЫХ МАТЕРИАЛОВ

Гуревич Б.И., Калинкина Е.В., Калинкин А.М., Тюкавкина В.В., Серова Е.С.
ИХТРЭМС КНЦ РАН, г. Апатиты, kalinkin@chemy.kolasc.net.ru

Железорудные концентраты традиционно используются в металлургии для бездоменного получения стали, в порошковой металлургии, аккумуляторной промышленности. В данной работе железорудный концентрат (ЖРК) из железистых кварцитов Оленегорского месторождения, включающих минералы Fe (магнетит, гематит, Mg-Fe силикаты), рассмотрен как сырья для получения вяжущих материалов и мелкозернистых бетонов специального назначения, обладающих большой удельной массой. Вяжущие такого типа находят применение при строительстве атомных станций для защиты от γ-излучения [1]. Исследовано взаимодействие ЖРК с гипсом, что может найти применение в технологии грануляции и брикетирования концентратов руд [3].

Химический состав ЖРК ОАО «Олкон», мас. %: Fe_2O_3 63.40, FeO 26.70, SiO_2 7.75, MgO 0.80, CaO 0.60, Al_2O_3 0.40, MnO 0.11, Na_2O 0.06, K_2O 0.06, TiO_2 0.05, P_2O_5 0.02, п.п.п. 0.05. Минеральный состав ЖРК: магнетит 91.0-92.0, гематит 1.0-2.0, кварц 2.0-3.0, амфибол 0.5-1.0, пироксен 0.3-0.5, полевой шпат 0.5-1.0, прочие 0.2-0.5. По гранулометрическому составу ЖРК представляет собой мелкозернистый продукт с модулем крупности $M_к$ = 1.8. Двуводный гипс представлен двумя образцами – природный гипс и фосфогипс. Для повышения реакционной способности компонентов их смеси подвергали механоактивации (МА) на планетарной мельнице АГО-2 в воздушной среде в течение 270 с.

Композиция портландцемент – ЖРК – вода

К смеси портландцементного (ПЦ) клинкера с 5 мас. % гипса добавляли тонкомолотый ЖРК с целью получить вяжущее с объемной массой, превышающей плотность обычного портландцемента. Сравнивали прочность при сжатии полученного смешанного вяжущего, в составе которого количество клинкера уменьшали от 100 мас. % до 1 мас. %, замещая его ЖРК, с прочностью чистого ПЦ с учетом доли последнего в соответствующих смесях. Образцы твердели во влажных условиях при температуре 20 ± 2 °С. Результаты опытов приведены в табл. 1.

Таблица 1. Влияние добавки ПЦ клинкера и 5 мас. % гипса к ЖРК на прочность при сжатии ($R_{сж}$) образцов, твердеющих во влажных условиях (состав 1:0).

№ состава	Состав, мас. %		S, м²/кг	В/Т	$R_{сж}$ через … сут., МПа			$R_{сж}$, % через … сут.			$\Delta R_{сж}$, % через … сут.		
	Клинкер	ЖРК			7	28	180	7	28	180	7	28	180
б/н	100	–	710	0.31	48.3	58.3	69.5	100	100	100	–	–	–
7	70	30	592	0.26	34.4	52.2	53.2	71.2	89.9	76.5	1.2	19.9	6.5
6	50	50	558	0.25	32.1	47.7	49.1	66.5	81.8	71.0	16.5	31.8	21.0
5	30	70	500	0.25	26.3	34.3	38.7	54.4	59.0	55.7	24.4	29.0	25.7
4	10	90	428	0.21	16.4	16.8	16.8	34.0	28.9	24.2	24.0	18.9	14.2
3	5	95	449	0.20	5.0	5.6	6.7	10.4	9.6	9.6	5.4	4.6	4.6
2	3	97	463	0.19	3.1	3.0	3.0	6.4	5.2	4.3	3.4	2.2	1.3
1	1	99	466	0.18	0.7	0.9	0.7	1.4	1.5	1.0	0.4	0.5	0.5

Данные по прочностям при сжатии ($R_{сж}$, табл. 1), показывают, что при твердении композиций ЖРК – клинкер – гипс (5 мас. %) для всех составов и сроков твердения получаем прочность, превосходящую расчетную на основе содержания ПЦ клинкера в композиции (считая, что ЖРК – инертный наполнитель).

Относительный прирост прочности составляет от 1.2 до 29.0 %. Вместе с тем, измеренная объемная масса затвердевшего материала недостаточно высока. Как у обычного ПЦ, она находится в пределах 2.3–2.4 г /см^3 независимо от содержания ЖРК в смеси, что объясняется удобоукладываемостью массы. Таким образом, для получения специального вяжущего с необходимой объемной массой подход, основанный на «разбавлении» портландцемента механоактивированным железорудным концентратом, не дает желаемых результатов.

Композиция ЖРК-гипс-вода

Смесь ЖРК с 5-10 мас. % природного двуводного гипса (в некоторых опытах вместо природного гипса добавляли фосфогипс) подвергали МА в планетарной мельнице в течение 270 с. В некоторых опытах к этим составам добавляли малые (1-5 мас. %) количества ПЦ клинкера. Природный гипсовый камень не подвергали предварительной термической обработке для превращения его в полуводный гипс, как при обычной гипсовой технологии [2]. Прочности при сжатии и затвердевшего материала для пластичных образцов состава 1:0, твердевших на воздухе при температуре 20 ± 2 °С и влажности 60-70 %, приведены в табл. 2. Полученное воздушное вяжущее обладает прочностью до 15 МПа, но недостаточно высокой объемной массой (γ). Согласно табл. 3, замена природного гипса на фосфогипс не оказывает существенного влияния на прочность затвердевшего материала.

Таблица 2. Влияние добавки гипса и ПЦ клинкера к ЖРК на прочность при сжатии образцов воздушного твердения (состав 1:0) и объемную массу (γ).

№ состава	Состав, мас. %			S, м^2/кг	В/Т	$R_{сж}$, % через … сут.				γ, г/см^3
	ЖРК	Клинкер	Гипс			1	7	28	180	
8	99	1	5	470	0.18	6.9	14.8	15.2	15.0	2.5
9	97	3	5	465	0.19	3.2	4.1	4.2	4.9	2.9
10	95	5	5	452	0.20	2.7	5.6	4.7	–	3.7
12	99	1	5	466	0.25	1.3	1.3	1.4	–	–

Таблица 3. Влияние вида сульфатной добавки на прочность образцов воздушного твердения (состав 1:0).

№ состава	Состав, мас. %				В/Т	$R_{сж}$ через … сут., МПа		
	ЖРК	Гипс	Фосфогипс	Клинкер		1	7	28
11	100	5	–	–	0.25	1.9	4.0/3.2	3.6
19	100	–	5	–	0.25	0.9	2.0	5.0
13	100	10	–	–	0.28	1.7	5.4	6.1
17	100	–	10	–	0.25	1.7	2.2	5.2

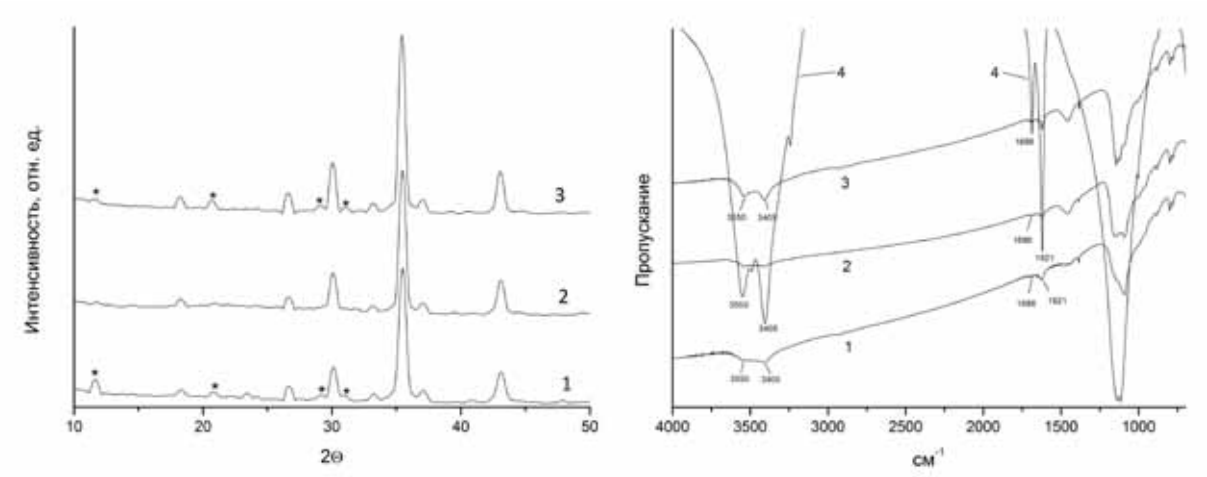


Рис. 1. Рентгенограммы (слева) и ИК спектры (справа) композиции ЖРК-природный гипс (10 мас. %): 1 – исходная смесь без МА; 2 – механоактивированная смесь; 3 – затвердевший материал на основе МА смеси в возрасте 7 сут.; 4 – природный гипс.

Механизм твердения композиций, по-видимому, заключается в следующем. Согласно РФА, в механоактивированной смеси ЖРК и природного гипса исчезают рефлексы двуводного гипса, присутствующего в исходной композиции (рис. 1). В то же время, в ИК спектрах исходной и механоактивированной смесей есть полосы деформационных колебаний воды 1621 и 1686 $см^{-1}$, совпадающие по положению с аналогичными полосами двуводного гипса (рис. 2). Это указывает на то, что при МА исходной смеси не происходит дегидратации двуводного гипса, а имеет место частичная аморфизация компонентов, затрагивающая в большей степени природный гипс. Это приводит к тому, что увеличивается его растворимость, приводящая к образованию раствора, пересыщенного по кристаллическому двуводному гипсу. После образования пересыщенного раствора дальнейшее растворение аморфизированного двуводного гипса затрудняется. Вместо этого образуется коллоидальная гелеобразная масса, которая с течением времени кристаллизуется, образуя двуводный гипс, и становится цементирующей связкой для тонкоизмельченного ЖРК. Рефлексы двуводного гипса проявляются в рентгенограммах и ИК спектрах 7-суточных затвердевших образцов.

С целью повысить объемную массу материала на основе разработанного смешанного вяжущего изготовили цилиндрические образцы, в состав которых вводили немолотый ЖРК в качестве наполнителя. Соотношение вяжущее / немолотый ЖРК составляло 1/1. Цилиндры с поперечным сечением 2 × 2 $см^2$, прессованные под давлением 50 ± 3 МПа, твердели в течение 1 сут. в указанных условиях. Результаты измерения прочности при сжатии и плотности затвердевшего материала приведены в табл. 4.

Таблица 4. Влияние состава вяжущего и отношения В / Т на прочность $R_{сж}$ прессованных образцов и их объемную массу (состав 1:1) при твердении на воздухе.

№	Состав вяжущего, мас. %				В/Т	$R_{сж}$	γ, $г/см^3$
	ЖРК	Гипс	Фосфогипс	Клинкер			
20	100	5	–	–	0.07	3.5	3.12
20	100	5	–	–	0.13	5.4	3.20
20	100	5	–	–	0.09	9.2	3.84
22	100	10	–	–	0.09	6.0	3.81
23	100	–	10	–	0.09	10.7	3.94
21	100	–	5	–	0.09	9.0	3.81
24	99	5	–	1	0.09	3.5	3.79
25	99	–	5	1	0.09	5.3	3.86

Результаты свидетельствуют, что методом прессования можно получить материал на основе механоактивированных композиций ЖРК – гипс (фосфогипс) с прочностью ~10 МПа и объемной массой 3.8-3.9 $г/см^3$, состоящий из 95-98 % ЖРК и 5-2 % гипса. Он может быть использован для изготовления специальных облицовочных плиток, защищающих от радиации.

Список литературы

1. Гуревич Б.И., Калинкин А.М., Тюкавкина В.В. и др. Влияние механоактивации бадделеитового концентрата на его вяжущие свойства в составе смешанных цементов // ЖПХ. 2011. Т. 84. № 5. С. 736-737.
2. Коровяков В.Ф. Гипсовые вяжущие и их применение в строительстве // Рос. хим. ж. 2003. Т. 47. № 4. С. 18-23.
3. Равич Б.М. Брикетирование руд. М.: Недра, 1982. 183 с.

ХАРАКТЕРИСТИКИ ЦЕМЕНТОВ ЩЕЛОЧНОЙ АКТИВАЦИИ НА ОСНОВЕ МЕХАНОАКТИВИРОВАННОГО НЕФЕЛИНА

Калинкин А.М.[1], Гуревич Б.И.[1], Мазухина С.И.[2], Калинкина Е.В.[1], Тюкавкина В.В.[1], Серова Е.С.[1]

[1] ИХТРЭМС КНЦ РАН, г. Апатиты, kalinkin@chemy.kolasc.net.ru

[2] ИППЭС КНЦ РАН, г. Апатиты, mazukhina@inep.ksc.ru

На территории Мурманской обл. накоплены огромные объёмы хвостов обогащения апатито-нефелиновых руд. Потребность в нефелине как источнике глинозема, соды, поташа ограничена. Поэтому актуален поиск альтернативных способов утилизации нефелина в составе горнопромышленных отходов. Нефелин $(Na,K)_2O{\cdot}Al_2O_3{\cdot}2SiO_2$ принадлежит к классу каркасных силикатов и содержит три главных компонента, участвующих в формировании цементирующего геля при геополимерном синтезе – кремний, алюминий и щелочные металлы [4]. Он может рассматриваться как один из компонентов цементов щелочной активации (геополимеров). На основе комбинирования механоактивированных нефелина и гранулированных Mg-Fe шлаков комбината «Печенганикель» при использовании в качестве затворителя воды может быть получено вяжущее с прочностью при сжатии 20-25 МПа [1]. В данной работе с использованием методов термодинамического и экспериментального моделирования изучены вяжущие свойства аналогичной композиции с применением в качестве затворителя жидкого стекла (ЖС).

Экспериментальная часть

В качестве исходных компонентов цементов щелочной активации использован нефелиновый концентрат (НК) производства ОАО «Апатит», хвосты обогащения АНОФ-2 ОАО «Апатит», гранулированный шлак комбината «Печенганикель». Их химические составы приведены в табл. 1. Минеральный состав компонентов, мас. %: НК – нефелин 75-80, полевые шпаты 8-16, вторичные минералы по нефелину 1.5-10, эгирин 1.5-5, титаномагнетит 0.4-0.6, апатит 0.2-0.8, сфен 0.5-1.0; хвосты АНОФ-2: нефелин 50-55, полевые шпаты 2.5-4, вторичные минералы по нефелину 0.5-2, эгирин 23-27, титаномагнетит 4-5, апатит 2-3.5, сфен 4-5; шлак комбината «Печенганикель» – Mg-Fe стекло 95-98, кристаллическая фаза (оливин) 2-5, рудные минералы 1-3.

Таблица 1. Химический состав НК, хвостов обогащения АНОФ-2 и шлака комбината «Печенганикель», мас. %.

Компонент	SiO_2	Al_2O_3	FeO	Fe_2O_3	CaO	MgO	Na_2O	K_2O	TiO_2	P_2O_5	п.п.п.	Прочие
НК	43.37	29.48	–	2.90	0.84	0.27	12.7	9.01	0.27	0.03	1.13	–
Хвосты АНОФ–2	37.90	19.19	–	8.82	5.52	1.29	10.09	5.34	–	1.48	1.09	2.8
Шлак	40.88	6.90	35.40	–	2.65	10.71	1.5	0.6	–	–	–	1.3

Механоактивацию (МА) сырья проводили в лабораторной центробежно-планетарной мельнице АГО-2 в течение 270 с в воздушной среде и атмосфере углекислого газа по методике [1]. МА в среде CO_2 связана с тем, что в этом случае обнаружено повышение реакционной способности Mg-Fe шлака в реакциях гидратационного твердения [2]. Измерение удельной поверхности производили методом воздухопроницаемости. Эксперименты по взаимодействию НК с 2 М и 10 М растворами NaOH проводили при температуре 20-22 ° С во фторопластовых стаканах с перемешиванием на магнитной мешалке. Соотношение НК : раствор NaOH составило 1 г : 40 мл. Продолжительность взаимодействия 5 час. После взаимодействия твердая фаза отделялась фильтрованием, фильтрат анализировался на содержание Si и Al методом атомно-эмиссионного анализа с индуктивно связанной плазмой на приборе OPTIMA 8300.

Для определения вяжущих свойств механоактивированных смесей изготавливались кубики 1.41 × 1.41 × 1.41 см, которые твердели во влажных условиях при температуре 20-22 °С. При получении цементов щелочной активации основные параметры – количество и модуль ЖС, водотвердое отношение (В / Т) и др. – задавали, учитывая проведенные ранее исследования. ЖС применяли с модулем 1.59. Содержание ЖС в композиции рассчитывали в процентах Na_2O от массы сухих компонентов. В / Т рассчитывали с учетом воды в ЖС.

Результаты и обсуждение

При изучении влияния исходного сырья, вида и количества активизатора, а также условий твердения на физико-механические свойства вяжущих щелочной активации, в том числе геополимеров, одним из ключевых является вопрос прогнозирования состава алюмосиликатного гидрогеля, формирующегося

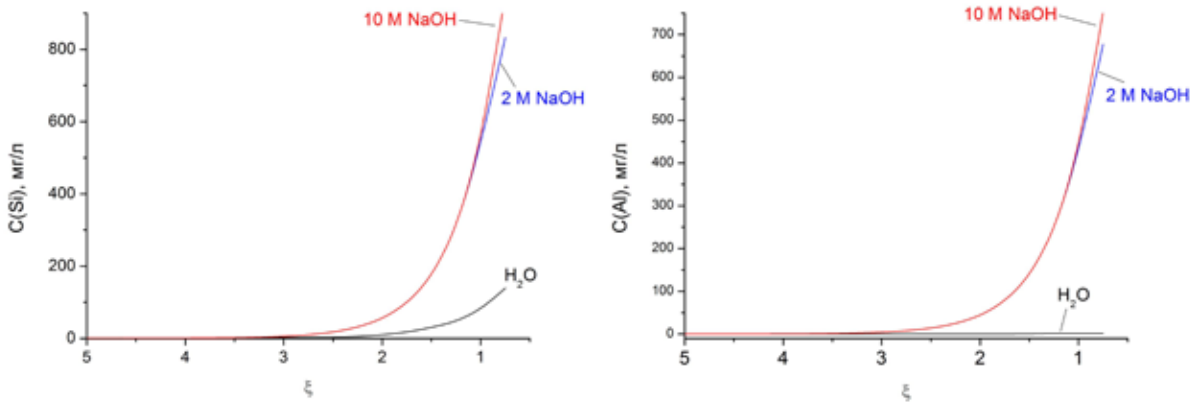


Рис. 1. Расчетные концентрации Si (слева) и Al (справа) в жидкой фазе при взаимодействии НК с водой, 2 М и 10 М растворами NaOH при 25 ° С в зависимости от степени растворения НК (ξ).

в результате растворения минеральных компонентов. Одним из методов решения этой задачи является термодинамическое моделирование. В данной работе моделирование проводилось с использованием программного комплекса «Селектор» методом минимизации потенциала Гиббса [3]. При этом использован расчет необратимой эволюции геохимических систем, в качестве независимой координаты взята величина $\xi = -\lg\nu$ (ν – доля прореагировавших минералов, т.е. степень протекания реакции в системе). На рис. 1 приведены вычисленные содержание Si и Al в жидкой фазе при взаимодействии НК с водой, 2 М и 10 М растворами NaOH при 25 °С в зависимости от степени растворения НК.

При моделировании предполагалось, что все минералы в НК растворяются с одинаковой скоростью, и система находится в контакте с атмосферой при нормальном давлении. Соотношение массы НК и объема раствора соответствовало эксперименту. Из рис. 1 следует, что по сравнению с водным выщелачиванием при обработке НК растворами NaOH переход Si и Al в раствор резко возрастает. В случае растворения нефелина в воде низкие значения концентраций Si и Al связаны с выпадением в твердую фазу малорастворимых гидратированных алюмосиликатов. По сравнению с 2М раствором NaOH увеличение концентрации щелочи в 5 раз не приводит к ощутимому росту концентрации Si и Al в растворе. Сопоставление результатов расчета и эксперимента проводили следующим образом. По аналитическим концентрациям Si и Al в фильтрате после взаимодействия НК с раствором NaOH и их содержанию в концентрате оценивали степень растворения. Методами рентгенофазового и кристаллоптического анализов остатков НК после выщелачивания установлено, что новых твердых фаз при взаимодействии со щелочью не образуется. Для 2М и 10М растворов NaOH по Si и Al экспериментальная степень растворения была в пределах 10-15 %, что соответствует $\xi \approx 1$. Концентрации Si при растворении в 2М и 10М растворах NaOH по данным анализа составили 645±30 и 660±30, Al 410±20 и 497±25 мг/л. Это хорошо согласуется с расчетом (рис. 1). Для 2М и 10М растворов щелочи при $\xi = 1$ вычисленные концентрации Si и Al находятся в интервалах 520-530 и 420-430 мг/л. Это свидетельствует об адекватности использованной термодинамической модели и ее перспективности для прогнозирования взаимодействия щелочных активизаторов и минеральных компонентов при геополимерном синтезе.

Исследованы вяжущие свойства композиции на основе НК с добавлением шлака с применением в качестве затворителя ЖС. При близких удельных поверхностях НК, значениях В/Т и количеств Na_2O в образцах композиции НК – ЖС на ранних стадиях твердения (до 28 сут.) атмосфера МА (воздух или CO_2) незначительно влияет на прочность при сжатии ($R_{сж}$) (табл. 2). Но в возрасте образцов 180 и 360 сут. для композиции с 10 % шлака проявляется преимущество углекислого газа как среды МА. Добавка шлака к НК приводит к увеличению прочности. Если для образца № 1 она к 360 сут. составляет 4.9 МПа, то для № 7 она равна 21.9 МПа, т.е. в 4.7 раза больше.

При МА композиции в атмосфере CO_2 в сроки до 28 сут. отмечается замедленный рост прочности по сравнению со смесью, механоактивированной в воздушной среде, а к 180 сут. прочности сравниваются. Эта тенденция, по-видимому, объясняется тем, что в первые сроки карбонизированная поверхность частиц композиции реагирует с ЖС с образованием Na_2CO_3, в результате скорость синтеза геополимера падает. С увеличением количества шлака в композиции более 5 мас. % получено водостойкое вяжущее с коэффициентом водостойкости $К_р^{28}$, равным 0.85-91, при высокой воздухостойкости ($К_в^{28}$=1.4-2.2).

Таблица 2. Влияние количества шлака в композиции шлак – НК – ЖС на прочность при сжатии ($R_{сж}$) материала, твердеющего во влажной среде (ЖС: модуль 1.59, Na_2O 2.68 мас. %).

