

ФЕДЕРАЛЬНОЕ ГОСУДАРСТВЕННОЕ БЮДЖЕТНОЕ УЧРЕЖДЕНИЕ НАУКИ ОРДЕНА ЛЕНИНА И ОРДЕНА ОКТЯБРЬСКОЙ РЕВОЛЮЦИИ ИНСТИТУТ ГЕОХИМИИ И АНАЛИТИЧЕСКОЙ ХИМИИ ИМ. В.И. ВЕРНАДСКОГО РОССИЙСКОЙ АКАДЕМИИ НАУК (ГЕОХИ РАН)

Труды XXXIII Международной конференции «Щелочной магматизм Земли и связанные с ним месторождения стратегических металлов»



В И ДЪ НОВОДЪВИЧЬЯ ГО МОНАСТЫРЯ И ЕГО ОКРЕСТНОСТЕЙ. (По рисунку де-бруква (1907 г)

Москва, 27 мая 2016

Труды XXXIII Международной конференции

Щелочной магматизм Земли и связанные с ним месторождения стратегических металлов

Школа "Щелочной магматизм Земли"

27 мая 2016

XXXIII International Conference "Alkaline Magmatism of the Earth and related strategic metal deposits"

School "Alkaline Magmatism of the Earth"

27 May 2016



Москва Moscow УДК 552.3:[553.49+553.81] ББК 26.3 Щ46

Ответственный редактор

доктор геолого-минералогических наук Л.Н. Когарко

Рецензенты:

кандидат геолого-минералогических наук В.А. Зайцев кандидат геолого-минералогических наук Н.В. Сорохтина кандидат геолого-минералогических наук В.Н. Ермолаева

Редакционная коллегия:

академик И.Д. Рябчиков д.г.-м.н. Е.М. Шеремет к.г.-м.н. В.А. Зайцев к.г.-м.н. Н.В. Сорохтина к.г.-м.н. В.Н. Ермолаева Организационный комитет

Председатель оргкомитета: Члены оргкомитета:

академик Л.Н. Когарко академик И.Д. Рябчиков д.г.-м.н. Е.М. Шеремет к.г.-м.н. В.А. Зайцев к.г.-м.н. Н.В. Сорохтина к.г.-м.н. В.Н. Ермолаева

Щелочной магматизм Земли и связанные с ним месторождения стратегических металлов. Школа "Щелочной магматизм Земли". Труды XXXIII Международной конференции. Федеральное государственное бюджетное учреждение науки Ордена Ленина и Ордена Октябрьской революции Институт геохимии и аналитической химии им. В.И. Вернадского Российской Академии Наук (ГЕОХИ РАН). Москва, 27 мая 2016 г. // Отв. Ред. Л.Н. Когарко. – М.: ГЕОХИ РАН, 2016. 162 с. -ISBN 978-5-905049-12-5.

"Alkaline Magmatism of the Earth and related strategic metal deposits". Abstracts of XXXIII International Conference. Vernadsky Institute of Geochemistry and Anlytical Chemistry of Russian Academy of Sciences (GEOKHI RAS). 27 May 2016/Editor-in-chief L.N. Kogarko. – M.: GEOKHI RAS, 2016. 162 p. - ISBN 978-5-905049-12-5.

В сборнике представлены материалы докладов XXXIII Международной конференции «Щелочной магматизм Земли и связанные с ним месторождения стратегических металлов». Рассмотрены вопросы геохимии, петрологии, минералогии и рудоносности щелочных пород, кимберлитов, карбонатитов и гранитов. Основное внимание уделено вопросам происхождения и эволюции щелочных массивов, а также материалам по месторождениям стретегических металлов. География изученного материала охватывает: массивы Карело-Кольской провинции, Ильмено-Вишневогорский комплекс (Урал), массивы Северного и Среднего Тимана, массивы Украинского щита, массив Одихинча (Полярная Сибирь), Катугинский массив, массив Томтор, Чуктуконский массив (Красноярский край), Хараелахский массив (Норильский район), Онгуренский комплекс (Западное Прибайкалье), изучены кимберлиты Якутии, породы юго-запада Сибирской платформы, описаны особенности магматизма Малого Кавказа, изучены включения в базальтовой магме о. Диско (Гренландия), Мальджангарский массив (Анабарский щит). Представлены материалы по выщелачиванию рудных минералов из щелочных пород. Сборник рассчитан на специалистов-геологов широкого круга.

ISBN 978-5-905049-12-5

© Институт геохимии и аналитической химии им. В.И.Вернадского РАН (ГЕОХИ РАН), 2016

Содержание

Субщелочное габбро Северного Тимана: особенности состава и возраст
Андреичев В.Л., Куликова К.В., Варламов Д.А9
U–Pв и Rb–Sr изотопно-геохронометрические системы в щелочных магматитах полуострова Канин
Андреичев В.Л., Соболева А.А., Сергеев С.А., Пресняков С.Л
ХИМИЗМ ПИРОХЛОРОВ КАТУГИНСКОГО NB-TA-ZR-РЗЭ МЕСТОРОЖДЕНИЯ
Базарова Е.П., Савельева В.Б14
ПЕРВИЧНЫЙ ИСТОЧНИК ФЛЮИДОВ В КАРБОНАТИТАХ ГУЛИНСКОГО МАССИВА
НА ОСНОВАНИИ ДАННЫХ ПО ИЗОТОПНОМУ СОСТАВУ ГЕЛИЯ И НЕОНА
А.И. Буйкин, Л.Н. Когарко, Й. Хопп, М. Трилофф16
НЕОАРХЕЙСКИЙ АНОРОГЕННЫЙ МАГМАТИЗМ КЕЙВСКОЙ СТРУКТУРЫ, КОЛЬСКИЙ ПОЛУОСТРОВ
ВЕТРИН В.Р
Минералого-геохимические особенности карбонатитов Мальджангарского массива, ЮВ часть Анабарского щита
Владыкин Н.В20
ФЛЮИДИЗАТНЫЙ МЕХАНИЗМ ОБРАЗОВАНИЯ КИМБЕРЛИТОВЫХ И ЛАМПРОИТОВЫХ ТРУБОК
Гаевский О.В., Бекеша С.Н., Яценко Г.М
Минералого-геохимические особенности туфогравелитов щелочно