№ обр.	Состав, мас. %		$S_{уд}$, $м^2/кг$	В/Т		$R_{сж}$ через ... сут, МПа		
	НК	шлак			7	28	180	360
	Среда МА – CO_2							
1	100	–	986	0.22	2.3	2.5	4.9	4.9
2	99	1	983	0.30	2.4	2.7	5.8	6.5
3	97	3	975	0.28	3.3	3.5	7.2	7.0
4	95	5	858	0.28	4.2	5.3	9.7	11.6
5	90	10	959	0.27	5.7	9.2	14.0	17.2
6	80	20	н.опр.	0.25	9.2	15.5	16.0	18.6
7	70	30	н.опр.	0.24	13.2	18.5	21.1	21.9
	Среда МА – воздух							
8	99	1	1016	0.30	2.7	3.7	5.7	6.7
9	97	3	1007	0.28	3.2	4.2	7.1	7.7
10	95	5	1022	0.28	3.9	5.6	7.6	9.8
11	90	10	996	0.27	5.7	7.4	9.4	11.5

Несомненный интерес представляет замена в изученной композиции НК на нефелинсодержащие хвосты обогащения ОАО «Апатит». Содержание Al_2O_3 в хвостах примерно на 10 мас. % меньше, чем в НК. Хвосты и НК различаются и по содержанию апатита (соответственно, по P_2O_5). В НК содержание P_2O_5 на уровне сотых долей %, в хвостах 1.48 мас. % (табл. 1). С учетом результатов (табл. 2) композицию хвосты – шлак предварительно совместно механоактивировали в CO_2. Содержание хвостов в композиции варьировали от 20 до 100 мас. %. С увеличением количества хвостов в композиции $R_{сж}$ падает, но остается высокой (табл. 3). Так, при разбавлении шлака хвостами наполовину прочность при сжатии составляет ~ 50 МПа, а для композиции состава (20 % шлак + 80 % хвосты) – около 30 МПа. Эти прочности позволяют использовать композиции при постройке рудников и в гражданском строительстве.

Таблица 3. Влияние состава композиции нефелин содержащие хвосты обогащения ОАО «Апатит» – шлак комбината «Печенганикель» на прочность при сжатии щелочного цемента (ЖС: модуль 1.59, Na_2O – 3.5 мас. %).

№ обр.	Состав, мас. %		Sуд, $м^2/кг$	В/Т	$R_{сж}$, МПа, через … сут.			
	Хвосты АНОФ-2	Шлак			7	28	180	360
12	20	80	801	0.23	68.5	71.1	72.1	74.9
13	30	70	714	0.23	58.4	68.2	68.9	71.4
14	50	50	660	0.23	50.4	52.4	53.4	56.9
15	80	20	1086	0.23	30.2	26.8	33.4	38.8
16	100	н.опр.	1470	0.23	10.7	15.9	16.6	–

Таким образом, с целью разработки бесклинкерных вяжущих методами термодинамического и экспериментального моделирования изучены взаимодействия компонентов и твердения композиций на основе механоактивированного нефелинового концентрата с добавками Mg-Fe шлака при использовании в качестве активизатора жидкого стекла. При содержании шлака в композиции 5-30 мас. % может быть получено водостойкое вяжущее с прочностью при сжатии в 28-сут. возрасте до 22 МПа и коэффициентом водостойкости $К_р^{28}$, равным 0.85-0.91, при достаточной воздухостойкости. Изучена возможность замены нефелинового концентрата в композиции шлак – НК – жидкое стекло на хвосты АНОФ-2. Показано, что хвосты АНОФ-2 при совместной механоактивации композиции шлак – хвосты в атмосфере CO_2 могут быть использованы для закладочных работ на рудниках при твердении в нормальных условиях.

Список литературы

1. Гуревич Б.И., Калинкин А.М., Калинкина Е.В. и др. Геополимерное вяжущее на основе механоактивированных композиций Mg-Fe шлака и нефелина // Перспективные материалы. 2015. № 3. С. 63-71.
2. Калинкин А.М., Гуревич Б.И., Пахомовский Я.А. и др. Механохимическая активация магнезиально-железистых шлаков в среде углекислого газа и их свойства // ЖПХ. 2009. Т. 82. № 8. С. 1251-1255.

3. Чудненко К.В. Термодинамическое моделирование в геохимии: теория, алгоритмы, программное обеспечение, приложения. Н.: Академ. Изд-во «Гео», 2010. 287 с.
4. Alkali activated materials: state-of-the-art rep. RILEM TC 224-AAM. V. 13. / Provis J.L., van Deventer J.S.J. (eds.) Dordrecht: Springer-Verlag, 2014. 388 p.

ВЛИЯНИЕ АТМОСФЕРЫ ИЗМЕЛЬЧЕНИЯ НА ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА Mg-Fe ШЛАКОВ И ВЯЖУЩИХ ЩЕЛОЧНОЙ АКТИВАЦИИ НА ИХ ОСНОВЕ

Калинкина Е.В.[1], Гуревич Б.И.[1], Калинкин А.М.[1], Мазухина С.И.[2], Тюкавкина В.В.[1], Серова Е.С.[1]
[1] ИХТРЭМС КНЦ РАН, г. Апатиты, kalinkin@chemy.kolasc.net.ru; [2] ИППЭС КНЦ РАН, г. Апатиты, mazukhina@inep.ksc.ru

При измельчении или целенаправленной механоактивации (МА) поверхностные свойства минералов могут заметно изменяться, что связано не только увеличением удельной поверхности и уменьшением размеров зерен, но и изменением структуры и химического состояния измельчаемого вещества за счет протекания механохимических процессов [1]. Важным фактором, влияющим на изменение активности диспергируемого материала, может быть среда, в которой производится измельчение. С уменьшением размеров частиц измельчаемого вещества роль механохимических явлений с участием окружающей газовой среды возрастает [5]. Ранее показано, что МА Mg-Fe шлака в атмосфере CO_2 в планетарной мельнице приводит к повышению прочности шлакощелочного вяжущего (геополимера) по сравнению с МА шлака в воздушной среде вследствие проявления эффекта глубокой карбонизации силикатов и сложных оксидов [4]. Представляет интерес проследить влияние углекислого газа как среды измельчения на свойства шлакощелочного вяжущего при использовании лабораторной шаровой мельницы в качестве аппарата для диспергирования. Шаровые мельницы по сравнению с планетарными характеризуются значительно меньшей энергонапряженностью, но с точки зрения масштабирования результатов экспериментов имеют неоспоримое преимущество. Состав гидрогеля, который формируется при щелочной активации шлака, во многом определяет физико-механические свойства затвердевшего цементного камня. Поскольку прямые методы изучения состава гидрогеля в настоящее время отсутствуют, целесообразно использовать модельные подходы. Ранее экспериментально исследовано взаимодействие Mg-Fe шлака с растворами NaOH при температурах 90-100 °С [3]. В этой работе с помощью методов экспериментального и физико-химического моделирования изучено взаимодействие Mg-Fe шлака, измельченного в воздушной среде и CO_2, с растворами едкого натра при температуре 20-22 °С.

Экспериментальная часть

В экспериментах использовали гранулированный шлак комбината «Печенганикель». В минеральном составе шлаков комбината «Печенганикель», преобладает магнезиально-железистое стекло – 95-98 мас.%, кристаллическая фаза (скелетные кристаллы оливина) составляет 2-5 мас.%, рудные минералы – 1-3 мас.%. Химический состав шлаков (мас.%): SiO_2 – 40.88, Al_2O_3 – 6.90, FeO – 35.40, CaO – 2.65, MgO – 10.71, (Na_2O+K_2O) – 2.1, S – 0.71, Fe_2O_3 – следы.

Механическую обработку (МО) шлака проводили в лабораторной стальной шаровой мельнице объемом 3 л. При измельчении в шаровой мельнице применяли шары диаметром 12 мм. В барабан загружали 3600 г шаров и 600 г гранулированного шлака. При измельчении образцов в атмосфере CO_2 барабан мельницы с загрузкой перед экспериментом заполняли углекислым газом из баллона, вытесняя воздух, плотность которого в 1.5 раза меньше плотности CO_2, с периодичностью 8 ч. Измерение удельной поверхности производили методом воздухопроницаемости и методом тепловой десорбции азота.

Эксперименты по взаимодействию шлака с 2, 5 и 10 М растворами NaOH проводили при комнатной температуре (20-22 °С) во фторопластовых стаканах с перемешиванием на магнитной мешалке. Соотношение шлак : раствор NaOH составило 1:40. Продолжительность взаимодействия – 5 час. После проведения взаимодействия твердая фаза отделялась фильтрованием, фильтрат анализировался на содержание алюминия, кремния, железа и магния методом атомно-эмиссионного анализа с индуктивно связанной плазмой на приборе OPTIMA 8300.

Термодинамическое моделирование взаимодействия шлака с водой, 2 М и 10 М растворами NaOH при 25 °С проводилось использованием программного комплекса «Селектор» методом минимизации потенциала Гиббса [6]. При этом использован алгоритм расчета необратимой эволюции геохимических си-

стем, где в качестве независимой координаты взята величина ξ=-lgν (ν – доля прореагировавшего (растворившегося) минерала или минералов, т.е. степень протекания реакции в системе). При проведении расчетов соотношение шлак-раствор соответствовало данным эксперимента.

Для определения вяжущих свойств механоактивированных смесей изготавливались кубики размером 2 × 2 × 2 см, которые твердели во влажных условиях при температуре 20-22 °С. Основные параметры синтеза образцов – количество и модуль ЖС, водотвердое отношение (В/Т) – задавали, учитывая проведенные ранее исследования.

Результаты и их обсуждение

В табл. 1 приведены экспериментальные результаты обработки растворами щелочей 3 образцов шлака, измельченных в шаровой мельнице в течение 14, 43 (в атмосфере воздуха) и 52 ч (в атмосфере CO_2), а также расчетные данные, полученные с помощью программного комплекса «Селектор». Согласно эксперименту, степень выщелачивания Al и Si во всех случаях выше для шлака, механически обработанного в CO_2. С увеличением концентрации щелочи переход в раствор Al и Si по данным анализа монотонно растет и достигает максимальных значений для образца «шлак 52 ч CO_2» 143 и 684 мг/л, соответственно.

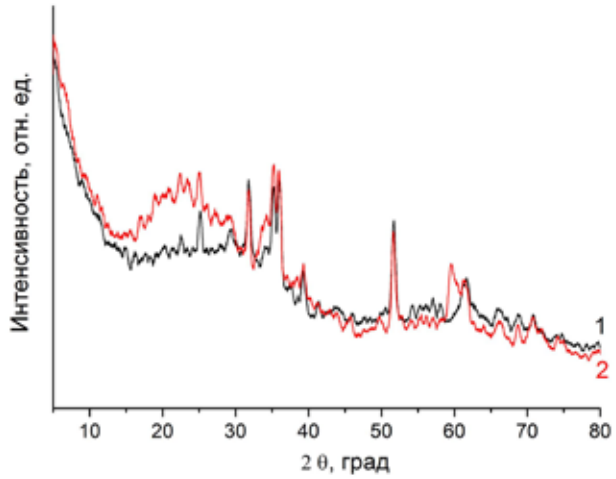


Рис. 1. Рентгенограммы Mg-Fe шлака: 1 – после измельчения в шаровой мельнице в атмосфере CO_2; 2 – образец 1 после обработки раствором 5 М NaOH.

Содержание Fe и Mg в жидкой фазе низкое, менее 0.4 и 0.01 мг/л, соответственно. Согласно расчету, при выщелачивании шлака 2 и 10 М растворами NaOH практически сразу (при ξ > 5) в твердую фазу выпадают оксигидроксид Fe (гетит) и гидроксид Mg. Но в рентгенограмме шлака, обработанного щелочью (рис. 1), не обнаружено их рефлексов, хотя в области углов 15-30 град увеличивается интенсивность аморфного гало. Вероятно, гало соответствует аморфным гидроксидам Fe и Mg, образовавшимся в процессе выщелачивания, которые со временем могут перейти в кристаллические модификации.

Таблица 1. Результаты экспериментального выщелачивания шлака в растворах NaOH и расчетные значения, полученные с помощью программного комплекса «Селектор».

Образец	Sуд (БЭТ) м²/г	Степень выщелачивания Al, %	Al, мг/л		C_{Al}/Sуд	Степень выщелачивания Si, %	Si, мг/л		C_{Si}/Sуд
			Эксперимент	Расчет			Эксперимент	Расчет	
2 М NaOH									
шлак_14ч_возд	0.88	2.52	23.0	20-30	26	1.59	76	80-160	86
шлак_43ч_возд	1.69	4.82	44	45-60	26	2.97	142	160-280	84
шлак_52ч_CO_2	1.45	5.59	51	45-60	35	4	191	160-280	132
5 М NaOH									
шлак_14ч_возд	0.88	5.04	46.0	–	52	4.14	198	–	225
шлак_43ч_возд	1.69	7.56	69	–	48	5.84	279	–	165
шлак_52ч_CO_2	1.45	10.85	99	–	59	8.79	420	–	290
10 М NaOH									
шлак_14ч_возд	0.88	6.68	61.0	60-100	69	5.36	256	260-440	291
шлак_43ч_возд	1.69	12.16	111	100-120	77	10.98	525	450-700	311
шлак_52ч_CO_2	1.45	15.67	143	85-150	85	14.31	684	600-900	472

С использованием табл. 1 можно оценить реакционную способность единицы поверхности шлака в отношении выщелачивания Al и Si. Количество выщелоченного металла нормировали к величине поверхности образца шлака и сравнивали величины $C_{Al}/S_{уд}$ и $C_{Si}/S_{уд}$(БЭТ) для 3 образцов. Для образцов, об-

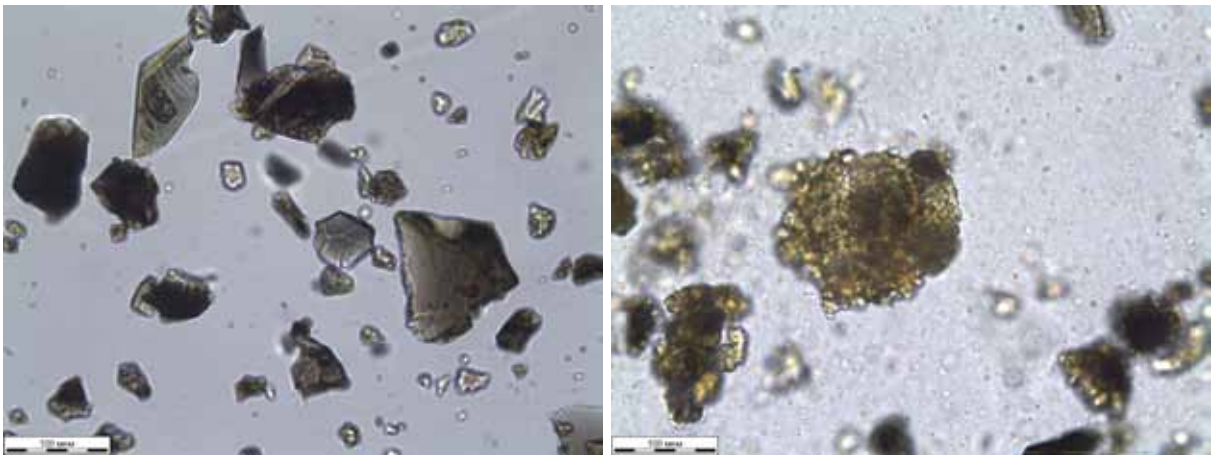


Рис. 2. Шлак комбината «Печенганикель», размолотый в шаровой мельнице до $S_{уд}$ = 300 м^2/кг, после отмучива-ния мелких частиц УЗ-обработкой в воде, затем в спирте (слева). Этот же шлак после кипячения в 4 М растворе NaOH в течение 1 ч, затем промытый горячей водой (справа).

работанных на воздухе («шлак 14 ч возд» и «шлак 43 ч возд»), эти величины равны или близки; для шлака, обработанного в CO_2, на 15-30 % больше. Составы жидкой фазы после выщелачивания, определенные экспериментально и с помощью моделирования (табл. 1), близки. На рис. 2 показаны изменения, происходящие с поверхностью частиц шлака после обработки раствором NaOH. Изображения получены с помощью поляризационного микроскопа LEIKA DM 2500 P. Видно, что после обработки щелочью поверхность шлака фрагментирована.

В табл. 2 приведены данные по прочности при сжатии ($R_{сж}$) образцов шлака в зависимости от условий помола и активизатора твердения для двух атмосфер МО. Для всех сроков твердения МО в углекислом газе способствует получению более прочных образцов по сравнению с МО в воздушной среде.

Таблица 2. Влияние условий помола шлака в шаровой мельнице на прочность при сжатии.

№ обр.	Условия помола		Затворитель	S, м^2/кг	В/Т	$R_{сж}$, % через … сут.	
Атмосфера		Длительность, ч				7	28
Н-227	Воздух	43	Вода	436	0.23	0.5	0.6
Н-228	CO_2	52	Вода	426	0.22	2.5	17.8
Н-229	Воздух	43	Жидкое стекло, m=2.34, 3% по Na_2O	436	0.24	50.4	56.2
Н-230	CO_2	52	Жидкое стекло, m=2.34, 3% по Na_2O	426	0.25	62.8	76.2

Выводы

1. Подтвержден эффект повышения реакционной способности шлака после МО в атмосфере CO_2 в шаровой мельнице. МО шлака в атмосфере CO_2 благоприятствует переходу Al и Si в раствор во всех случаях по сравнению с МО на воздухе и приводит к повышению ранней прочности образцов.
2. Данные моделирования хорошо согласуются с экспериментальными результатами по выщелачиванию. Показана адекватность использованной термодинамической модели и ее перспективность для прогнозирования взаимодействия Mg-Fe шлака с растворами щелочей при синтезе вяжущих щелочной активации.

Список литературы

1. Аввакумов Е.Г. Механические методы активации химических процессов. Н.: Наука, 1986.
2. Гуревич Б.И., Калинкин А.М., Калинкина Е.В. и др. Геополимерное вяжущее на основе механоактивированных композиций Mg-Fe шлака и нефелина // Перспективные материалы. 2015. № 3. С. 63-71.
3. Зосин А.П., Гуревич Б.И., Залкинд О.А. и др. О составе шлакосиликатного камня, полученного на основе Mg-Fe шлака и растворимого стекла или едкого натра // Химия и технология силикатных материалов. Л.: Наука, 1971. С. 65-91.
4. Калинкин А.М., Гуревич Б.И., Пахомовский Я.А. и др. Механохимическая активация Mg-Fe шлаков в среде углекислого газа и их свойства // ЖПХ. 2009. Т. 82. № 8. С. 1251-1255.

5. Ходаков Г.С. Сорбционная механохимия твердых неорганических материалов // Колл. журнал. 1994. Т. 56. № 1. С. 113-128.
6. Чудненко К.В. Термодинамическое моделирование в геохимии: теория, алгоритмы, программное обеспечение, приложения. Н.: Академ. изд-во «Гео», 2010. 287 с.

ПЕРСПЕКТИВНЫЕ НАПРАВЛЕНИЯ ТЕХНОЛОГИЧЕСКОЙ МИНЕРАЛОГИИ

Нерадовский Ю.Н. [1], Войтеховский Ю.Л. [1], Касиков А.Г. [2], Гришин Н.Н. [2], Лихачева С.В. [3]
[1] ГИ КНЦ РАН; [2] ИХТРЭМС КНЦ РАН, г. Апатиты, nerad@geoksc.apatity.ru; [3] АО «Кольская ГМК», г. Заполярный

Минералого-технологические исследования востребованы в организациях, занимающихся минеральным сырьем, как в научных институтах КНЦ РАН, так и в производственных организациях Мурманской обл. В этой статье затронуты направления, которые ведутся в лаборатории 36 Геологического института КНЦ РАН. По теме 3601 предусмотрено решение технологических задач в области обогащения медно-никелевых и титаномагнетитовых руд и утилизации шлаков различного производства на базе консультаций и совместных исследований с Кольской ГМК. Между институтами КНЦ РАН (ГоИ, ИХТРЭМС и ГИ) заключен договор о сотрудничестве в разработке технологии обогащения комплексных руд Колвицкого месторождения.

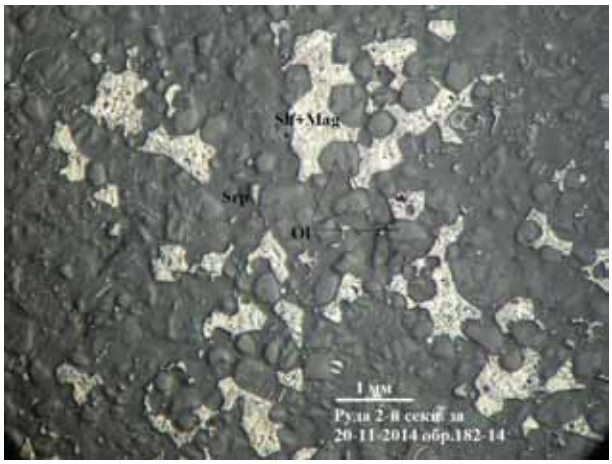


Рис. 1. Типичная сингенетическая (сидеронитовая) структура вкрапленной руды.

Опишем некоторые аспекты современных исследований по технологической минералогии. Одно из наиболее востребованных минералого-технологических исследований – изучение порошковых продуктов обогащения различных руд. Технология переработки медно-никелевых руд состоит из двух основных стадий: 1) обогащение руды в Никеле и Заполярном, 2) выплавка Ni, Cu, Co в Мончегорске. На первой стадии минералоги изучают природные минералы и продукты их перекристаллизации, на второй стадии – продукты плавления сульфидных систем и чистые металлы. Основной метод обогащения медно-никелевых руд Печенги – флотация. Руда измельчается до крупности менее 0.08 мм. Качество руды оценивается по методике, основанной на генетических признаках образования медно-никелевых руд (рис. 1). При метаморфизме первичных вкрапленных руд сульфиды замещаются серпентином и магнетитом. В результате образуются четыре основных типа срастаний сульфидов с породообразующими минералами (рис. 2).

В результате количественного анализа сростков составляется два типа таблиц и графиков: минеральный состав и сростки (рис. 3). Эти данные сопоставляются с различными технологическими параметрами и дают основание для их изменения.

В Мончегорске на комбинате «Североникель» производят конечную продукцию – Cu, Ni и Co. Источником металлов служит промежуточный продукт файнштейн. Важно, чтобы его структура была благоприятна для разделения на фазы (рис. 4). Определение структуры и рекомендации по оптимизации – одна из важных задач технологической минералогии.

Периодически происходят нарушения процесса, связанные с ухудшением качества Cu и Ni концентратов (рис. 5). Для выяснения вопроса привлекаются методы технологической минералогии (рис. 6).

Металлургические процессы сопровождаются значительными выходами газов с частицами пыли до 50 мкм и более (рис. 7). Большая часть пыли осаждается на фильтрах при очистке отходящих газов, но при нарушениях технологического процесса количество частиц пыли резко возрастает. Задача технологической минералогии – исследование состава частиц пылей, размеров, формы и др.

Технологическая минералогия может решать задачи по изучению каменных углей и продуктов их сгорания. Такие исследования проводятся совместно с ОТСМ ИХТРЭМСа. В результате сжигания угля в

остатке преимущественно должны оставаться частицы шлака в виде пузырчатых агрегатов различных по составу силикатных частиц и шариков стекла. Остатков углеродистого вещества при полном сгорании не должно быть. Углеродистое вещество (витренит и антрацит) в процессе горения переходит в графит (рис. 8). Поэтому остаточные частицы сложены графитом, чем больше графита, тем хуже сгорание (рис. 9).

Совместно с ИХТРЭМС Геологический институт КНЦ РАН ведет экспериментальные работы по разработке новой технологии переработки титаномагнетитовых руд. В этом направлении технологическая минералогия помогает решать сложные металлургические задачи, связанные с твердофазным разложением титаномагнетита на составные части и выделением Fe, Ti и V (рис. 10, 11).

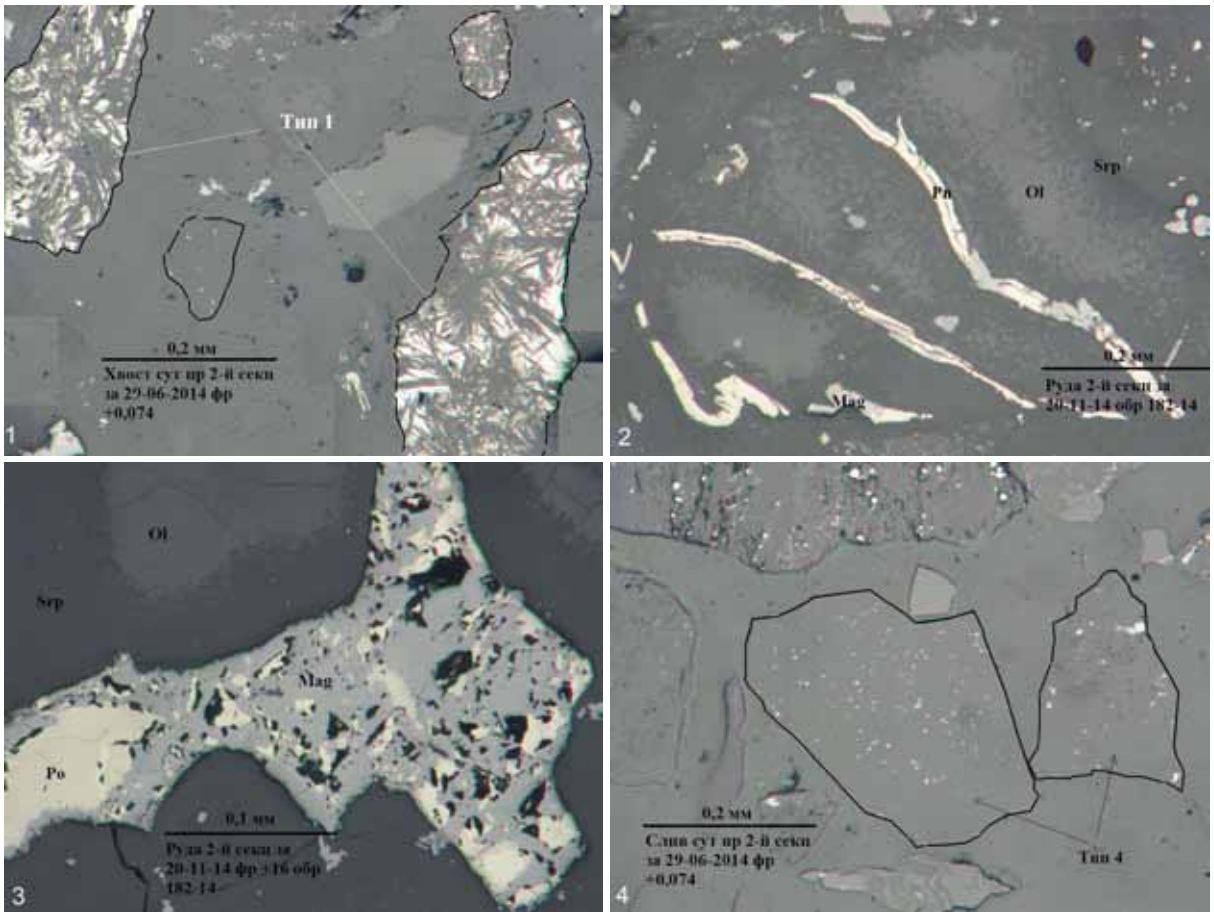
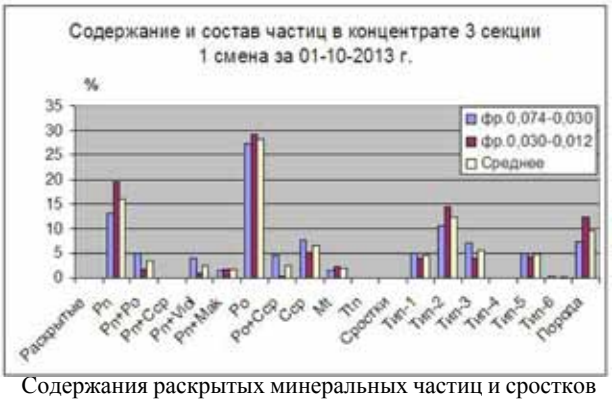


Рис. 2. Основные типы сростков сульфидов с породообразующими минералами в серпентинитах, образованные в результате метаморфизма первичной руды: 1 – сетчатые сростки серпентина с сульфидами, 2 – прожилковые сростки сульфидов с серпентином, 3 – прожилковые сростки сульфидов с магнетитом, 4 – точечные сростки сульфидов с серпентином.

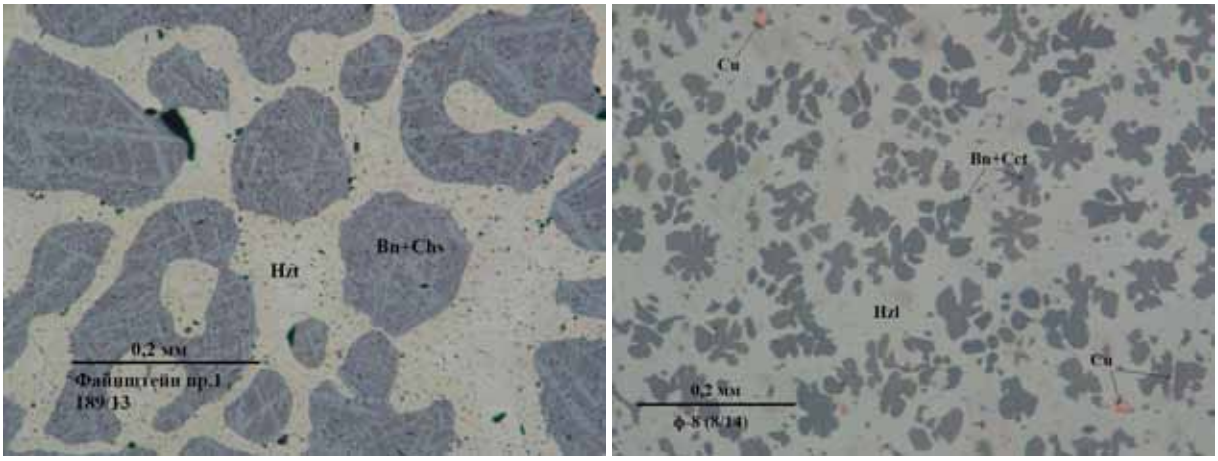


Минеральный состав концентрата.



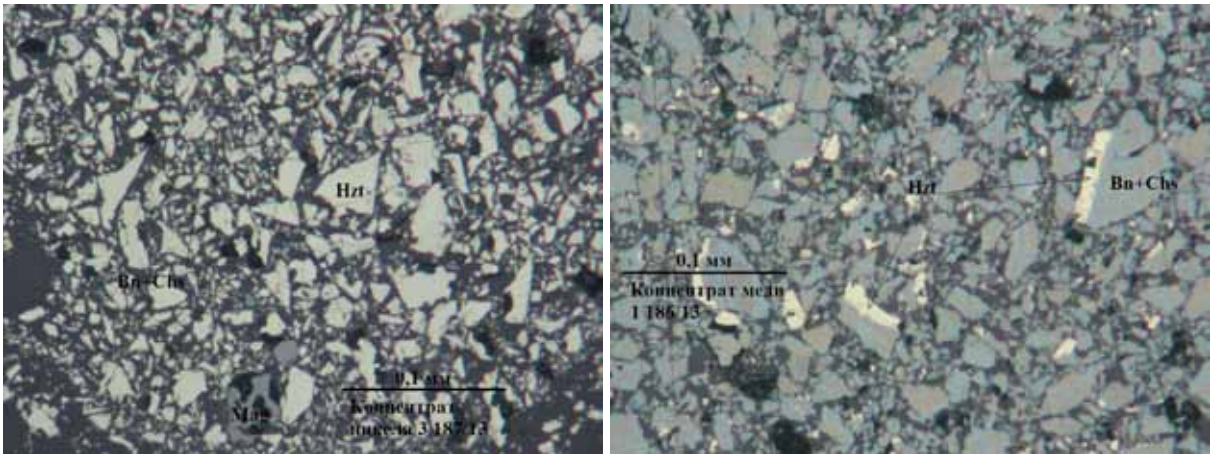
Содержания раскрытых минеральных частиц и сростков концентрата.

Рис. 3. Примеры диаграмм минерального состава флотационных продуктов.



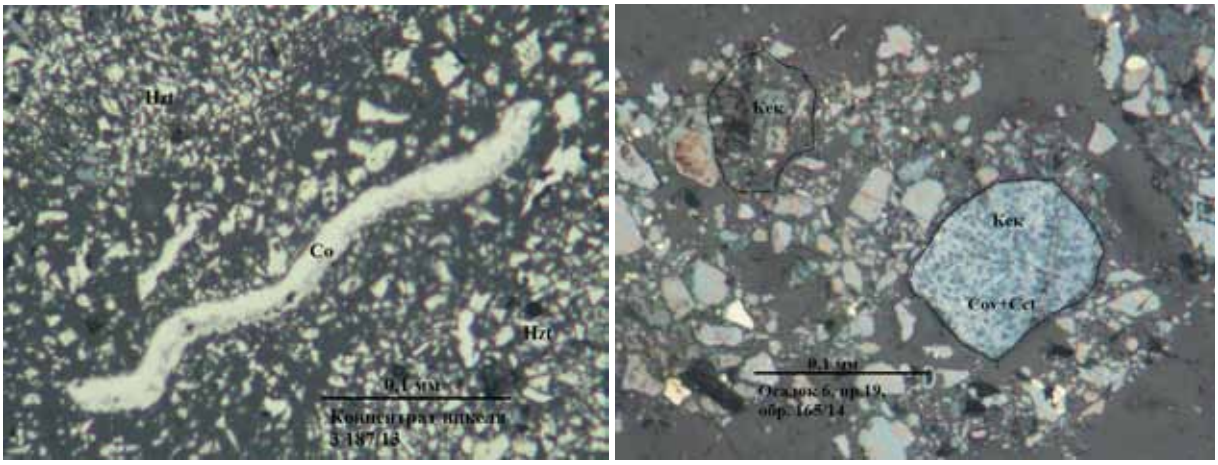
Благоприятная структура. Неблагоприятная структура.

Рис. 4. Типичные структуры файнштейна с двумя основными фазами: Ni хизлевудитовой (Hzl) и Cu борнит-халькозиновой (Bn + Cct) с разными технологическими признаками для разделения компонентов.



Ni концентрат (хизлевудитовый). Cu концентрат (борнит-халькозиновый).

Рис. 5. Общий вид Ni (а) и Cu (б) концентратов с примесями.



Пластинчатые зерна металлического Co. Крупные частицы ковеллина (Cov) среди борнита.

Рис. 6. Характерные «дефекты» в концентратах.

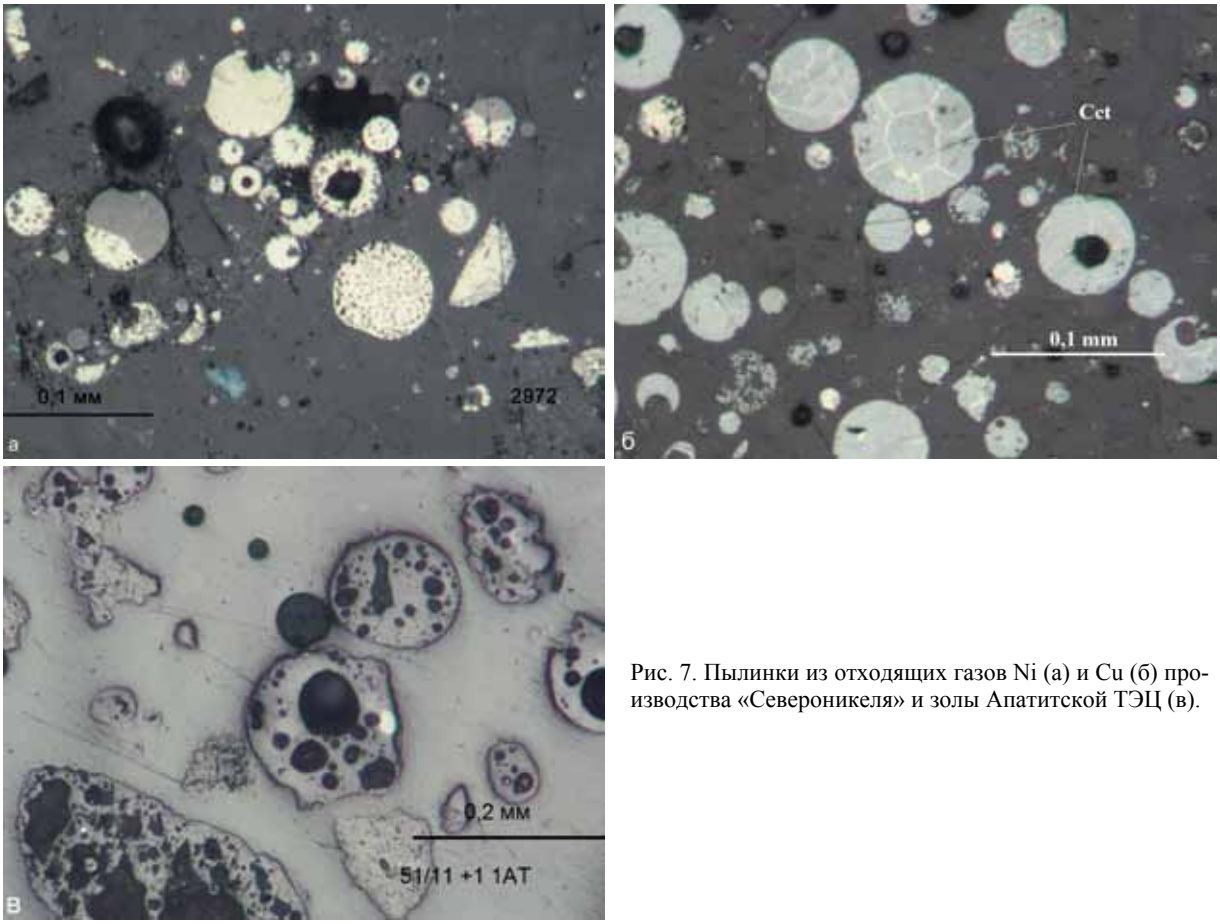
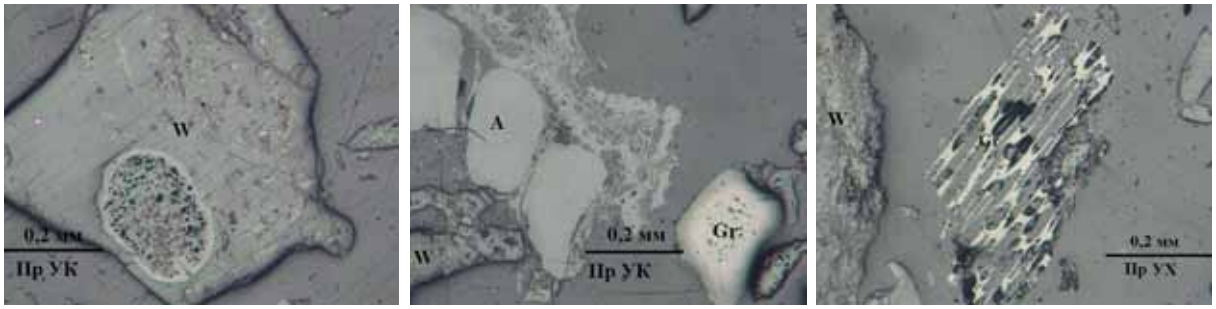
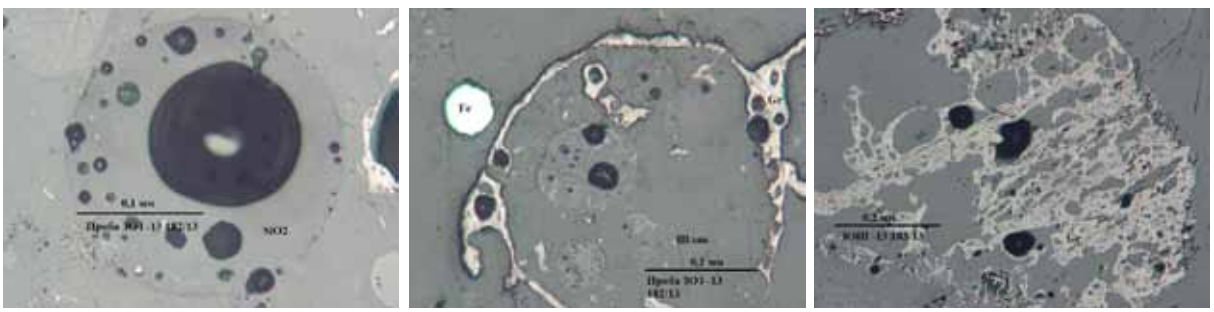


Рис. 7. Пылинки из отходящих газов Ni (а) и Cu (б) производства «Североникеля» и золы Апатитской ТЭЦ (в).



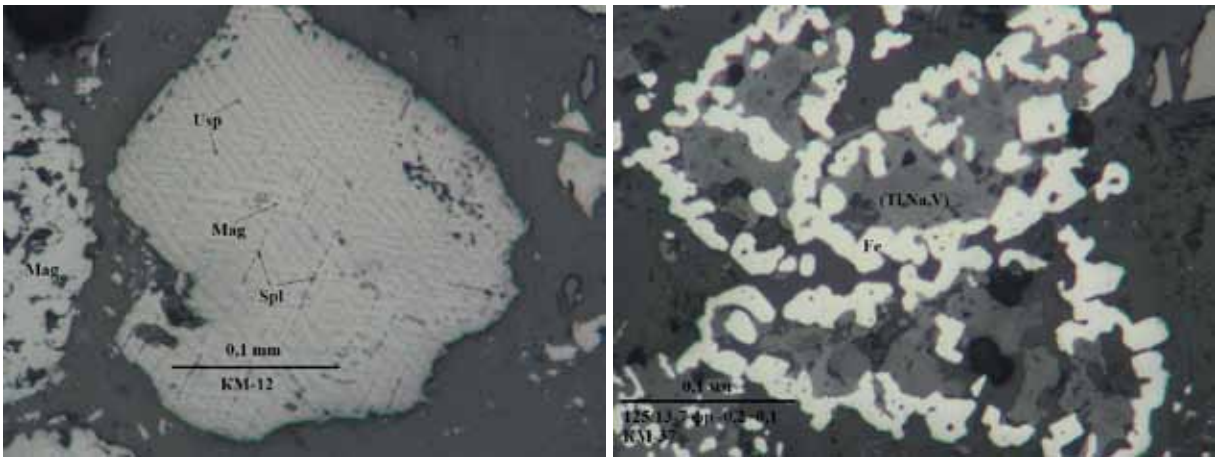
Витренит. Антрацит. Графит.

Рис. 8. Основные компоненты угля.



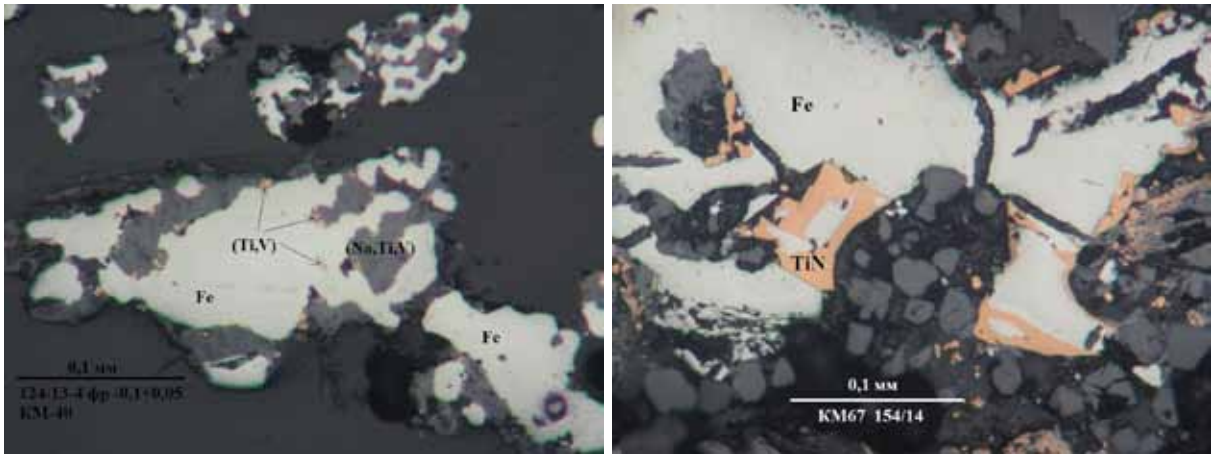
Хорошее сгорание. Среднее сгорание. Плохое сгорание.

Рис. 9. Минеральный состав частиц в остатке горения угля.



Титаномагнетит: FeO 82, TiO_2 8, V_2O_5 0.5 (%). Fe: 99; титанат натрия: Na_2O 12, TiO_2 64, V_2O_5 5 (%).

Рис. 10. Исходный титаномагнетит и сросток Fe с титанатом натрия после восстановления.



Ванадат титана (TiV): Ti 70, V 22 (%). Нитрид титана(TiN): Ti 78, N 19 (%).

Рис. 11. Формы выделения ванадата Ti и нитрида Ti на железе.

ВОССТАНОВЛЕНИЕ FE ИЗ ТИТАНОМАГНЕТИТА И ИЗУЧЕНИЕ ПРОДУКТОВ РЕАКЦИИ

Ракитина Е.Ю. [1], Гришин Н.Н. [1], Нерадовский Ю.Н. [2]

[1] ИХТРЭМС КНЦ РАН, г. Апатиты, erakitina@chemy.kolasc.net.ru; [2] ГИ КНЦ РАН, г. Апатиты, nerad@geoksc.apatity.ru

В ИХТРЭМС КНЦ РАН разработана экспериментальная методика карботермического восстановления титаномагнетита, позволяющая оценить условия, при которых титаномагнетит полностью разлагается на Fe и титанат Na. Принципиальные моменты защищены патентом [2]. На примере титаномагнетита Хибинского массива показана возможность получения порошка Fe чистотой 99 %. Результаты работ с использованием новой методики опубликованы в [1, 4]. Продолжаются исследования восстановления Fe из титаномагнетитов других месторождений Кольского п-ова [3]. В настоящее время выполнено более 100 экспериментов, направленных на изучение механизма восстановления Fe и получения титановых продуктов, которые могут быть использованы в технологиях получения строительных и технических материалов с новыми высокими физико-техническими характеристиками [5]. Важно широкое применение методики, отличающейся простотой опытов и эффективностью результатов. Цепочка восстановления Fe из титаномагнетита содержит несколько стадий.

1. Измельчение руды в истирателе вибрационного типа 75Т – ДрМ и расситовка до необходимой крупности частиц (–0.5 +0.2 мм) титаномагнетитовой руды. Важной особенностью является крупность зерна, она не должна быть меньше 50 мкм.

2. Выделение титанистого магнетита и других магнитных фаз в отдельный концентрат. Нами использована мокрая магнитная сепарация с постоянным магнитом.

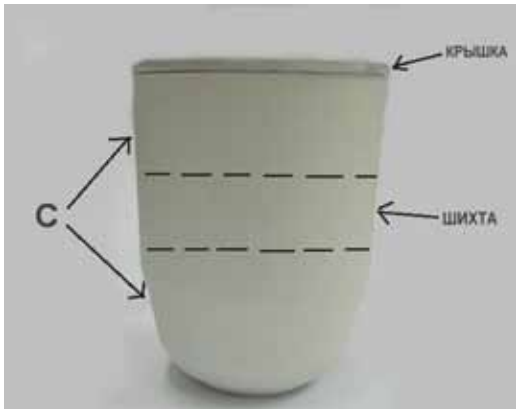


Рис. 1. Корундовый тигель и схема загрузки шихтой и восстановителем. С – углеграфит.

3. Приготовление шихты. В магнитный концентрат добавлялись Na_2CO_3 5-15 % и графит С 5-10 %. Шихта интенсивно перемешивалась в виброистирателе.

4. Подготовка шихты для обжига. Шихта загружалась в корундовый тигель слоем между углеграфитом (рис. 1), чем обеспечивались условия для восстановительного процесса. Количество загружаемой шихты было одинаковым в разных опытах.

5. Карботермический обжиг. Корундовый тигель с шихтой помещались в высокотемпературную электропечь типа ТК. 5.6-1750.Н.1Ф. В многочисленных опытах изучалось влияние крупности зерна шихты от -0.5 до -0.05 мм, время прогрева от 800 до 1250 ° С, температура прогрева от 0 до 3 час., направление прогрева (холодная – горячая печь).

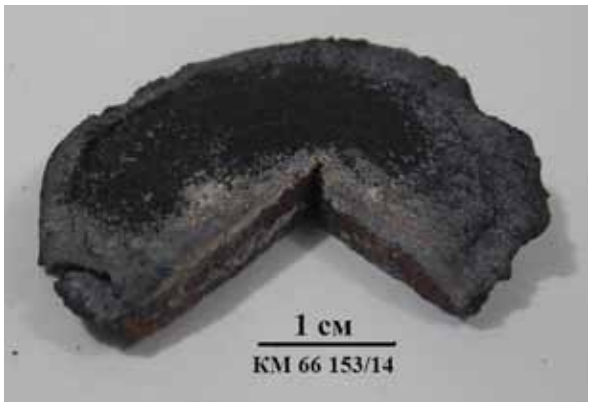


Рис. 2. Металлизированный спек с вырезом для изучения состава фаз.



Рис. 3. Рыхлый спек.

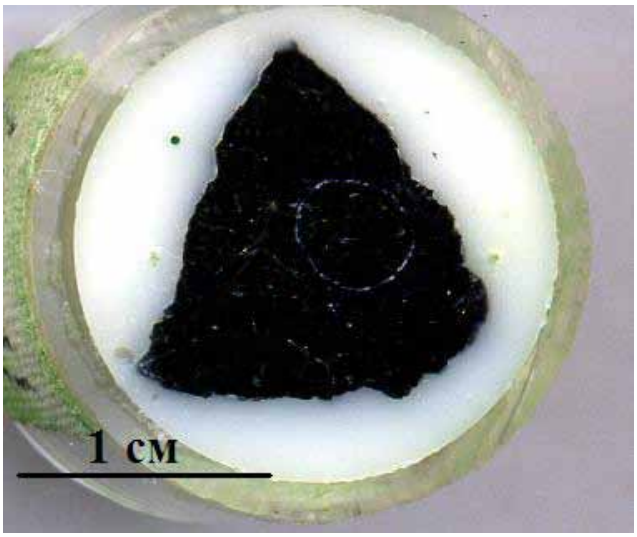


Рис. 4. Аншлиф с куском спека, стеклянная кювета, диаметр 1.5 см.

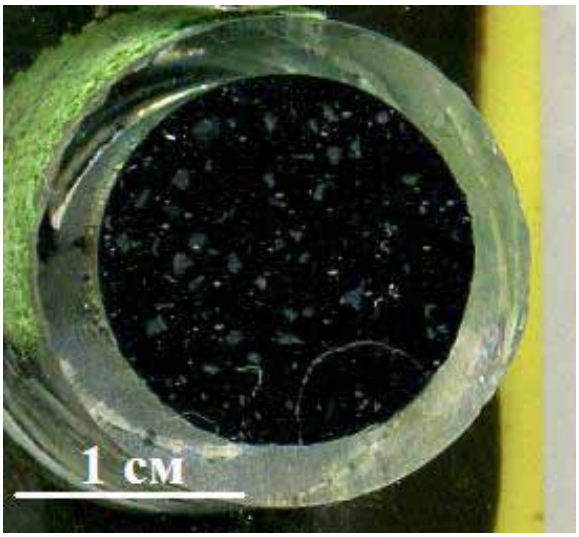


Рис. 5. Аншлиф с порошком.

6. Получение спека. В результате обжига получался твердый (металлизированный, рис. 2) или порошкообразный спек (рис. 3). Далее он исследовался химическими и минералогическими методами. Из

твердого спека выпиливался сегмент (рис. 2), порошкообразный дробился. Из фрагментов изготавливались полированные препараты для исследования структуры и минерального состав (рис. 4, 5).

7. Химическое исследование продуктов выполнялось в лаборатории ИХТРЭМС.

Минералогические исследования проводились в Геологическом институте КНЦ РАН по методикам, используемым при технологических исследованиях. Искусственные аншлифы (рис. 4, 5) изучались в отраженном свете на микроскопах ПОЛАМ, Ultraphot-3 и др., производилась тщательная фотодокументация срастаний и формы частиц. Химический состав минеральных фаз изучался рентгеновскими методами, а также с применением сканирующего электронного микроскопа LEO - 1450 и микроанализатора MS-46 «Cameca».

Список литературы

1. Гришин Н.Н., Ракитина Е.Ю., Калинников В.Т. Термодинамический контроль карботермического получения порошков железа из руд и концентратов // Тез. докл. всерос. конф. «Химия твердого тела и функциональные материалы – 2012». Екатеринбург, 6-10 февр. 2012 г. Екб.: Изд-во УрО РАН, 2012. С. 46.
2. Патент РФ № 2385962, МПК С 22 В 34/12, 34/22, 1/02, 5/10 (2006.01). Способ переработки железотитанового концентрата / Гришин Н.Н., Касиков А.Г., Ракитина Е.Ю. и др. ИХТРЭМС КНЦ РАН, № 2008134927/02. Заявл. 26.08.2008 г., опубл. 10.04.2010г. Бюл. № 10.
3. Нерадовский Ю.Н., Гришин Н.Н., Касиков А.Г. и др. К вопросу о методике обогащения и переработки титаномагнетитовых руд с сульфидами на примере Колвицкого месторождения, Кольский п-ов // Тр. межд. совещ. «Прогрессивные методы обогащения и комплексная переработка природного и техногенного сырья». Алматы, Респ. Казахстан, 16-19 сент. 2014 г. Плаксинские чтения – 2014. С. 535-537.
4. Ракитина Е.Ю., Нерадовский Ю.Н. Способ отделения Ti от Fe в титаномагнетитовых рудах Хибинского месторождения // Тр. XI межд. научно-технич. конф. «Ti – 2013 в СНГ». Донецк, Украина, 26-29 мая 2013 г. С. 135-138.
5. metal-archive.ru/metody-obogascheniya-i-pererabotki- titanomagnetitovyh-rud.html



Экология

ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ОЦЕНКА ПРИРОДНЫХ ВОД ХИБИНСКОГО МАССИВА

Гудков А.В. [1], Мазухина С.И. [2], Иванов С.В. [2]

[1] Геологический институт КНЦ РАН, г. Апатиты, gudkov@geoksc.apatity.ru,

[2] Институт проблем промышленной экологии Севера КНЦ РАН, г. Апатиты.

Физико-химические взаимодействия в системе «человек-природа» оказывают определяющее влияние на состояние гидросферы суши, что предопределяет актуальность исследования природных вод и их трансформацию в техногенно-измененные воды не только для районов Крайнего Севера, но и других регионов России. Формирование химического состава вод связано с выветриванием горных пород, которое обусловлено климатом, литологией, рельефом, временем, циклами смачивания и высыхания, деятельностью человека. Все эти факторы могут быть описаны основными термодинамическими параметрами: температурой, давлением (в том числе парциальным давлением газов атмосферы и почв), химическим и минералогическим составом пород и временем взаимодействия воды с породой [3, 4]. В последние 30 лет благодаря термодинамическому моделированию достигнуто глубокое понимание процессов в системе «вода – порода – газ – органическое вещество». Но в литературе мало данных о возрасте воды, который является важным показателем [2].

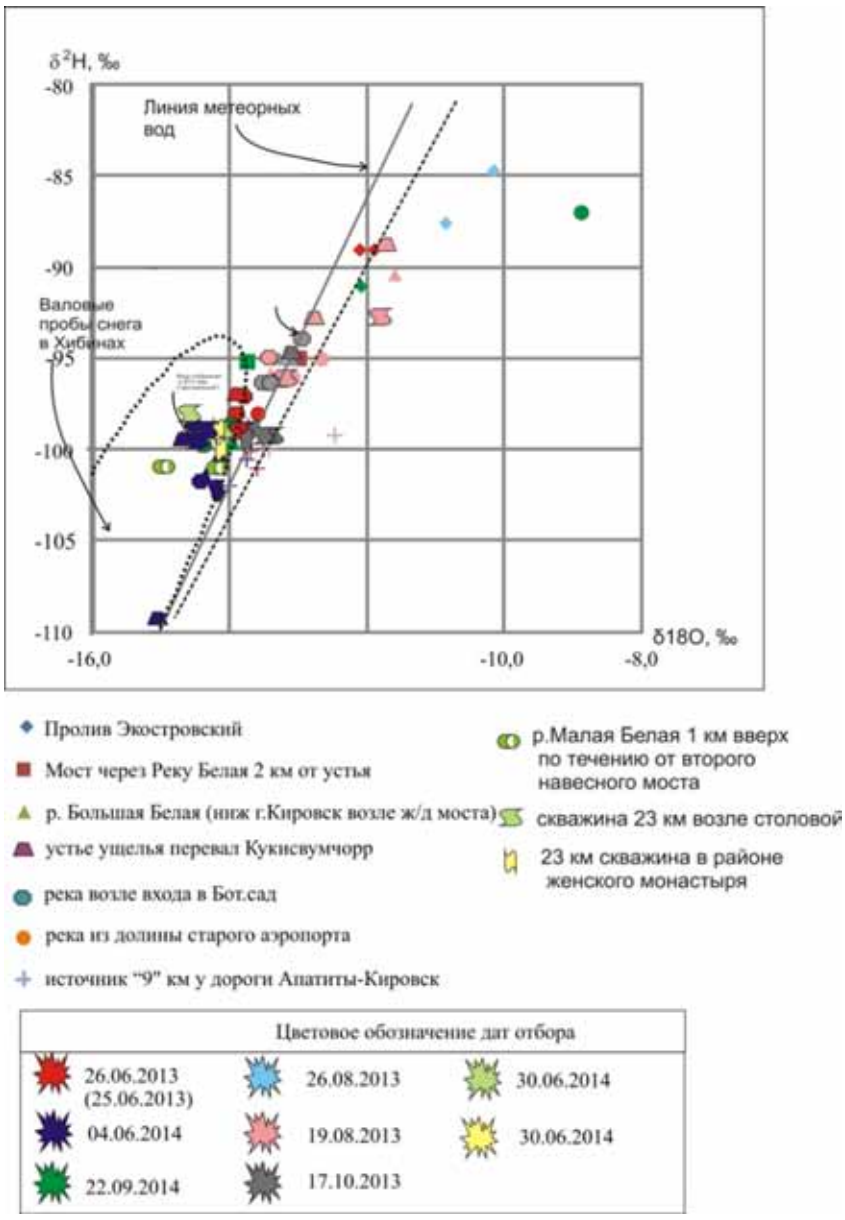


Рис. 1. Параметры поверхностных и подземных вод.

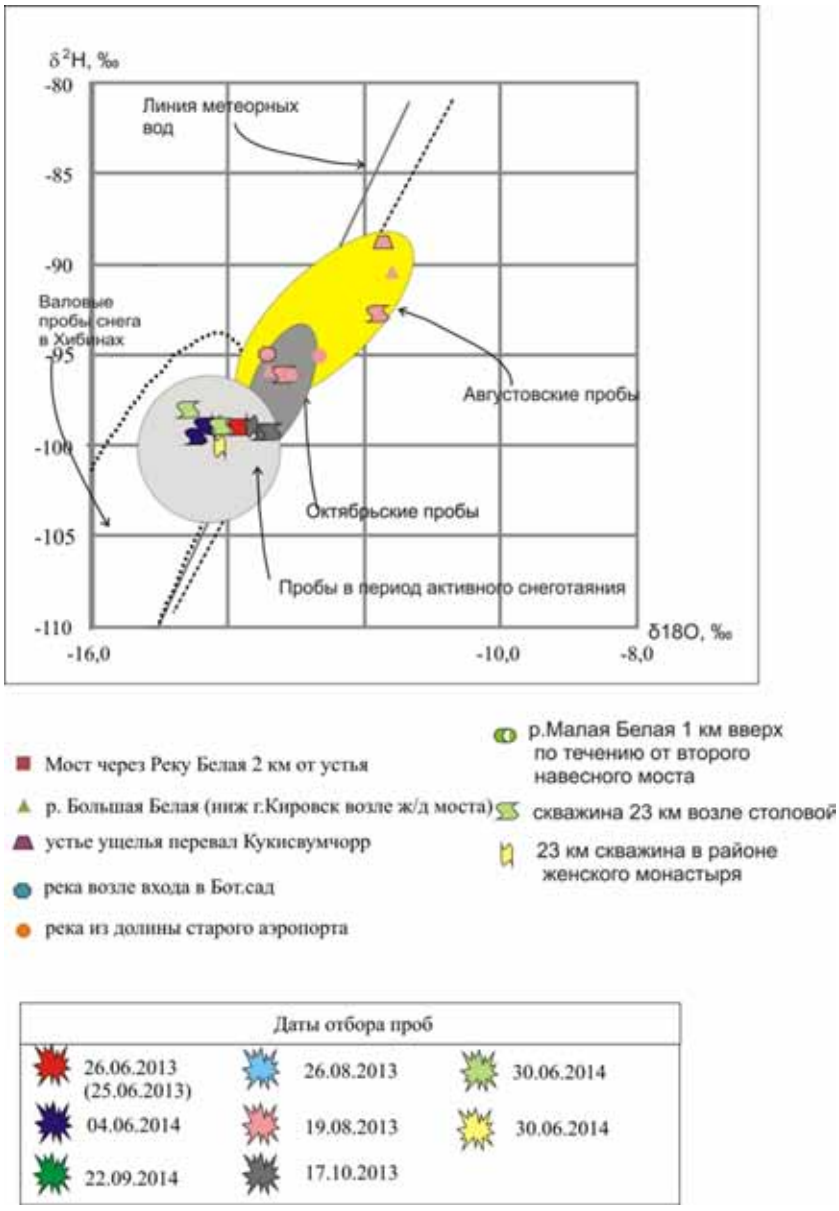


Рис. 2. Сезонное распределение изотопов кислорода и водорода.

Цель данной работы – сопоставить результаты термодинамического моделирования с данными эколого-геологических работ по изучению особенностей питания подземных источников. В течение 2012-2014 гг. ГИ КНЦ РАН проводил исследования вод на содержание изотопов водорода (δ H, ‰) и кислорода (δ18O, ‰) в районе «23 км» (возле столовой – скв. «a», и монастыря – скв. «b») и в р. Мал. Белая. В разные сезоны исследовались метеорные воды (снег, дождь), воды открытых водоемов и тающих снежников в районах скважин. Содержания изотопов водорода и кислорода в скважинах по временам года показано на рис. 1. Воды скважин и открытых водоемов в период активного снеготаяния имеют те же параметры и снеговой тип питания. Далее происходит сезонное смещение (от активного снеготаяния до относительно стабильного летнего периода), говорящее о начале подтоков дождевой воды (рис. 2). Прослеживаются изменения в содержаниях изотопов водорода и кислорода в августе (мало осадков и тепло). Точки смещаются вверх и вправо. Это говорит о подпитке скважин дождевыми водами и активном испарении. Сходным образом меняются воды и в открытых водоемах. В октябре точки снова смещаются в сторону снегового питания, как в открытых водоемах, так и в скважинах.

Сезонная корреляция вод из скв. a и b не отличается от таковой для поверхностных вод. В таблице даны химические анализы подземных вод и результаты моделирования (ПК Селектор) [6]. Отбор проб выполнен в 2014 г. Проба 20 (у дороги Апатиты-Кировск) – в начале сентября 2010 г. Сопоставление этих данных с результатами мониторинга и моделирования формирования природных вод в Хибинском массиве [5] указывает:

• относительно р. Мал. Белой концентрации отдельных элементов увеличены в несколько раз, но в пределах формирования поверхностных вод как взаимодействие «вода-порода»,

• подземные источники отличаются высокими концентрациями Na, Ca, HCO_3^- (23 км и Монастырь), что указывает на глубокие скважины или влияние антропогенных вод, присутствие кислорода говорит о влиянии поверхностных вод на формирование подземных,

• питание родника 9 (проба 20) комплексное – за счет инфильтрации атмосферных осадков и подтока из трещинно-жильных зон разломов, что соответствует [1].

Таблица 1. Химические анализы подземных вод.

Параметр	23 км. столовая (скв. a)	Монастырь (скв. b)	р. Мал. Белая	Проба 20 (9 км. Апатиты – Кировск)
pH	8.16	9.27	7.357	7.21
Eh. B	0.722	0.663	0.781	0.782
Al	1.80E-02	1.60E-01	1.80E-02	7.10E-03
Ca	6.66E+00	3.11E+00	1.04E+00	1.07E+01
Cu	6.40E-03	2.40E-03	1.40E-03	1.00E-04
Fe	2.00E-02	2.20E-02	6.10E-02	1.00E-03
K	3.15E+00	3.27E+00	1.81E+00	4.46E+00
Mg	1.03E+00	3.30E-01	7.20E-02	1.90E+00
Mn	1.00E-03	7.00E-04	1.50E-03	2.00E-04
CO_3^{-2}	5.45E-01	4.31E+00	1.81E-02	4.48E-02
HCO_3-	7.31E+01	4.47E+01	1.66E+01	5.67E+01
HNO_3	9.03E-10	9.49E-11	6.56E-10	5.00E-09
NO_3^-	3.60E+00	4.90E+00	4.00E-01	2.20E+00
NH_4^+	2.00E-02	2.00E-02	2.00E-02	3.30E-01
Na	2.41E+01	2.73E+01	5.30E+00	9.89E+00
CO_2	7.62E-01	3.60E-02	1.13E+00	5.35E+00
N_2	1.74E+01	1.63E+01	1.44E+01	1.69E+01
O_2	1.39-8.12	3.81-8.24	8.14E+00	2.36E+00
HSO_4^-	6.47E-06	7.94E-07	5.68E-06	5.32E-05
SO_4^{-2}	1.08E+01	1.73E+01	1.39E+00	9.48E+00
Si	2.54E+00	2.56E+00	3.57E+00	5.67E+00
Sr	7.00E-02	1.60E-02	6.50E-02	1.84E-02
Zn	4.80E-02	1.02E-02	1.40E-02	5.10E-04
Ni	1.10E-03	6.00E-04	1.50E-03	4.11E-04
Cl-	1.16E+00	2.46E+00	9.90E-01	2.67E+00
Pb	4.00E-04	2.00E-04	3.00E-04	8.00E-05

Список литературы

1. Ананьев В. Н. Родники земли Кольской. Мурманск: Кн. изд-во, 2009. 144 с.
2. Геологическая эволюция и самоорганизация системы «вода – порода». Н.: Изд-во СО РАН, 2005. Т. 1. 244 с.; 2007. Т. 2. 389 с.
3. Кашик С.А., Акулов Н.И. Рецензия на монографию «Геологичекая эволюция и самоорганизация системы «вода – порода» // Геол. и геофиз. 2009. Т. 50. № 1. С. 88-89.
4. Кашик С.А., Мазилов В.Н. Физико-химические модели новейших процессов выветривания. Н.: Наука, 1987. 92 с.
5. Мазухина С.И. Формирование поверхностных и подземных вод Хибинского горного массива. Апатиты: Изд-во КНЦ РАН, 2012. 173 с.
6. Чудненко К.В. Термодинамическое моделирование в геохимии: теория, алгоритмы, программное обеспечение, приложения. Н.: Акад. изд-во «Гео», 2010. 287 с.

ДИНАМИКА СОДЕРЖАНИЯ ТЯЖЕЛЫХ МЕТАЛЛОВ В ДОННЫХ ОТЛОЖЕНИЯХ ОЗЕР ПРИГРАНИЧНОЙ ТЕРРИТОРИИ МЕЖДУ РОССИЕЙ, НОРВЕГИЕЙ И ФИНЛЯНДИЕЙ В ПОСЛЕДНИЕ СТОЛЕТИЯ

Даувальтер В.А., Кашулин Н.А., Денисов Д.Б.
ИППЭС КНЦ РАН, г. Апатиты, vladimir@inep.ksc.ru

Приграничная территория между Россией, Норвегией и Финляндией испытывает серьезное антропогенное влияние, в том числе со стороны комбината «Печенганикель». К основным загрязняющим веществам относятся соединения серы и тяжелых металлов (ТМ) – Ni, Cu, Co и др. Выбросы диоксида серы приводят к закислению и загрязнению поверхностных вод вследствие интенсификации процессов выщелачивания элементов из горных пород. В рамках совместной Программы мониторинга в приграничной территории между Россией, Норвегией и Финляндией проекта КОЛАРКТИК «Трилатеральное экологическое сотрудничество в трансграничном регионе» для изучения экологического состояния озер и изучения изменений интенсивности антропогенной нагрузки на приграничную территорию в 2012-2013 гг. отобраны колонки донных отложений (ДО) из 16 озер (рис. 1).



Рис. 1. Расположение исследуемых озер на пограничной территории.

Колонки ДО в исследуемых водоемах взяты в наиболее глубоких местах отборником ДО открытого гравитационного типа (внутренний диаметр 44 мм) с автоматически закрывающейся диафрагмой. Он изготовлен из плексигласа по образцу Скогхейма [3], позволяющему транспортировать колонки ненарушенными для дальнейшего использования. Длина колонок от 15 до 45 см в зависимости от условий формирования и физико-химических особенностей. Колонки разделены на слои по 1 см (в оз. Раббватнет первые 10 см на слои по 0.5 см), помещены в полиэтиленовые контейнеры и отправлены в лабораторию, где хранились при T = 4 ° C. Первичная обработка ДО (высушивание, определение влажности, прокаливание и определение п.п.п.) и определение содержаний Ni, Cu, Co, Zn, Cd, Pb, Hg, Mn, Fe, Cr, Na, K, Ca, Mg, Sr, Al, P проводились в ЦКП ИППЭС КНЦ РАН. Подробно методика определения содержания элементов описана в [1].

Палеоэкологические исследования и реконструкция истории развития водных экосистем невозможны без корректной оценки скоростей осадконакопления, позволяющей определить возраст ДО. Для оценки долговременных изменений на водосборах озер приграничной территории между Россией, Норвегией и Финляндией использованы данные хемостратиграфических анализов ДО озер. Анализ содержания радионуклидов и расчет средних скоростей осадконакопления выполнен в ГЕОХИ РАН для 6 озер (табл. 1). Определение активности радионуклидов ^{210}Pb и ^{137}Cs в ДО проводили с использованием метода недеструктивной γ-спектрометрии на низкофоновом γ -спектрометре Canberra Industries с полупроводниковым детектором на основе особо чистого Ge с активным диаметром 70 мм и толщиной 25 мм.

Таблица 1. Рассчитанные величины абсолютных скоростей осадконакопления исследованных водоемов.

Озеро	Длина колонки ДО, мм	Скорость седиментации, мм/год	Примерный возраст колонки ДО, лет
Кочеяур	160	1.5	110
Виртуовошъяур	180	0.7	260
Шуонияур	140	0.7	210
Ала-Наутсиярви	170	1.6	110
Харриярви	300	1.3	240
Раббватнет	440	0.65	690

Средние скорости осадконакопления в озерах приграничной территории довольно постоянны и находятся в пределах 0.65-1.6 мм/год (табл. 1). В качестве примера распределения ТМ в толще ДО приведены результаты исследования оз. Раббватнет (рис. 2), по которому отобрана самая длинная колонка и есть наибольший массив данных. Озеро расположено в 30 км по направлению превалирующих направлений ветров от основных производственных площадок (плавильные цеха, цеха обжига руды и получения файнштейна) комбината «Печенганикель». Поэтому профили распределения ТМ в ДО озера достоверно отображают изменения, связанные с деятельностью комбината. Увеличение содержания Ni, Cu и Co в ДО озер обнаруживается в слоях, возраст которых оценивается 1920-30 гг., когда началась разработка Пече-

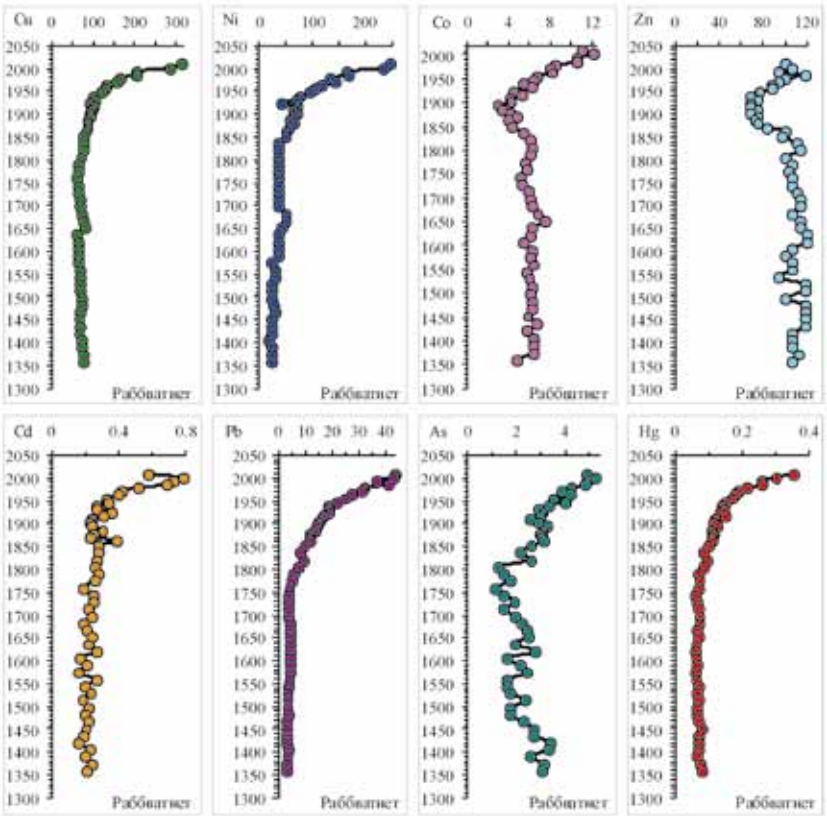


Рис. 2. Вертикальное распределение концентраций ТМ (мкг/г сухого веса) в датируемых ДО оз. Раббватнет.

негских медно-никелевых месторождений совместной канадско-финской компанией (после Октябрьской революции территория нынешнего Печенегского р-на отошла к Финляндии до возвращения в СССР по окончании советско-финской войны в 1940 г.), а максимальный рост зафиксирован в 1970-80 гг. во время максимального производства и наибольших атмосферных выбросов ТМ.

Халькофильные высокотоксичные Cd, Pb, As и Hg в последние десятилетия рассматриваются многими экологами как глобальные элементы-загрязнители [2]. Заметный рост концентраций Pb в датируемых ДО оз. Раббватнет зафиксирован в середине 18-го и особенно в начале 19-го в. (рис. 2), что может быть связано с развитием индустриальной революции в Европейских странах, увеличением атмосферных выбросов Pb в окружающую среду и воздушной миграцией в направлении Арктики. С этого времени происходит постоянное увеличение содержания Pb вследствие усиления металлургического производства. Особенно заметно увеличение Pb в ДО всех датированных озер произошло в середине прошлого века. Это связано с интенсивным развитием промышленности в целом после II мировой войны, в том числе с усиливающимся использованием этилированного бензина и возобновлением металлургического производства в регионе. Снижение Pb в поверхностном слое ДО зафиксирован в большинстве озер и датируется 1-2 десятилетиями, что может быть связано со снижением производства ТМ после распада СССР и снижением глобального выброса Pb в последние десятилетия. Возможно, основной причиной снижения Pb в последние годы является запрещение этилированного бензина вначале в европейских странах, а затем в России. С увеличением расстояния от комбината «Печенганикель» Pb становится одним из основных загрязнителей. Особенно это характерно для финляндских озер.

С целью выявления общих закономерностей распределения ТМ в ДО исследуемых озер проведен корреляционный анализ результатов исследования оз. Раббватнет (табл. 2). Трансграничные переносы воздушных масс из Зап. Европы, помимо атмосферных выбросов комбината «Печенганикель», также оказывают влияние на химический состав ДО озера. В толще ДО оз. Раббватнет наблюдается увеличение по направлению к поверхности концентраций всех исследованных металлов, что отражено в высоких отрицательных значениях коэффициента корреляции содержания металлов с глубиной слоя ДО. Исключение составляет Zn, для которого отмечены отрицательные, довольно низкие, величины коэффициента корреляции с другими ТМ, кроме Co. Высокие значения коэффициентов корреляции зафиксированы между Ni, Cu и Co, главным источником поступления которых являются атмосферные выбросы комбината «Печенганикель». Эти металлы коррелируют также с халькофильными Cd, Pb, As, Hg, поступление которых связано, помимо комбината, с глобальным загрязнением и атмосферными выбросами из многочисленных источников.

Таблица 2. Значения коэффициентов корреляции (r) между глубиной слоя ДО и концентрациями ТМ в ДО оз. Раббватнет. Связь достоверно установлена при $r > 0.35$ ($p < 0.01$) при выборке $n = 53$.

	Слой	Cu	Ni	Co	Zn	Cd	Pb	As	Hg
Слой	1.00								
Cu	-0.60	1.00							
Ni	-0.70	0.98	1.00						
Co	-0.20	0.78	0.75	1.00					
Zn	0.61	-0.17	-0.24	0.33	1.00				
Cd	-0.63	0.90	0.90	0.75	-0.11	1.00			
Pb	-0.78	0.93	0.96	0.65	-0.38	0.90	1.00		
As	-0.49	0.82	0.81	0.57	-0.30	0.78	0.85	1.00	
Hg	-0.71	0.97	0.97	0.69	-0.32	0.91	0.98	0.85	1.00

Список литературы

1. Даувальтер В.А., Кашулин Н.А., Сандимиров С.С. Тенденции изменений химического состава донных отложений пресноводных Субарктических и Арктических водоемов под влиянием природных и антропогенных факторов // Тр. КНЦ РАН. Прикладная экология Севера. Вып. 1. 2012. № 2(9). С. 54-87.
2. Pacyna J.M., Pacyna E.G. An assessment of global and regional emissions of trace elements to the atmosphere from anthropogenic sources worldwide // Environ. Rev. 2001. V. 4. P. 269-298.
3. Skogheim O.K. Rapport fra Arungenprosjektet. Oslo: As- NLH, 1979. N 2. 7 p.

ИОННЫЙ ПОТЕНЦИАЛ И КАТИОННАЯ ЁМКОСТЬ СЕРОЗЕМОВ

Исагалиев М., Юлдашев Г.

Ферганский госуниверситет, г. Фергана, murodjon1980@mail.ru

Законы катионного обмена являются теоретической основой для химической мелиорации, известкования и других способов обработки почв. В характеристике почвенного поглощающего комплекса (ППК) часто используют термин «обменные основания», под которым понимают катионы Ca^{++}, Mg^{++}, K^{+}, Na^{+}. Они составляют основную массу обменных катионов в орошаемых нейтральных и слабощелочных почвах Узбекистана. Хотя это понятие прочно вошло в литературу [3], следуют помнить, что основаниями являются не сами катионы, а их гидроксильные соединения. Согласно [1], емкость поглощения равно сумме всех обменных катионов, которые можно вытеснить из почвы. Это означает, что в наших почвах сумма поглощенных оснований составляет емкость катионного обмена. Состав и сумма поглощенных оснований зависят от состава и свойств почвы, их изучение – актуальный вопрос почвоведения.

Известно, что тяжелые по механическому составу почвы имеют относительно высокую емкость поглощения. Это связано не только с нарастанием удельной поверхности, но и изменением природы фракции почв. Предъилистые и илистые фракции содержат алюмосиликаты, в них повышено содержание гумусовых веществ, для которых характерна более высокая емкость. Емкость катионного обмена почв меняется в широких пределах. По данным [3-5] и др., в зависимости от почв она меняется от нуля (обломки кварца) до 500-900 мг-экв / 100 г для гуминовых кислот. Величина и состав ППК также зависят от качества и количества слагающих почвы минералов и органических веществ. Вследствие различий атомных весов, радиусов иона и атома, ионного потенциала, энергетической константы (ЭК) наблюдается различная поглощаемость Ca^{++}, Mg^{++}, K^{+}, Na^{+} сероземными почвами (табл. 1).

Таблица 1. Зависимость поглощения ППК катионов Ca^{++}, Mg^{++}, K^{+}, Na^{+} от геохимических свойств (пахотный горизонт, n-7).

Катионы	Атомный вес	Радиус. нм по Бокию		ln ионных радиусов*	Ионный потенциал по Картледжу*	ЭК по Ферсману*	Среднее содержание. мг-экв / 100 г почвы
		Ион	Атом				
Na^{+}	23	0.098	0.189	-2.3	1.02	0.448	0.12
Mg^{++}	24	0.074	0.160	-2.6	2.70	1.906	1.41
K^{+}	39	0.133	0.236	-2.0	0.75	0.428	0.92
Ca^{++}	40	0.104	0.197	-2.26	1.92	1.786	8.57

* рассчитано авторами.

Согласно данным, полученным по Пфефферу [2] в модификации Крюгера и др., при формировании ППК в почвах сероземной зоны Ca^{++} оказалось намного больше, чем Na^{+}. Это связано с ионным потенциалом и энергетическими константами Ca и Na, а также слагающих почву минералов. Ионные и атомные радиусы Ca^{++} и Na^{+} почты одинаковы (0.1-0.2 нм). Они могут относительно свободно заменять друг друга в ППК, что происходит в процессах солонцевания и рассолонцевания почв. Энергетические константы иона Ca^{++} почти в 4 раза больше, чем у Na^{+}. Аналогичную характеристику имеют поглощенные Mg и K. Наряду с другими причинами, меньшее количество поглощенного Na в сероземах объясняет и это. Нами определено, что ионный потенциал, энергетические константы поглощенных катионов имеют корреляционную связь с их поглощением почвами сероземного пояса, связь тесная положительная (табл. 2).

Таблица 2. Корреляция ионного потенциала и энергетических констант.

Mx	My	Средняя ошибка, m	Средне квадратическое отклонение, δ	Степень достоверности, %	Коэффициент вариации, v, %	Ряд, n	Коэффициент корреляции, r	Ошибка коэффициента корреляции, m_r
Пахотный горизонт								
0.75	0.43	±1.33 ±3.33	±3.26 ±8.16	55.5 22.5	±4.41 ±1.09	7	±1.0	0

В целях дальнейшего наблюдения за составом поглощенных оснований проанализированы образцы почв сероземного пояса. Результаты даны в табл. 3.

Таблица 3. Состав поглощенных оснований орошаемых сероземов.

№ разр. почвы	Глубина. см.	мг-экв / 100 г почвы					% от суммы			
		Ca	Mg	K	Na	Сумма	Ca	Mg	K	Na
1и. темные	0-22	12.51	1.45	1.04	0.10	15.1	82.8	9.60	6.88	0.70
	22-38	10.90	1.27	1.12	0.11	13.4	8134	9.47	8.36	0.80
	38-68	8.05	1.34	1.24	0.15	10.75	74.88	12.18	11.53	1.39
	68-101	5.04	2.31	0.28	0.17	7.80	64.61	29.61	3.5	2.18
2и. типичные	0-25	7.70	1.10	0.91	0.10	9.81	78.49	11.21	9.28	1.02
	25-38	6.28	0.92	0.85	0.13	8.15	76.69	11.29	10.43	1.59
	38-72	5.74	1.30	0.65	0.11	7.80	73.58	16.66	8.33	1.41
	72-120	2.78	2.35	0.27	0.20	5.60	49.64	41.96	4.82	3.57
3и. светлые	0-28	5.50	1.69	0.81	0.15	8.15	67.48	20.74	9.94	1.84
	28-39	5.20	1.30	0.77	0.13	7.40	70.27	17.56	10.40	1.76
	39-86	5.10	2.02	0.54	0.14	7.80	65.38	25.89	6.92	1.79
	86-110	2.50	2.43	0.26	0.31	5.50	45.45	44.18	4.73	5.64

На основании этих данных можно отметить, что в составе поглощенных оснований сероземов превалирующее положение занимает Ca. В верхних пахотных горизонтах почв его содержание независимо от подтипа почв варьирует в пределах 5.5-12.5, поглощенного Mg 1.10-1.69, K 0.81-1.04, Na 0.10-0.15 мг-экв / 100 г почвы. С ростом давности орошения и степени окультуренности в подтипах наблюдается уменьшение поглощенного Ca, что связано с поливами и другими свойствами почв. Так, если в пахотном слое орошаемых темных сероземов поглощенного Ca содержится 12.5, то в орошаемых типичных и светлых сероземах его содержится 7.7 и 5.5 мг/экв. Аналогичная закономерность сохраняется в подпахотных слоях, но менее ярко.

Содержание поглощенного Mg в темных сероземах составляет 1.27-2.31, в типичных сероземах 0.92-2.35, в светлых 1.3-2.43 мг-экв / 100 г. почвы. Из табл. 3 видно, что содержание поглощенного Mg в светлых сероземах больше. Как и ожидалось, поглощенного K в темных сероземах больше, чем в других подтипах. Но в целом в его содержании наблюдается снижение от темных сероземов к светлым.

Содержание поглощенного Na во всех сероземах колеблется в интервалах 0.1-0.3 мг-экв. Это составляет 0.7-5.6 % от суммы поглощенных оснований, которые, за исключением гор. 86-110 см светлых сероземов, относятся к группе несолонцеватых почв, указанный горизонт – к слабо солонцеватым. Необходимо учесть, что насыщенность почв основаниями служит хорошим показателем степени использования катионного обмена для учета запаса питательных веществ растений.

Из сказанного можно заключить, что катионная емкость и состав орошаемых сероземов наряду с культурными почвами зависят от механического состава и атомного, ионного строения химических элементов в составе почвенного поглощающего комплекса. Указанный катионный состав типичен для многих орошаемых сероземов Ю. Ферганы.

Список литературы

1. Гедройц К.К. Учение о поглотительной способности почв. М.: Изд-во АН СССР, 1933.
2. Методы агрохимических анализов почв и растений. Ташкент: Наука, 1977. С. 152-155.
3. Орлов Д.С., Садовникова Л.К., Суханова Н.И. Химия почв. М.: Наука, 2005. С. 115-145.
4. Bohn H.L., McNeal B.L., O'Connor G.A. Soil chemistry. New York, 2001. P. 206-260.
5. Tan K.H. Principles of soil chemistry. New York, 1998. P. 260-356.

ОСОБЕННОСТИ ВЗАИМОДЕЙСТВИЯ «ВОДА – НЕФТЬ» В МОРСКИХ И РЕЧНЫХ СИСТЕМАХ Д. ВОСТОКА

Мазухина С.И., Максимова В.В.

Институт проблем промышленной экологии Севера КНЦ РАН, г. Апатиты, mazukhina@inep.ksc.ru

Результаты мониторинга загрязнения морских вод и донных отложений прибрежных районов морей РФ свидетельствуют, что качество воды изменяется от «умеренно-загрязненной» до «загрязненной». Остается очень высоким уровень загрязнения вод в Кольском заливе Баренцева моря. В районе водпоста в Мурманском торговом порту качество вод практически не изменяется и оценивается как «очень грязные». В Амурском и Уссурийском заливах, а также в заливе Находка в 2012 г. качество вод ухудшилось от «загрязненных» до «грязных». Приоритетными загрязняющими веществами являются нефтяные углеводороды, но концентрация фенолов, СПАВ, тяжелых металлов, пестицидов тоже значительна и часто превышает нормативы [7].

Нефть и нефтепродукты, поступающие в окружающую среду при добыче, переработке, транспортировке, аварийных ситуациях, являются источником серьезной экологической опасности. Наиболее опасны воздействия на окружающую среду в условиях Крайнего Севера. В последние 3 десятилетия благодаря использованию термодинамического моделирования достигнуто более глубокое понимание процессов, которые связаны с физико-химическим взаимодействием в системе «вода – порода – газ – органическое вещество» [2]. К одному из наиболее важных результатов относится формулирование [12] и развитие концепции гидролитического диспропорционирования органического вещества (ОВ). Это процесс химического взаимодействия ОВ с водой. ОВ окисляется водой, которая является одновременно окислителем и восстановителем с образованием органических компонентов различной степени окисления С на пути к полному термодинамическому равновесию с конечными продуктами CH_4, CO_2, $C_{тв}$. Образование значительного количества органических кислот которые являются активными участниками многих гидрогеохимических процессов – ключевая идея концепции. Поэтому основным инструментом исследования морских систем в ИППЭС выбран программный комплекс «Селектор» и термодинамическая модель взаимодействия нефтепродуктов – природных вод, адаптированная к условиям Мурманской обл. и позволяющая оценивать экологическую обстановку и прогнозировать негативное воздействие разливов нефти и нефтепродуктов. На основании результатов мониторинга морских вод Кольского и Кандалакшского заливов (2011-2012) и сопоставления вод заливов и Мирового океана показано, что содержание Ni, Cu, Zn в водах заливов на несколько порядков выше, чем в океане. По результатам гидрохимических анализов выполнено моделирование ионного состава поверхностных и придонных морских вод. Рассмотрены особенности взаимодействия нефти с морскими и пресными водами [5]. Установлены сходства и различия в проявлении взаимодействия «вода-нефть» в морских и пресных системах: возникновение окислительно-восстановительного барьера; изменение pH; образование органокомплексов и состав новообразованных фаз. Результаты расчетов свидетельствуют об экологическом неблагополучии Кандалакшского залива, соседствующего с нефтебазой. Сделан вывод о том, что изменение окислительно-восстановительных условий в морских водах происходит при меньших, чем в речных водах, концентрациях нефти.

Цель данной работы – продолжить исследование взаимодействие «нефть-вода» на других объектах. Ими были Дальневосточные моря – Охотское и Японское (Амурский залив) и р. Раздольная и Юрьева. Амурский залив (pH = 8.1) представляет собой СЗ часть залива Петра Великого. В северной части в него впадает р. Раздольная – наиболее значительная водная артерия Ю. Приморья. Воды р. Раздольная (pH = 7.02) относятся к гидрокарбонатному классу. Пресноводный сток в Амурский залив оказывает влияние на соотношение главных солеобразующих ионов. Химический состав вод залива рассчитан для солености 27.41 ‰ [4]. Химический состав залива и реки указаны в [1, 8, 9].

Р. Юрьева находится на о. Парамушир, одном из самых крупных в Курильской гряде. В долине реки расположен крупный очаг разгрузки термальных вод – В.-Юрьевские термальные источники (ВЮТИ). Воды высокотемпературные (42.0-85.5°С), высокоминерализованные (до 14 г/л), ультракислые (pH < 2). Температура воды в реке ниже разгрузки возрастает до 44.3°С (исток 8°С), к устью уменьшается до 18°С [6]. На протяжении 3 км нет притоков, и река впадает в Охотское море прозрачным зеленоватым потоком [8]. Химический состав воды Охотского моря рассчитан из солености 32.74 ‰. Химический состав р. Юрьевой и Охотского моря взяты из [8]. В ходе проведенного исследования поставлены и решены следующие задачи.

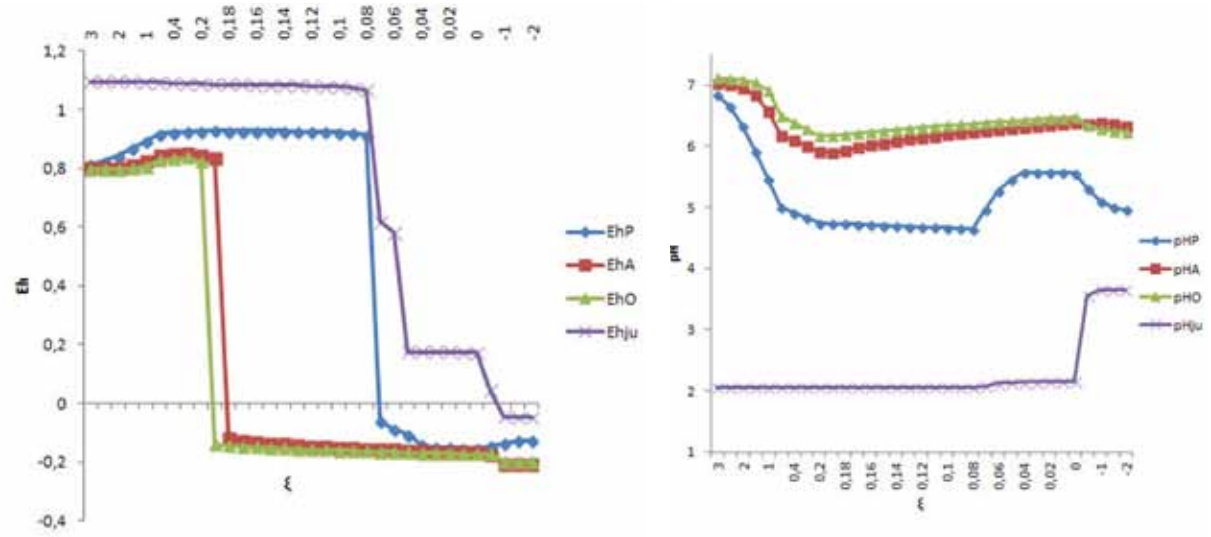


Рис. 1. Изменение Eh и pH. P – р. Раздольная, A – Амурский залив, O – Охотское море, Ju – р. Юрьева.

1. По аналитическим данным созданы термодинамические модели речных и морских вод.
2. Изучены разные сценарии взаимодействия морской и речной воды (1000 кг) с нефтью (100 г.), где количество нефти учитывалось в зависимости от степени взаимодействия – $10^{-\xi}$. В моделях ξ изменялось от 3 до -2, что соответствовало изменению содержания нефти от 0.1 мг/л до 10 г/л в системе «вода – нефть». Состав нефти (масс. %): C – 86, H – 13 [11]. Расчеты проведены при 25 °C и P = 1 бар.

Исследования выполнены при следующих допущениях:

1. Взаимодействие воды (морской, речной) с нефтью происходит в закрытых, относительно атмосферы, условиях. В природных системах это может соответствовать постоянному подтоку нефти в водную среду.
2. Конечные продукты разложения нефти: CO_2 и CH_4.
3. Расчеты выполнялись с азотфиксацией (образованием в восстановительных условиях NH_3 и NH_4^+) и без нее.

Анализ результатов моделирования подтвердил закономерности, установленные на объектах Мурманской обл., но выявлены и различия.

1. Образования окислительно-восстановительного барьера: в морских системах ($0.18 < \xi < 0.19$) для Охотского моря и Амурского залива, для Кольского и Кандалакшского заливов ($0.1 < \xi < 0.08$); в р. Раздольная ($\xi = 0.07$), что совпало с пресноводными объектами Кольского края. Низкое значение pH р. Юрьева (pH = 2.21) обусловлено высоким содержанием растворенной S, поступающей в реку с гидротермальными водами. В результате химических взаимодействий образуется буферная зона серной кислоты. Изменение окислительно-восстановительных условий происходит при $\xi = -0.7$ (рис. 1).
2. Образование органокомплексов происходит в морских водах при $0 < \xi < 0.19$, в р. Юрьева при $\xi = -0.6$. Концентрации $CaCH_3COO^+$, $MgCH_3COO^+$, $NaCH_3COO^0$ в морских водах выше на 2 порядка, чем в реках. В Мурманской обл. $-0.1 < \xi < 0$ в морских водах и $0 < \xi < 0.01$ в пресных.
3. Изменение окислительно-восстановительных условий оказывает влияние на формирование газовой и твердых фаз. В восстановительных условиях образуется CH_4-H_2S-CO_2 – атмосфера, выпадение FeS_2, ZnS, карбонатов (Охотское море), образование самородной S, алюмосиликатов, FeS_2, ZnS, PbS (р. Юрьева).
4. Воды р. Раздольная содержат Fe, Mn, Cr, As, Hg, Co, V. В окислительных условиях выпадают MnO_2, FeO(OH), SiO_2. В восстановительных – FeS_2, SiO_2, CoS_2, Hg_2Cl_2, As_2S_3. Эти фазы отсутствовали в водных объектах Кольского Севера, что сказалось на величине pH. Эти же фазы содержатся в водах Амурского залива и выпадают при $0 < \xi < 0.18$. При $\xi < 0$ выпадают карбонаты.

Список литературы

1. Аникеев В.В., Горячев Н.А., Лапин И.А. и др. Поведение тяжелых металлов при смешении речной и морской вод. Влияние гуминовых и фульвокислот на миграцию Fe, Mn, Zn, Cu, Cd и Pb в эстуарии р. Раздольная – Амурский залив // Геохимия. 1991. № 7. С. 1642-1651.
2. Вернадский В.И. История природных вод. М.: Наука, 2003. 750 с.
3. Гаррелс Р.М., Крайст И.П. Растворы, минералы, равновесия. М.: Мир, 1968. 368 с.

4. Грамм-Осипов Л.М., Савченко А.В., Грамм-Осипова В.Н. Физико-химическое моделирование поведения Co и Hg на геохимическом барьере река – море // Докл. АН. 2001. Т. 380, № 4. С. 523-528.
5. Калинников В.Т., Мазухина С.И., Маслобоев В.А. и др. Особенности взаимодействия «нефть – вода» в морских и пресных водах // Докл. АН. 2013. Т. 449, № 5. С. 535-538.
6. Колачева Е.Г., Котенко Т.А. Химический состав вод и условия формирования В.-Юрьевских термальных источников, о. Парамушир, Курильские о-ва // Вестник УНЦ. Науки о Земле. 2013. № 2. С. 65-68.
7. Обзор состояния и загрязнения окружающей среды в РФ за 2012 г. http://downloads.igce.ru/publications/reviews/review2012.pdf.
8. Савченко А.В., Грамм-Осипов Л.М., Марьяш А.А. Фихико-химическое моделирование поведения микроэлементов при смешении кислой речной воды (р. Юрьева) с морской водой // Океанология. 2008. Т. 4, № 4. С. 520-526.
9. Савченко А.В., Грамм-Осипов Л.М., Марьяш А.А. Фихико-химическое моделирование поведения микроэлементов As, V, Cr, Co, Hg при смешении речной и морской вод (система р. Раздольная – Амурский залив) // Океанология. 2009. Т. 4, № 1. С. 45-52.
10. Чудненко К.В. Термодинамическое моделирование в геохимии: теория, алгоритмы, программное обеспечение, приложения. Н.: Академ. изд-во «Гео», 2010. 287 с.
11. Эрих В.Н. Химия нефти и газа. Л.: Изд-во «Химия», 1969. 284 с.
12. Helgeson H.C., Knox A. M., Owens C.E. et al. Petroleum, oil field waters and authigenic mineral assemblages: are they in metastable equilibrium in hydrocarbon reservoirs? // Geochim. Cosmochim. Acta. 1993. V. 57. P. 3295-3339.

ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ СМЕШЕНИЯ МОРСКИХ И ПРЕСНЫХ ВОД В УСТЬЕ Р. НИВА

Максимова В.В., Мазухина С.И.

Институт проблем промышленной экологии Севера КНЦ РАН, г. Апатиты, maximova@inep.ksc.ru

При смешении морских и пресных вод в приустьевых участках акваторий образуется сложная барьерная зона, характеризующаяся значительным изменением гидродинамических характеристик потока, перепадом плотности, солености и температуры. В устьевых областях рек происходит перераспределение форм микроэлементов, осаждение взвешенных веществ и обширный комплекс гидрохимических преобразований вещества. Устойчивость границ геобарьерной зоны определяется рядом факторов, среди которых можно выделить сезонную величину материкового стока и наличие штормовых и сгонно-нагонных явлений [2, 3]. К особенностям устьевых зон относится высокое биоразнообразие экосистем и, в случае р. Нивы и р. Лувеньги, рассматриваемых в работе, повышенная антропогенная нагрузка. Особые характеристики барьерной зоны способствуют созданию специфических условий для накопления загрязняющих веществ. Стоит отметить сложность исследования барьерных зон, отличающихся широкой изменчивостью гидрохимических параметров.

В нашей работе рассматривается изменение гидрохимических показателей раствора и распределение форм некоторых металлов в нём при смешении морских и пресных вод в эстуарных зонах Кандалакшского залива Белого моря и р. Нива и Лувеньга. Для реконструкции химического состава поверхностных и придонных вод Кандалакшского залива в зоне влияния морских и пресных вод и антропогенного воздействия применялся программный комплекс «Селектор» [4]. Алгоритм расчета равновесия в многокомпонентных гетерогенных системах, используемый в программном комплексе, позволяет выполнять расчеты сложных химических равновесий в различных (изобарно-изотермических, адиабатических и др.) условиях в мультисистемах, где одновременно присутствуют водный раствор электролита, газовая смесь, жидкие и твердые углеводороды, расплавы, минералы в виде твердых растворов и однокомпонентных фаз. Программный комплекс находит широкое применение для моделирования сложных природных процессов [1].

Формирование гидрохимии вод Кандалакшского залива определяется попаданием загрязняющих веществ в водную массу (речной сток, эоловый перенос, сброс сточных вод и др.) и нахождением их в водах, что влияет на взаимодействие загрязнителей со средой (температурный режим, тип берега, рельеф дна, особенности донных отложений и др.). Вид участка смешения вод р. Нива и Кандалакшского залива представлен на рис. 1. В акватории находятся особо охраняемые природные территории – о-ва Канда-

лакшского заповедника. Преобладающие глубины залива 10-25 м. Максимальная высота волн достигает 0.9-1.5 м. Уровенный режим в заливе обусловлен приливо-отливными колебаниями и сгонно-нагонными явлениями. Сгонно-нагонные колебания уровня по высоте значительно меньше, чем приливо-отливные. Сгонно-нагонные колебания уровней в заливе связаны со штормовой деятельностью ветра в южной части Баренцева моря. Колебания среднесуточного уровня под влиянием ветра составляют 0.5 м. Максимальный нагон составляет 1.1 м. Характер приливов в заливе полусуточный. Гидрохимические характеристики в поверхностном и придонном слоях в половодье и квадратуру показывают увеличение, в межень и сизигию – уменьшаются.



Рис. 1. Участок вблизи места впадения р. Нива в Кандалакшский залив.

Из рассматриваемых факторов приливные колебания вносят значительный вклад в формирование гидрохимических свойств вод. Приливные колебания характеризуются значительной неоднородностью вследствие взаимодействия приливной волны со сложным рельефом берега. Амплитуды и ход приливного колебания уровня в различных пунктах на побережье крайне разнообразен. Величина прилива и речной сток определяют стратификацию вод и вертикальное распределение химических характеристик. Пробы отбирались в акватории Кандалакшского залива с Кандалакшским природоохранным заповедником в весенний и осенний периоды 2011-2013 гг. Территория обозначена на рис. 1. Квадратами выделены зоны смешения морских и пресных вод – устья р. Нива и Лувеньга, метками – точки отбора проб.

При анализе проб применены потенциометрический метод (pH), методы атомно-абсорбционной (пламенной, Ca,Mg,K, Na), и эмиссионной (Al, Fe Zn, Mn, Cu, Ni) спектрометрии; фотоколориметрия (P, Si), ионообменной хроматографии (анионный состав вод). По результатам химического анализа выполнялись термодинамические расчеты. Реконструкция ионного состава морских вод исследована в рамках системы Al-B-Br-Ar-He-Ne-C-Ca-Cl-F-K-Mg-Mn-N-Na-P-S-Si-Sr-Cu-Zn-H-O-e, где e – электрон. В исходный список базовой мультисистемы включены индивидуальные вещества: в водном растворе 295, в газовой фазе 76, твердых органических веществ 356. Сравнение полученного состава пресных и солоноватых вод и распределение некоторых элементов дано на рис. 2, 3.

При почти равных pH видно значительное варьирование всех гидрохимических показателей. Проведено моделирование смешения морских и пресных вод (мг/л) р. Нива (1000 л) и морской воды (1 до 1000 л) в разных объемах (T = 10 ^{o}C, P = 1 бар) с данными мониторинга в устье во время прилива. Результаты моделирования смешения вод представлены в табл. 1. Диапазон смешения 30-50 л морской воды на 100 л речной показывает совпадение с данными мониторинга по макрокомпонентам во время прилива. Перераспределение новообразованных фаз при переходе от пресных к соленым водам показано на рис. 4.

Таблица 1. Сопоставление результатов моделирования смешения вод с данными мониторинга.

Соотношение (л морской воды на 1000 л речной)	31.62	39.81	50.12	Данные мониторинга
Ca^{+2}	9.49	10.7	12.2	6
K^{+}	5.12	6.09	7.25	5.36
Mg^{+2}	16.3	19.8	24.1	16.5
Na^{+}	75.9	93.6	115	116.67
Cl-	146	181	224	235
SO_4^{-2}	42.8	49.9	58.4	254
HCO_3^{-}	13.8	14.2	14.7	16.1

Устьевые области рек испытывают повышенную антропогенную нагрузку. Геохимический барьер «река – море» увеличивает изменчивость гидрохимических показателей. Этими факторами обусловлена значительная сложность оценки состояния вод устьевых и прибрежных участков акватории для оптими-

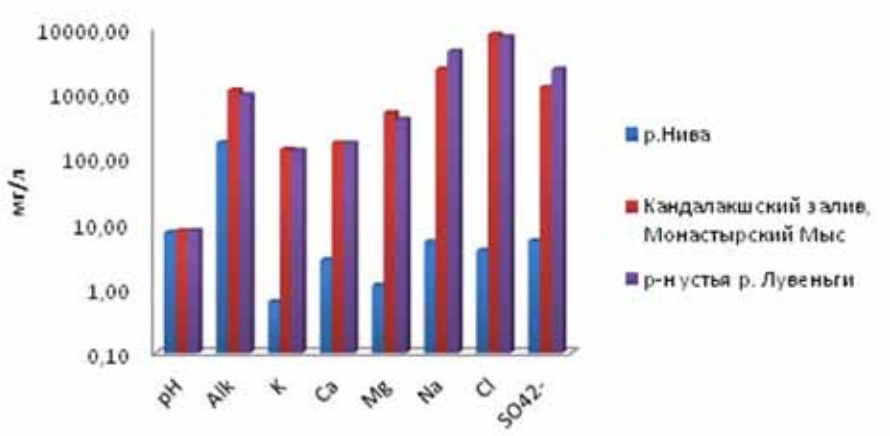


Рис. 2. Сравнение катионно-анионного состава пресных и солоноватых вод р. Нива, Лувеньга и района Монастырского мыса Кандалакшского залива.

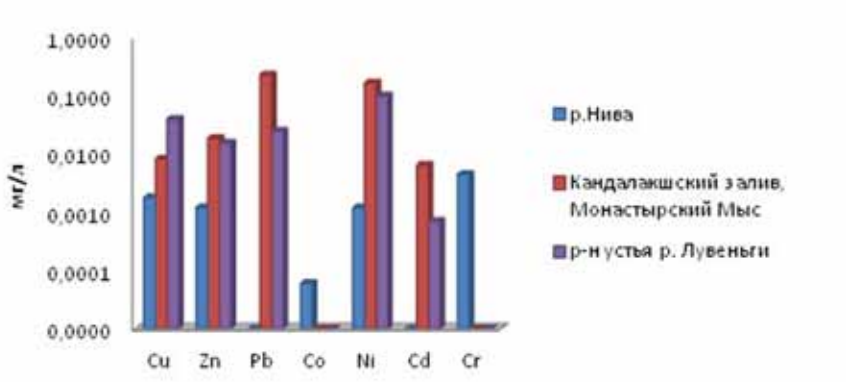


Рис. 3. Сравнение содержания металлов в пресных и солоноватых водах р. Нива, устья р. Лувеньга и района Монастырского мыса Кандалакшского залива.

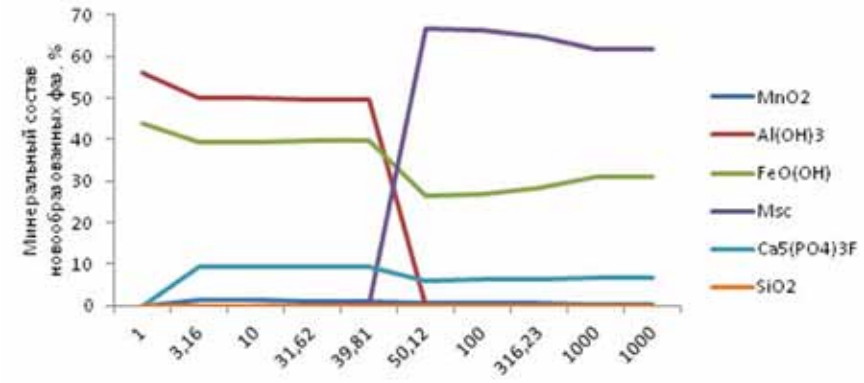


Рис. 4. Перераспределение новообразованных фаз при переходе от пресных к соленым водам.

зации и прогнозирования природопользования. При смешении речных вод различной природы с морскими происходит формирование геохимического барьера, на котором происходит смена форм нахождения химических элементов в растворе. Наибольшее влияние на смену форм миграции микроэлементов оказывают геохимический барьер по pH и увеличение солености. Методы химической термодинамики позволяют проводить идентификацию форм нахождения металлов в растворе без увеличения аналитических исследований.

Моделирование смешения вод Кандалакшского залива и р. Нива в устье во время прилива показывает значительное влияние приливно-отливных явлений на короткопериодную изменчивость гидрохимических параметров. На сезонную изменчивость гидрохимического состава наиболее влияет гидрохимия речного стока. Приливы и отливы сильно влияют на химию морских и пресных вод, а также на количественный и качественный состав новообразованных фаз. Результаты мониторинга сопоставимы с результатами моделирования.

Список литературы

1. Калинников В.Т., Мазухина С.И., Маслобоев В.А. и др. Особенности взаимодействия «нефть – вода» в морских и пресных водах // Докл. АН. 2013. Т. 449, № 5. С. 535-538.
2. Лисицын А.П. Маргинальный фильтр океанов // Океанология. 1994. Т. 34, № 5. С. 735-737.
3. Хоменко Г.Д., Лещёв А.В. Прибрежный стоковый фронт в Печорском море // Вестник САФУ. Сер. Естественные науки. 2010. № 4. С. 27-30.
4. Чудненко К.В.Термодинамическое моделирование в геохимии: теория, алгоритмы, программное обеспечение, приложения. Н.: Академ. изд-во «Гео», 2010. 287 с.

КОНЦЕПЦИЯ КОЛЬСКОГО МЕЖДУНАРОДНОГО КЛАСТЕРА ТЕХНОЛОГИЙ ОБРАЩЕНИЯ С ВЫСОКОАКТИВНЫМИ ОТХОДАМИ И ОТРАБОТАВШИМ ЯДЕРНЫМ ТОПЛИВОМ

Самаров В.Н. [1], Непомнящий В.З. [1], Комлева Е.В. [2]

[1] Лаборатория новых технологий, г. Москва, Россия – г. Калифорния, США

[2] Институт философии и политологии, Технический университет, г. Дортмунд, Германия

На основе разностороннего профессионального опыта разработана концепция полного и завершенного международного цикла технологий обращения с наиболее опасными радиоактивными материалами (от кондиционирования до долговременного хранения / захоронения). Приведены основные положения концепции для реализации на территории России.

Основания

1) инициативы президента В.В. Путина о расширении спектра международных ядерных услуг (2006); 2) научные дискуссии среди профессионалов ядерной отрасли и потенциал знаний, накопленный при комплексной переработке минерального сырья: горно-геологические и химико-обогатительно-металлургические аналоги-объекты и аналоги-технологии; 3) действующее российское законодательство и возможное, стимулирующие поиск научно-технических решений; 4) тенденции развития горнопромышленного и атомного кластеров Мурманской обл., обозначенные рекомендациями круглого стола «Развитие законодательной базы в области природных ресурсов, природопользования и экологии: региональный аспект» (ГД РФ, Комитет по природным ресурсам, природопользованию и экологии, г. Мурманск, 29 окт. 2013 г.); 5) междисциплинарный подход и тенденции интернационализации усилий в сфере ядерной и радиационной безопасности; 6) арктический вектор развития России и Мурманской обл.

Цели

1) объединение современных научно-технических (материаловедческих, горно-геологических, технологических) решений для повышения эффективности среднесрочной и долговременной изоляции российских и зарубежных радиоактивных материалов от биоты; 2) расширение геополитического значения и международных функций Мурманского транспортного узла; 3) поддержка, модернизация и диверсификация промышленного потенциала Мурманского побережья и Печенгского р-на Мурманской обл.

Горячее изостатическое прессование (ГИП) и кондиционирование контейнеров / пеналов с ВАО / ОЯТ

1) Основа ГИП-технологии – пластическая деформация (в замкнутом объеме газостата) внешней оболочки герметизируемых упаковок, циркония и засыпного материала при высоких давлении и температуре в атмосфере инертного газа. 2) Суть новой технологии: адаптация освоенных в аэрокосмической промышленности методов и средств для герметизации ВАО/ОЯТ. 3) Варианты материала оболочки: нержавеющая сталь, карбид кремния, алюминиевые сплавы, новые камнеподобные материалы на основе природных минералов. 4) Варианты засыпного материала: ферробор; природные минералы, способные одифицироваться в герметики, эффективно поглощать тепловые нейтроны и / или сорбировать радионуклиды.

Площадки размещения газостатов

Варианты: РТП «Атомфлот», Мурманск; «Дальние Зеленцы», пос. Порчниха; Центр кондиционирования и хранения РАО, «Сайда-Губа», СевРАО; База хранения ОЯТ / ВАО «Губа Андреева», СевРАО; п.

Никель, г. Заполярный, замещение выбывающей со временем металлургической / обогатительной инфраструктуры ОАО «ГМК Норильский никель».

Площадки наземного складирования контейнеров/пеналов с ВАО / ОЯТ

Варианты: Центр кондиционирования и хранения РАО «Сайда-Губа», СевРАО; База хранения ОЯТ/ ВАО «Губа Андреева», СевРАО.

Площадки подземного хранения / захоронения контейнеров с ВАО / ОЯТ

В контексте времени и потенциальной опасности – это главное звено Концепции. Варианты: «Дальние Зеленцы», пос. Порчниха; «Печенга», вблизи п. Никель и г. Заполярный.

Примечание

1) подобный подход к организации работ с российскими / зарубежными ВАО / ОЯТ может быть реализован на Урале, Камчатке, в Магаданской обл., Якутии, Красноярском крае; 2) положения концепции одобрены Научным советом по металлургии и металловедению ОХНМ РАН.

МОДЕЛИРОВАНИЕ КУЧНОГО ВЫЩЕЛАЧИВАНИЯ ЦВЕТНЫХ МЕТАЛЛОВ ИЗ ПРИРОДНЫХ И ТЕХНОГЕННЫХ ОБЪЕКТОВ МУРМАНСКОЙ ОБЛАСТИ

Светлов А.В.[1], Кравченко Е.А.[2], Селиванова Е.А.[3], Селезнев С.Г.[4], Макаров Д.В.[1], Маслобоев В.А.[1]

[1] ИППЭС КНЦ РАН, г. Апатиты, svetlov@inep.ksc.ru; [2] АФ МГТУ, [3] ГИ КНЦ РАН, г. Апатиты;
[4] ООО «Координационный центр Геологоразведка», г. Санкт-Петербург

Истощение запасов и снижение качества руд, потери цветных металлов в процессе обогащения позволяют рассматривать забалансовые руды, сульфидсодержащие отходы добычи и переработки руд как потенциальный источник полезных компонентов. Физико-химические геотехнологии являются перспективными методами по технико-экономическим показателям при переработке подобных объектов, поскольку низкие содержания цветных металлов не позволяют эффективно работать классическим схемам [6]. Вместе с тем, отходы ГПК агрессивны к окружающей среде [3]. Исследования химических превращений сульфидных руд цветных металлов в условиях гипергенеза актуальны в технологическом и экологическом аспектах. В качестве модельных объектов исследований выбраны:

- отвалы Cu-Ni Аллареченского месторождения в Печенгском р-не;
- забалансовые руды Cu-Ni месторождения Нюд II в Мончегорском р-не;
- хвосты обогащения Cu-Ni руд комбината «Печенганикель», г. Заполярный.

Породы отвала Аллареченского месторождения представлены вскрышными, преимущественно безрудными гнейсами, гранито-гнейсами, амфиболитами и в разной степени оруденелыми вмещающими породами: перидотитами, оливинитами, контактовыми амфиболитами и др. Основные рудные минералы: пирротин, пентландит и халькопирит в парагенетической связи с магнетитом [3].

Оруденелые породы Нюд II представлены мезо- и лейкократовыми норитами и габбро-норитами. Главные рудные минералы: пирротин (до 90 %), пентландит, халькопирит, магнетит [4].

Гранулометрический и минеральный состав хвостов обогащения Cu-Ni руд «Печенганикель» варьирует в зависимости от особенностей руды и технологического процесса (преобладает фракция -0.1 мм). В хвостах обогащения превалируют серпентины (60 %), присутствуют пироксены, амфиболы, тальк, хлориты, кварц, полевые шпаты [7]. Рудные минералы: магнетит, пирротин, пентландит, халькопирит. Общее содержание сульфидов 1-3 %.

Методика экспериментов

Для оценки скорости гипергенеза сульфидных минералов и возможностей применения физико-химических геотехнологий проведены три серии экспериментов. В первой изучали взаимодействие руды фракции -3 +2 мм с выщелачивающим реагентом в динамическом режиме в течение более 3 мес. Руда отвала Аллареченского месторождения данной фракции содержала (%): Ni 0.5, Cu 0.7, Co 0.012. Руда Нюд II содержала (%): Ni 1.7, Cu 0.5, Co 0.07 (для экспериментов использовали образец густовкрапленной руды).

В качестве реагентов использовали 2 % раствор серной кислоты и такой же раствор с добавкой окислителя (ионы Fe^{3+}). Во второй серии проведено моделирование гипергенеза в ускоренных условиях в режиме попеременное увлажнение – высыхание руды фракции -3 +0 мм при температуре 45 ± 2 °С в течение 30 сут. Руда отвала Аллареченского месторождения данной фракции содержала (%): Ni 0.35, Cu 0.33, Co 0.02. Руда Нюд II содержала (%): Ni 1.7, Cu 0.5, Co 0.07. По окончании опытов проводили выщелачивание дистиллированной водой.

При переработке тонкодисперсных техногенных продуктов или природного сырья с высоким содержанием слоистых гидросиликатов возникают проблемы кольматации, приводящие к ухудшению проницаемости штабеля выщелачивающими растворами и остановке процесса [1, 2]. Один из путей решения проблемы – грануляция материала с использованием вяжущих [5, 8]. С учетом избытка серной кислоты, производимой предприятиями АО «Кольская ГМК», и проблем с ее реализацией, перспективна гранульная сульфатизация, в котором серная кислота используется в качестве связующего. Третья серия состояла из двух этапов. На первом получены гранулы из хвостов обогащения при соотношении Т : Ж = 3 : 1. В качестве связующего применяли 10 % раствор H_2SO_4. Диаметр гранул 0.8 – 1 см. Хвосты содержали (%): Ni 0.17, Cu 0.07, Co 0.01. Второй этап – перколяционное выщелачивание 1 % серной кислотой в колонках в течение 110 сут. Растворы анализировали методом атомно-абсорбционной спектрометрии. Твердую фазу исследовали методами РФА и ИК спектроскопии.

Результаты и обсуждение

Кинетика выщелачивания Ni, Cu и Co в динамическом режиме представлена на рис. 1. Отметим хороший переход в раствор Ni, после 90 суток – свыше 10 % по обоим объектам. Руда Нюд II к 60 сут. по Co превосходит в интенсивности выщелачивания Ni. Медленный переход в раствор Cu связан с низкой скоростью растворения халькопирита, который относят к «упорным» сульфидам [6].

В отличие от опытов с дистиллированной водой, при увлажнении – высыхании сернокислым раствором руды отвала Аллареченского месторождения в течение вторых суток покрылись зеленовато-желтой коркой новообразованных фаз. Аналогичные явления наблюдались в опытах с рудой Нюд II. Подобные процессы самоконсервации наблюдаются на старых сульфидсодержащих хвостохранилищах и связаны с образованием кварц-сульфатных корок [3]. Анализ растворов выщелачивания руды отвала Аллареченского месторождения позволил рассчитать переход цветных металлов в растворимые формы. Извлечения металлов в раствор составили (%): опыт с дистиллированной водой: Ni 2.2, Cu 0.02, Co 1.7; с серной кислотой: Ni 18.2, Cu 11.5, Co 8.2; с серной кислотой и окислителем: Ni 19.8, Cu 11.6, Co 8.8. По результатам РФА новообразований на поверхности руды Нюд II после обработки в режиме увлажнение – высыхание серной кислотой можно заключить, что основные фазы – минералы из группы галотрихита $FeAl_2[SO_4]_4 22H_2O$ и ссомольнокита $Fe[SO_4]\cdot H_2O$. Извлечения металлов в раствор после водного выщелачивания обработанной в режиме увлажнение – высыхание руды Нюд II составили (%): опыт с серной кислотой: Ni 5.7, Co 3.3, Cu 1.4; с серной кислотой и окислителем: Ni 6.9, Co 4.6, Cu 2.2.

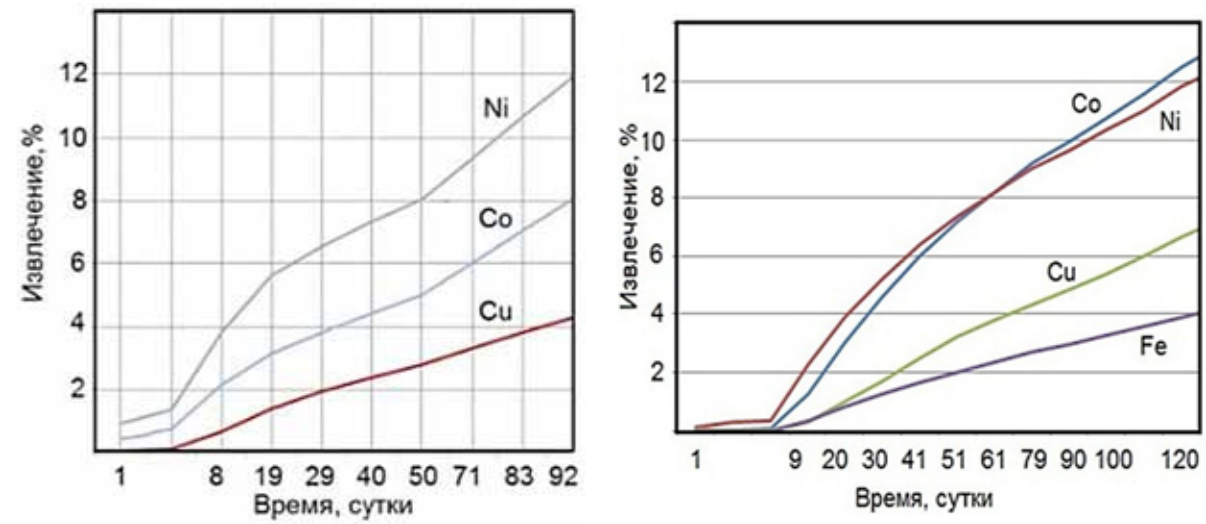


Рис. 1. Извлечение металлов в раствор при моделировании кучного выщелачивания руд отвала Аллареченского месторождения (слева) и месторождения Нюд II (справа).

Дифрактограммы хвостов обогащения Cu-Ni руд, а также гранул из верхнего и нижнего слоев колонки, отобранных по окончании выщелачивания, демонстрируют в составе хвостов преобладание серпентинов. Количественная оценка минеральных фаз по соотношению интенсивностей главных рефлексов свидетельствует о наличии магнетита (17 %), кварца (16) и полевых шпатов (10). Присутствуют пироксены и амфиболы (3 %). Диагностированы пентландит и халькопирит. Отличия дифрактограмм гранул после выщелачивания заключаются в исчезновении рефлексов сульфидов и увеличении содержания хлоритов, особенно в нижних слоях колонки. Появляются недиагностированные фазы. Все это говорит о взаимодействии с сернокислым раствором не только сульфидов, но и силикатов, прежде всего серпентина. Химически инертные кварц, полевой шпат и магнетит практически не растворялись. Их содержание в гранулах в нижнем слое не изменилось, в верхнем увеличилось.

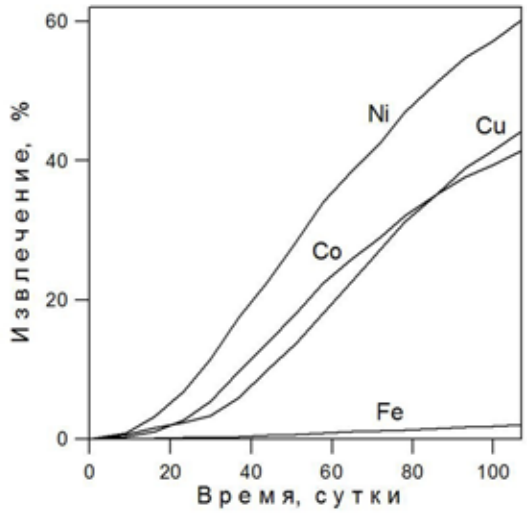


Рис. 2. Кинетика выщелачивания металлов из гранулированных хвостов обогащения медно-никелевых руд.

Концентрации Ni в растворе стабильны и находятся в диапазоне 0.1-0.35 г/л. Это приемлемо для промышленной реализации метода при условии оборота растворов. С учетом растворения части силикатных минералов, концентрации Fe достигают 0.9 г/л. Таким образом, необходима проработка технических решений селективного удаления Fe из продуктивных растворов. Обращают на себя внимание относительно высокие концентрации Cu. Показатели для Co также достаточно стабильны.

На рис. 2 показано, что наиболее интенсивно выщелачивается Ni. За 110 сут. в раствор перешло около 60 % содержащегося в гранулах металла. Более низкие показатели для Cu (44 %) объясняются тем, что он присутствует в халькопирите [6]. Относительно низкие показатели для Co (41%) связаны, вероятно, с нахождением части металла в виде изоморфной примеси в магнетите.

Таким образом, зафиксировано увеличение перехода цветных металлов в растворимые формы при обработке выщелачивающими реагентами. Отсутствие в рудах химически активных нерудных минералов, способных нейтрализовать серную кислоту, образующуюся при окислении пирротина, и кислотные дожди резко увеличивают скорость гипергенных изменений сульфидных минералов и переход экологически опасных элементов в подвижные формы. Образовавшиеся в лабораторных экспериментах минеральные фазы соответствуют зафиксированным на объектах вторичным минералам, что позволяет оценить скорость химического выветривания сульфидных минералов.

Эксперименты показали, что руды отвала Аллареченского месторождения и забалансовые Cu-Ni руды Нюд II приемлемы для кучного выщелачивания цветных металлов. Предварительные исследования показали перспективы этого метода для доизвлечения цветных металлов из гранулированных хвостов обогащения Cu-Ni руд текущего производства или бедного дополнительного концентрата флотации хвостов. С учетом избытка производимой предприятиями АО «Кольская ГМК» серной кислоты целесообразна гранульная сульфатизация.

Работа выполнена при поддержке ПРАН № 5. Авторы признательны к.г-м.н. С.М. Карпову за консультации.

Список литературы

1. Макаров В.Н., Васильева Т.Н., Макаров Д.В. и др. Потенциальная экологическая опасность выведенных из эксплуатации хранилищ хвостов обогащения Cu-Ni руд // Химия в интересах устойчивого развития. 2005. Т. 13, № 1. С. 85-93.
2. Макаров Д.В., Макаров В.Н., Васильева Т.Н. и др. Изменения содержания Ni, Cu, Co, Fe, Mg в хвостах обогащения Cu-Ni руд в процессе их хранения // Инженерная экология. 2004. № 1. С. 18-28.
3. Маслобоев В.А., Селезнев С.Г., Макаров Д.В. и др. Оценка экологической опасности хранения отходов добычи и переработки Cu-Ni руд // ФТПРПИ. 2014. № 3. С. 138-153.
4. Припачкин П.В., Нерадовский Ю.Н., Федотов Ж.А. и др. Cu-Ni-ЭПГ и Cr месторождения Мончегорского р-на, Кольский п-ов, Россия. Путеводитель геол. экскурсии. Апатиты: ГИ КНЦ РАН, 2013. 44 с.

5. Рыльникова М.В., Радченко Д.Н., Илимбетов А.Ф. и др. Опытно-промышленная апробация технологии выщелачивания отходов переработки медно-колчеданных руд // Горный информ.-аналитич. бюлл. МГГУ. 2008. № 2. С. 293-301.
6. Халезов Б.Д. Кучное выщелачивание Cu и Cu-Zn руд: отеч. опыт. Екб.: Изд-во УрО РАН, 2013. 346 с.
7. Чантурия В.А., Макаров В.Н., Макаров Д.В. и др. Формы нахождения Ni в лежалых хвостах обогащения Cu-Ni руд // Докл. АН. 2004. Т. 399, № 1. С. 104-106.
8. Masloboev V.A., Makarov D.V., Nesterov D.P. *et al*. Geoecological validation of mechanisms and parameters of physical-chemical processes facilitating the in-depth processing of complex suphide ores and mining wastes // Proc. MSTU. 2012. V. 15. N 2. P. 361-368.

ПРИМЕНЕНИЕ СИНТЕТИЧЕСКОГО ИВАНЮКИТА ДЛЯ ОЧИСТКИ ЖИДКИХ РАДИОАКТИВНЫХ ОТХОДОВ С ПОСЛЕДУЮЩЕЙ КОНСЕРВАЦИЕЙ РАДИОНУКЛИДОВ В ТИТАНАТНОЙ КЕРАМИКЕ

Яничева Н.Ю.[1], Огинова О.А.[2], Калашникова Г.О.[1], Яковенчук В.Н.[1], Иванюк Г.Ю.[1], Савченко Е.Э.[1], Пахомовский Я.А.[1], Николаев А.И.[1]

[1] КНЦ РАН, г. Апатиты; [2] Северо-Западный центр «Сев РАО», г. Мурманск, mage13@bk.ru

За время функционирования ядерных объектов на территории СЗ части России накопились большие объемы жидких радиоактивных отходов (ЖРО), требующих дезактивации. К ним относятся как регламентные, так и малые и средние объёмы ЖРО, для которых технологические регламенты переработки отсутствуют. Чрезвычайно высокие радиационные нагрузки на Мурманский регион стали поводом для поиска универсальных способов переработки ЖРО, имеющих, ввиду разнообразия источников происхождения, сложные химический и радиоизотопный составы, а также физико-химические свойства. Разработка новых технологий очистки радиоактивных отходов, позволяющих производить комплексную одностадийную очистку с дальнейшим долговременным захоронением продуктов позволит решить проблему утилизации радиоактивных отходов наиболее экономично и безопасно. При этом предпочтительными являются технологии, созданные отечественными научными группами и внедряемые на российских предприятиях, что позволяет уменьшить технологическую зависимость России от зарубежных поставщиков ядерных технологий.

Проведенные нами исследования показали, что для одноактной очистки регламентных ЖРО реактора ВВЭР-типа может быть успешно использован новый нанокристаллический катионообменник иванюкит [1] – синтетический аналог микропористого титаносиликата иванюкита-Na [2]. Использование сорбента с учётом его устойчивости в растворах с pH = 0 – 14 позволяет решить проблему дезактивации и отверждения многокомпонентных ЖРО реакторов ВВЭР-типа, обогащённых радионуклидами ^{137}Cs и ^{90}Sr.

Материалы и методы исследования

Изученные регламентные ЖРО по радионуклидному составу являются ^{137}Cs – ^{90}Sr содержащими отходами (удельная γ-активность по ^{137}Cs – 1.1×10^6 Бк/л, удельная β-активность по ^{90}Sr – 8.5×10^4 Бк/л). Кроме того, в них присутствует значительное количество нерадиоактивных элементов-загрязнителей, количество и состав которых варьируют в широких пределах. В результате, ЖРО заметно различаются от ёмкости к ёмкости по величине удельной активности (10^2–10^7 Бк/л), pH, составу радионуклидов и содержанию нерадиоактивных примесей, соответствующих примерно составу морской воды.

Иванюкит – новый титаносиликатный сорбент с выраженными ионообменными свойствами, определяемыми особенностями его кристаллической структуры. Синтетический иванюкит представляет собой белый тонкокристаллический порошок, состоящий из мельчайших (менее 10 мкм) остроугольных частиц состава $(Na_{1.50}K_{0.91})_{\Sigma 2.41}Ti_{4.07}(Si_{2.93}Al_{0.07})_{\Sigma 3.00}O_{14.64}\cdot 7.49H_2O$. Кристаллическая структура иванюкита-Na и его Cs- и Sr-замещённых форм образована изолированными титанатными кластерами $4\times TiO_6$, связанными в единый каркас изолированными тетраэдрами SiO_4 [1]. Каркас имеет 3-мерную систему каналов диаметром 3.5 Å. В исходном иванюките они заняты катионами Na^+, K^+ и молекулами воды, в замещённых фазах – катионами Cs^+, Sr^{2+}, Ln^{3+}.

Для проведения испытаний по очистке ЖРО разработана универсальная методика, которая сводится к простому добавлению водной суспензии адсорбента к ЖРО, отстаиванию полученной смеси в течение 2-24 час. (до полного разделения на прозрачный раствор и осадок) и последующему спеканию высушенно-

го радиоактивного осадка в муфельной печи. Концентрация иванюкита в суспензии адсорбента составляла 1 г воздушно-сухого порошка на 100 мл суспензии на основе дистиллированной воды.

Изучение керамики на основе нерадиоактивных обменных форм иванюкита производилось при помощи электронного микроскопа Leo-1450 с энергодисперсионным микроанализатором Quantax (ГИ КНЦ РАН) и порошкового дифрактометра Rigaku Ultima IV с приставкой для терморентгенографического анализа (РЦ РДМИ СПбГУ).

Результаты

Очистка ЖРО-II осуществлялась при помощи суспензии синтетического иванюкита в воде в 2 этапа. В ходе каждого к ЖРО-II добавлялось равное по объёму количество сорбента, а после выпадения осадка и декантации прозрачного очищенного раствора отбиралась аликвота объёмом 40 мл для радиометрических измерений. На второй стадии декантированный прозрачный раствор перед измерениями был отфильтрован от остаточных частиц иванюкита. Результаты эксперимента даны в табл. 1. Остаточная γ-активность по ^{137}Cs равна нулю, остаточная β-активность по ^{90}Sr – 3 Бк/л, что составляет 0 и 3.5×10^{-5} % от исходной активности.

Таблица 1. Результаты очистки среднеобъёмной пробы регламентных ЖРО от радионуклидов при помощи суспензии иванюкита в дистиллированной воде.

Продукт	^{137}Cs, Бк/л	^{90}Sr, Бк/л	Суммарная β-активность, Бк
300 мл ЖРО	1.1×10^{6}	8.5×10^{4}	1.2×10^{6}
1 стадия			
40 мл нефильтрованного раствора	9.2×10^{3}	21.31	1.7×10^{4}
Высушенный осадок	2.6×10^{6}		3.1×10^{6}
2 стадия			
40 мл фильтрованного раствора	0.0	3.0	
Высушенный осадок	2.8×10^{3}		3.9×10^{4}

Результаты позволяют проводить эффективную очистку ЖРО до категории НАО при соотношении суспензия / ЖРО = 1.5-2 или 10-20 г иванюкита на 1 л ЖРО-II. По этой же схеме переработано 1200 мл ЖРО, весь образовавшийся радиоактивный осадок иванюкита-Cs-Sr помещён в корундовый тигель объёмом 55 мл и высушен с целью дальнейшей иммобилизации радионуклидов, извлечённых из ЖРО, в составе титанатной керамики. Для этого илистый осадок иванюкита-^{90}Cs-^{137}Sr, помещённый в керамический тигль объёмом 55 мл (рис. 1а) тщательно высушен под сушильной лампой для предотвращения вскипания остатков ЖРО и выброса пара с радиоактивными наночастицами сорбента в атмосферу (рис. 1б). После высыхания осадка тигль накрывался крышкой и помещался в муфельную печь, температура в которой плавно увеличивалась до 1000 °C. После отжига в течение 2 час. печь выключалась, охлаждение тигля проходило самопроизвольно в течение 12 час. Температура и время прокаливания выбраны на основании предварительных терморентгенографических исследований изменения иванюкита при отжиге, а также опытов с нерадиоактивными формами иванюкита-Cs, -Sr и Cs-Sr [3].

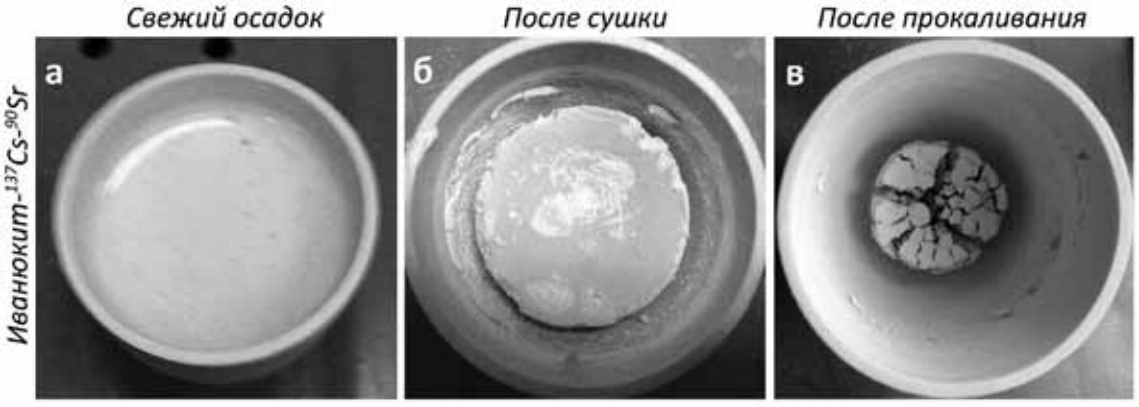


Рис. 1. Последовательные продукты перевода радиоактивного осадка при очистке ЖРО сорбентом на основе иванюкита в титанатную керамику.

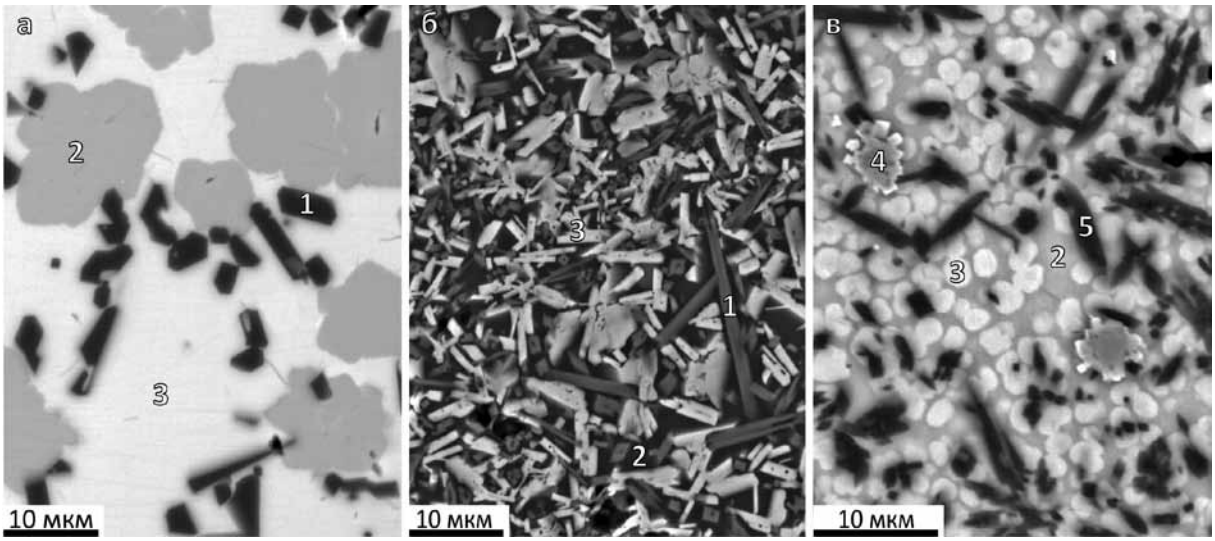


Рис. 2. Минералоподобные керамики, полученные прокаливанием иванюкита-Cs (а), -Sr (б) и -Cs-Sr (в) при 1000 °С в течение 6 час. Изображения в обратно-рассеянных электронах.

1 – рутил; 2 – лейцитоподобная фаза (Cs, K, Sr)$_{1–2}$Si$_4$Ti$_2$O$_{13}$; 3 – пирохлороподобная фаза (Cs, Sr)$_{2–4}$Si$_2$Ti$_3$O$_{12}$; 4 – таусонит; 5 – голландитоподобная фаза CsTi$_8$O$_{16}$.

При отжиге иванюкита-(Cs,Sr) сформировалась твёрдая фарфоровидная масса, разбитая на несколько крупных фрагментов контракционными трещинками (рис. 1в). Сокращение объёма ЖРО составило 250 раз. По аналогии с керамикой из продуктов переработки нерадиоактивного аналога ЖРО-II в состав массы входят рутил, таусонит SrTiO$_3$, голландитоподобный титанат CsTi$_8$O$_{16}$, лейцитоподобная фаза (Cs,Sr)$_{1–2}$Si$_4$Ti$_2$O$_{13}$ и пирохлороподобное соединение (Sr,Cs)$_{2–4}$Si$_2$Ti$_3$O$_{12}$ (рис. 2, табл. 2).

Таблица 2. Результаты энергодисперсионного микрозондового анализа фаз, слагающих керамику на основе Cs-, Sr- и Cs-Sr-обменных форм иванюкита (мас. %).

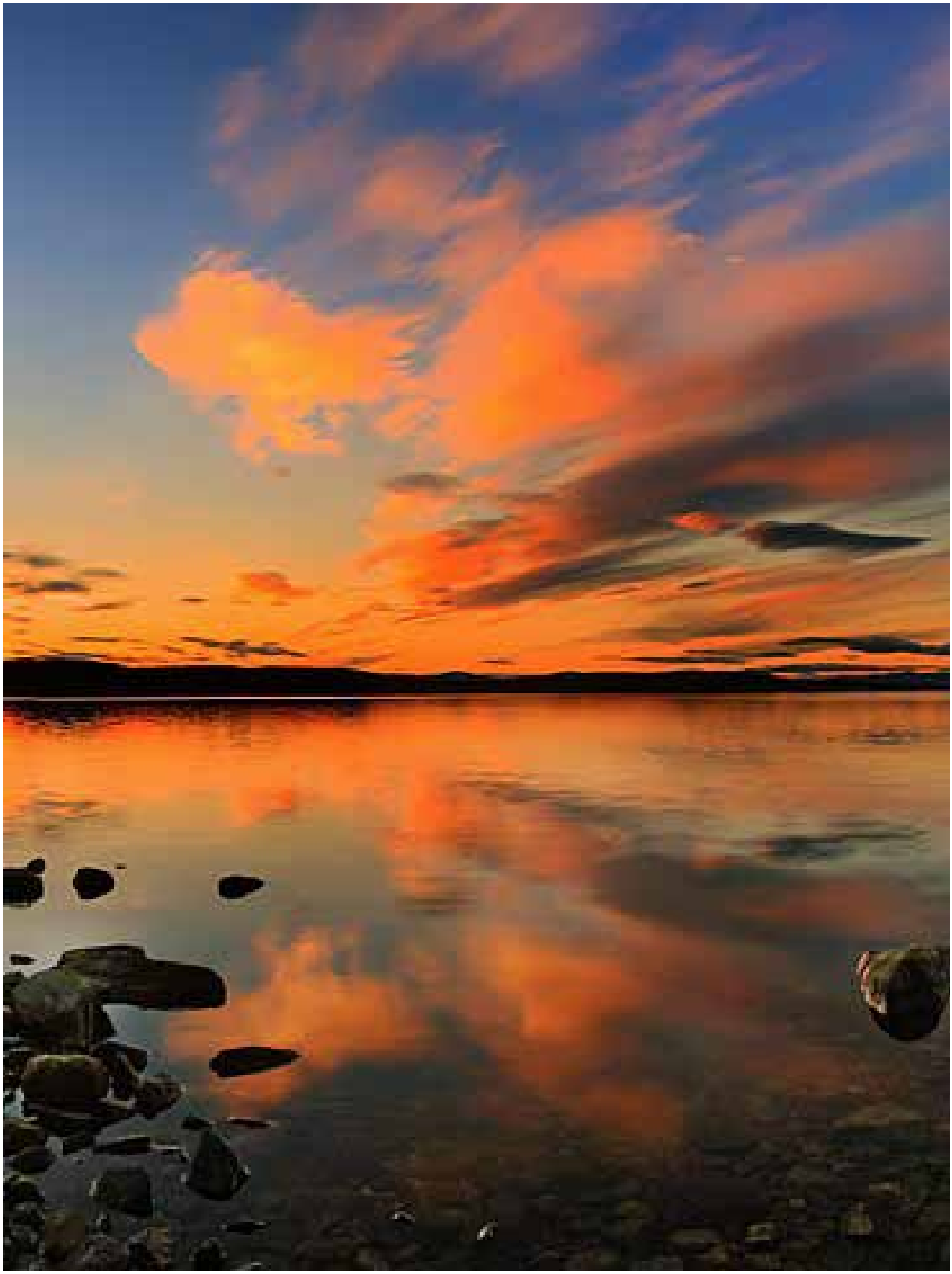
	Рутил	«Голландит»	Таусонит	«Лейцит»	«Пирохлор»
Na_2O	–	0.09	0.33	0.12	0.30
Al_2O_3	–	0.14	0.08	3.08	0.16
SiO_2	0.29	7.77	9.02	27.44	16.87
K_2O	–	0.45	0.96	0.35	1.72
CaO	–	0.31	5.62	0.17	2.41
TiO_2	97.64	75.91	42.59	27.22	36.17
FeO	–	0.19	0.12	0.38	0.18
SrO	–	1.43	26.51	0.46	18.11
Cs_2O	2.07	13.71	14.77	40.77	24.07
Σ	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00
Кристаллохимические формулы, рассчитанные на основе O = 2-16					
Cs	0.02	0.70	0.18	2.04	1.14
Sr	–	0.10	0.43	0.04	1.17
Ca	–	0.04	0.17	0.02	0.29
K	–	0.07	0.03	0.06	0.24
Na	–	0.02	0.02	0.02	0.07
Ti	0.99	6.79	0.89	2.40	3.02
Fe	–	0.02	0.25	0.03	0.02
Si	–	0.92	–	3.22	1.87
Al	–	0.02	–	0.42	0.02
O	2	16	3	13	12

1. Подтверждена высокая эффективность синтетического иванюкита при переработке обогащенных радионуклидами Cs и Sr ЖРО водо-водяных реакторов. Требуемое количество сухого иванюкита составляет 10-20 г на 1 л ЖРО.
2. Сорбент может быть использован в виде водной суспензии с содержанием 10 г иванюкита в 1 л суспензии, которую смешивают с ЖРО без предварительной подготовки (разбавления, нейтрализации и т.п.).
3. Отделение ЖРО от радиоактивного сорбента лучше проводить центрифугированием с целью полного удаления из раствора остаточных наночастиц иванюкита.
4. Образовавшийся при использовании сорбента радиоактивной осадок может быть переведен в более устойчивую титанатную керамику, близкую по составу к керамикам типа Synroc [4], отжигом при температуре 1000 ° С в течение 2 час.

Исследования проводились при финансовой поддержке Ю.Т. Демидова, программы фундаментальных исследований Президиума РАН «Поисковые фундаментальные научные исследования в интересах развития Арктической зоны РФ», Фонда содействия развитию малых форм предприятий в научно-технической сфере (Г.О. Калашникова, Н.Ю. Яничева).

Список литературы

1. Яничева Н.Ю., Калашникова Г.О. Синтетический иванюкит – перспективный ионообменный материал // Вестник МГТУ. 2014. Т. 17. № 1. С. 106-111.
2. Yakovenchuk V.N., Nikolaev A.P., Selivanova E.A. *et al*. Ivanyukite-Na-T, ivanyukite-Na-C, ivanyukite-K, and ivanyukite-Cu: New microporous titanosilicates from the Khibiny massif, Kola Peninsula, Russia and crystal structure of ivanyukite-Na-T // Amer. Miner. 2009. V. 94. P. 1450-1458.
3. Калашникова Г.О., Яничева Н.Ю. Новые функциональные материалы на основе синтетических аналогов иванюкита и кукисвумита // Вестник КНЦ РАН. 2014. С. 66-75.
4. White T.J., Segall R.L., Turner P.S. Radwaste immobilization by structural modification – the crystallochemical properties of SYNROC, a titanate ceramic // Angewandte Chemie. Int. Ed. 1985. V. 24. P. 357-438.



Фоторепортаж 2015



День геолога 5 апреля 2015 г.



















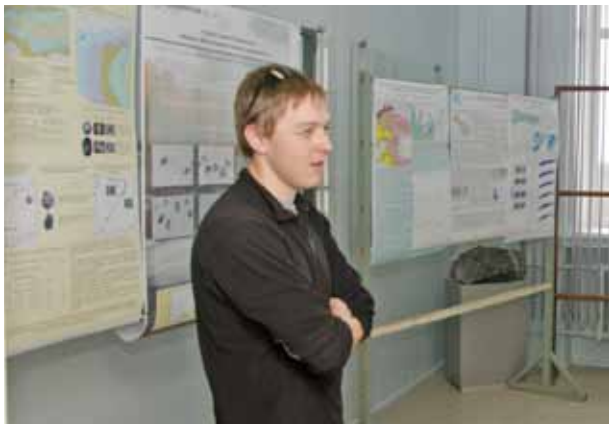


Конференция 6-7 апреля 2015 г.














Содержание

Предисловие редактора 3-4

ИСТОРИЯ НАУКИ

Войтеховский Ю.Л. Знаменательные даты 2015 г. 6-12

Войтеховский Ю.Л. Неизвестная рукопись из архива Д.П. Григорьева: «К вопросу о постановке преподавания минералогии в Высшей школе. Беглые замечания П.Н. Чирвинского» 13-18

Щипцов В.В. Мой коллега и друг: к 80-летию акад. Ф.П. Митрофанова 19-25

Макарова Е.И., Петров В.П., Токарев А.Д. Забытые имена в истории кольской науки: Ф.М. Терновский (1901-1987). 26-31

Андреева И.П., Самсонова Н.Н. Минералы Кольского полуострова в фондах Государственного геологического музея РАН 32-34

Красоткин И.С., Войтеховский Ю.Л., Лесков А.Л. Известковый завод: страницы истории 35-38

Тимошина Н.А. Личный фонд Леонарда Борисовича Антонова (Антмана) как источник по изучению истории геологического освоения Кольского полуострова 39-41

Раменская М.Е. Дополнения к биобиблиографии А.Е. Ферсмана 1964 г. 41-65

Астахова И.С., Юхтанов П.П. Вклад В.А. Варсанофьевой в создание системы особо охраняемых территорий на европейском севере России: к 125-летию со дня рождения. 65-67

Жданова Л.Р. Об истории экспериментальной минералогии через экспозиции Геологического музея им. А.А. Чернова 67-69

Шеков К.В., Потравнов А.Л. Тулмозерский железоделательный завод как памятник горно-индустриального и геологического наследия Карелии 69-72

Максимович Н.Г., Мещерякова О.Ю. Георгий Алексеевич Максимович и геохимия XX века 72-74

РЕГИОНАЛЬНАЯ ГЕОЛОГИЯ, ГЕОФИЗИКА И ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ

Бойко П.С., Альбеков А.Ю., Боброва Е.М., Рыборак М.В. Интрузивные и вулканогенные комагматы золотухинского комплекса КМА в пределах Тим-Ястребовской и Волотовской структур 76-80

Борисенко Е.С. Гарризиты – горные породы комплекса даек Мончетундры 80-83

Вихко А.С. Поиск золота по вторичным литохимическим ореолам рассеяния в южной части зеленокаменного пояса Хатту, Восточная Финляндия. 84-87

Глуховский М.З., Кузьмин М.И. Внеземные факторы и тектоническая эволюция ранней Земли 87-90

Жирова А.М. Зависимость вектора остаточной намагниченности от параметров акустического воздействия для образцов различных генетических типов пород и руд Кольского п-ова 90-94

Зинчук Н.Н. Особенности алмаза из древних осадочных толщ 94-97

Зинчук Н.Н. О роли древних кор выветривания при алмазопоисковых работах 98-101

Иванов А.Н., Корчагин А.У. Геология и платинометальная минерализация участка Сев. Каменник Зап.-Панского массива, Кольский п-ов 101-104

Ильченко В.Л. Роль метеоритных бомбардировок в развитии рельефа земной поверхности с первичным обогащением пород рудными элементами 105-108

Калинин А.А., Казанов О.В., Бакаев Г.Ф., Савченко Е.Э. Сергозерское рудопроявление золота в Терском зеленокаменном поясе 108-115

Каржавин В.К. Кианит-силлиманит-гранатовая ассоциация с углеродом 115-118

Козлов Н.Е., Сорохтин Н.О., Мартынов Е.В. Эволюция вещественного состава супракрустальных комплексов раннего докембрия Кольского региона. 118-121

Кононов В.В., Смышляева О.П. Au-Ag-Te минерализация U-редкометалльных руд месторождения Меловое, Мангышлак 121-123

Корчагин А.У., Гончаров Ю.В., Субботин В.В., Грошев Н.Ю., Габов Д.А., Иванов А.Н. Геологическое строение малосульфидного платинометального месторождения Сев. Каменник в Зап.-Панском массиве 124-127

Кошелева М.Н., Кузнецов В.С. Особенности минерального состава межрудных сланцев Лебединского железорудного месторождения КМА 128-130

Кулешевич Л.В., Лавров О.Б., Дмитриева А.В. Золото-сульфоарсенидная минерализация проявления Талпус, Эльмусская площадь, Карелия 130-134

Морозов Ю.А., Кулаковский А.Л., Смульская А.И. Влияние тектонических деформаций на вариации термодинамических параметров метаморфических преобразований в земной коре 134-138

Морозова Л.Н., Баянова Т.Б., Серов П.А., Базай А.В., Елизаров Д.В., Борисенко Е.С., Кунаккузин Е.Л. Особенности строения и состава редкометалльных пегматитов Колмозерского месторождения, Кольский п-ов 138-140

Нерович Л.И., Баянова Т.Б., Кунаккузин Е.Л., Базай А.В., Некипелов Д.А. Новые результаты геолого-петрографического и геохимического изучения расслоенного массива Ярва-Варака, Мончегорский рудный район 141-146

Никонов А.А., Зыков Д.С., Флейфель Л.Д. О распространении и структуре осадочных толщ рифея вдоль Мурманского побережья 146-150

Орсоев Д.А., Канакин С.В., Пахомовский Я.А.,Ущаповская З.Ф., Резницкий Л.З. Сульфид меди и железа из медно-никелевых руд Ловноозерского месторождения 151-154

Парада С.Г., Столяров В.В. Морфогенетические особенности самородного золота из скарнов Северного фланга Тырныаузского рудного поля 155-157

Петровский М.Н., Петровская Л.С., Елизаров Д.В. Раннепротерозойские щелочные породы Центрально-Кольского блока: плутон Чагве-Уайв 157-160

Петровский М.Н., Петровская Л.С., Базай А.В. Контозерская вулкано-плутоническая ассоциация: щелочные интрузивные серии и их взаимоотношение с эффузивным магматизмом 160-163

Пыстин А. М., Пыстина Ю. И. О влиянии структуры фундамента Вост.-Европейской платформы на конфигурацию ее границ на примере Приуральской окраины 163-165

Скуфьин П.К. Ассоциация диоритов-щелочных андезитов зоны кольцевого разлома Панареченской палеокальдеры 165-169

Сорока Е.И., Галеев А.А., Петрова В.И., Лютоев В.П., Леонова Л.В., Носова Ф.Ф. Органическое вещество рудовмещающей толщи Сафьяновского медноколчеданного месторождения, Ср. Урал 169-176

Субботин В.В., Габов Д.А., Корчагин А.У., Савченко Е.Э. Минеральный состав оруденения нового платинометального месторождения Сев. Каменник, Зап.-Панский массив, Кольский п-ов 176-180

Сушкин Л.Б. Особенности золотоносных россыпей Право-Соолийского узла, Зап. Сихотэ-Алинь 180-184

Ханчук А.И. Благороднометалльная минерализация в графитизированных метаморфических породах Д. Востока 184-185

Шаров Н.В. Скоростные неоднородности литосферы Фенноскандинавского щита 186-189

Юричев А.Н. Температуры формирования ультрамафитов Кингашского массива, Вост. Саян 190-192

ГЕОХИМИЯ И ГЕОХРОНОЛОГИЯ

Баянова Т.Б., Чащин В.В., Корчагин А.У., Серов П.А., Митрофанов А.Ф., Нерович Л.И., Елизарова И.Р., Морозова Л.Н., Иванюк Г.Ю., Елизаров Д.В., Жиров Д.В. Стратегические полезные ископаемые Арктики: новые возрастные данные. 194-197

Бородкин Н.А. Индикация эндогенного оруденения с помощью комплексного геохимического показателя 197-200

Ветрин В.Р., Скублов С.Г. Генетические типы циркона из сиенитов массива Сахарйок, Кольский п-ов 201-204

Глуховский М.З., Баянова Т.Б., Кузьмин М.И., Баженова Г.Н., Елизаров Д.В., Лялина Л.М., Серов А.П. Анортозиты Сибирской платформы: геохронология, геохимия и механизмы формирования 204-207

Денисова Ю.В. Особенности отношения ZrO_2/HfO_2 в акцессорном цирконе Николайшорского массива, Приполярный Урал 207-210

Дрогобужская С.В., Баянова Т.Б., Стешенко Е.Н., Каулина Т.В., Лялина Л.М., Новиков А.И. Измерения REE в стандартных образцах циркона TEMORA 1 и 91500 методом LA-ICP-MS (ELAN 9000 DRC-e) для целей изучения реперных горных пород Арктики 210-214

Каулина Т.В., Ильченко В.Л., Лялина Л.М., Ганнибал М.А. Яврозерская кольцевая структура – возможная астроблема 214-217

Куликов В.С., Баянова Т.Б., Серов П.А., Куликова В.В., Бычкова Я.В. Плагиоклазсодержащие лерцолиты массива Какойва Куолаярвинской структуры: новые U-Pb и Sm-Nd возрастные данные 217-220

Москалёв О.М., Столбунов Р.А. Атмогеохимическое исследование западной части Припятского прогиба 221-223

Пуха В.В., Нивин В.А. Анализ временного ряда водорода в горной выработке подземного рудника, Ловозёрское редкометальное месторождение 223-226

Серов П.А., Баянова Т.Б., Чащин В.В., Кунаккузин Е.Л., Борисенко Е.С. Новые Sm-Nd данные о возрасте магматизма и метаморфизма Мончегорского рудного узла 227-229
Скуфьин П.К., Елизаров Д.В. Новые изотопно-геохимические данные по породам среднепротерозойских свит Имандра-Варзугского комплекса 230-233
Смолькин В.Ф. Проблема длительности и фазности формирования расслоенных интрузий палеопротерозоя Кольского региона 234-237

ОБЩАЯ И ГЕНЕТИЧЕСКАЯ МИНЕРАЛОГИЯ

Борисова В.В., Волошин А.В. Новые поступления в коллекцию Музея геологии и минералогии им. И.В. Белькова Геологического института КНЦ РАН в 2014 г. 239-243
Волошин А.В., Карпов С.М., Чернявский А.В. Новые данные о минералах. Первые находки в России и Кольском регионе 244-250
Волошин А.В., Чернявский А.В., Бочаров В.Н., Васильев Е.А. Рамановская спектроскопия минералов групп тетрадимита и алексита 251-255
Гракова О.В. Типоморфизм турмалина среднедевонских терригенных отложений алмазопроявлений Тимана 255-258
Житова Е.С., Яковенчук В.Н., Кривовичев С.В., Пахомовский Я.А., Иванюк Г.Ю. Приодные слоистые двойные гидроксиды Ковдорского массива, Кольский п-ов 258-260
Зиняхина Д.О., Сийдра О.И., Назарчук Е.В., Лукина Е.В. Минералоподобные соединения из возгонов: синтез и кристаллическая структура новых теллурит-хлоридов Pb и Cu 261
Иванов А.С. Новый критерий алмазоносности кимберлитов 262-264
Иванюк Г.Ю., Коноплёва Н.Г., Пахомовский Я.А., Базай А.В., Яковенчук В.Н., Романюк Д.В., Калашников А.О., Михайлова Ю.А. Титанит Хибинского массива 264-267
Калашникова Г.О., Селиванова Е.С., Яковенчук В.Н., Житова Е.С., Ганичева Я.Ю., Пахомовский Я.А., Савченко Е.Э., Базай А.В., Елизарова И.Р., Дрогобужская С.В., Герасимова Л.Г., Иванюк Г.Ю., Николаев А.И. Получение материалов с прогнозируемыми свойствами самосборкой титаносиликатных наноблоков 268-271
Карпов С.М., Волошин А.В., Савченко Е.Э., Чернявский А.В. Химический состав и распространенность минералов группы кричтонита в протерозойских метаморфических комплексах Кольского региона 271-278
Каулина Т.В., Аведисян А.А., Рябуха М.А., Томиленко А.А., Ильченко В.Л., Самигулин Р.Р. Флюидные включения в кварце на участках с урановой минерализацией Лицевского рудного узла, Кольский п-ов. 279-282
Коноплёва Н.Г., Иванюк Г.Ю., Пахомовский Я.А., Михайлова Ю.А., Яковенчук В.Н., Калашников А.О., Икорский С.В. Лопаритовая минерализация Хибинского массива 282-286
Москалев О.М., Вампилов М.В., Ищукова Л.П., Даниленко В.В. Be минерализация на Стрельцовском U месторождении, Забайкалье 286-289
Нерадовский Ю.Н., Войтеховский Ю.Л., Савченко Е.Э. Циркон в кристаллических сланцах Кейв 289-292
Пучкова М.В., Боруцкий Б.Е. К типоморфизму хибинского апатита 293-296
Сидоров М.Ю., Волошин А.В. Анатомия кристаллов циркона из эклогитов и пегматоидных образований 296-300
Сидоров М.Ю., Волошин А.В., Савченко Е.Э., Бочаров В.Н. Твердофазные включения в цирконе, клинопироксене и кианите из эклогитов и пегматоидов Куру-Ваары 301-303
Степенщиков Д.Г., Войтеховский Ю.Л. Особенности SV-трансформации фуллеренов 303-306
Степенщиков Д.Г., Войтеховский Ю.Л. О существовании фуллеренов с определённой симметрией 306-311
Страшненко Г.И. Феноменологическая теория морфогенеза кристаллов 312-323
Страшненко Г.И. Типоморфические и морфогенетические диаграммы кристаллов кубической сингонии 323-334
Тележкин АА., Чернявский А.В. Термометрия флюидных включений в золоторудных проявлениях Панареченской вулкано-тектонической структуры 335-338
Фришман Н.И. Стадийность и условия образования аметиста месторождения «Мыс Корабль» 339-341

ТЕХНОЛОГИЧЕСКАЯ И ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНАЯ МИНЕРАЛОГИЯ

Годнева М.М. Влияние составляющих компонентов на фазообразование синтетических аналогов минералов 343-346
Гуревич Б.И., Калинкина Е.В., Калинкин А.М., Тюкавкина В.В., Серова Е.С. Использование железорудного концентрата в качестве компонента специальных материалов . . .346-348

Калинкин А.М., Гуревич Б.И., Мазухина С.И., Калинкина Е.В., Тюкавкина В.В., Серова Е.С. Характеристики цементов щелочной активации на основе механоактивированного нефелина 349-352

Калинкина Е.В., Гуревич Б.И., Калинкин А.М., Мазухина С.И., Тюкавкина В.В., Серова Е.С. Влияние атмосферы измельчения на физико-химические свойства Mg-Fe шлаков и вяжущих щелочной активации на их основе 352-355

Нерадовский Ю.Н., Войтеховский Ю.Л., Касиков А.Г., Гришин Н.Н., Лихачева С.В. Перспективные направления технологической минералогии 355-359

Ракитина Е.Ю., Гришин Н.Н., Нерадовский Ю.Н. Восстановление Fe из титаномагнетита и изучение продуктов реакции 359-361

ЭКОЛОГИЯ

Гудков А.В., Мазухина С.И., Иванов С.В. Геохимическая оценка природных вод Хибинского массива 363-365

Даувальтер В.А., Кашулин Н.А., Денисов Д.Б. Динамика содержания тяжелых металлов в донных отложениях озер приграничной территории между Россией, Норвегией и Финляндией в последние столетия 366-368

Исагалиев М., Юлдашев Г. Ионный потенциал и катионная ёмкость сероземов 369-370

Мазухина С.И., Максимова В.В. Особенности взаимодействия «вода – нефть» в морских и речных системах Д. Востока 371-373

Максимова В.В., Мазухина С.И. Физико-химическое моделирование смешения морских и пресных вод в устье р. Нива 373-376

Самаров В.Н., Непомнящий В.З., Комлева Е.В. Концепция Кольского международного кластера технологий обращения с высокоактивными отходами и отработавшим ядерным топливом 376-377

Светлов А.В., Кравченко Е.А., Селиванова Е.А., Селезнев С.Г., Макаров Д.В., Маслобоев В.А. Моделирование кучного выщелачивания цветных металлов из природных и техногенных объектов Мурманской области 377-380

Яничева Н.Ю., Огинова О.А., Калашникова Г.О., Яковенчук В.Н., Иванюк Г.Ю., Савченко Е.Э., Пахомовский Я.А., Николаев А.И. Применение синтетического иванюкита для очистки жидких радиоактивных отходов с последующей консервацией радионуклидов в титанатной керамике 380-383

ФОТОРЕПОРТАЖ 384-391

ГЕОЛОГИЯ И СТРАТЕГИЧЕСКИЕ ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ КОЛЬСКОГО РЕГИОНА
Труды XII Всероссийской (с международным участием) Ферсмановской научной сессии
посвящённой 80-летию со дня рождения акад. РАН Ф.П. Митрофанова

г. Апатиты
6-7 апреля 2015 г.

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

Научное некоммерческое издание

Отпечатано в ООО К & М

184209 г. Апатиты Мурманской обл., ул. Ферсмана, д. 17 а
тел. / факс (881555) 77329

Тираж 100 экз.

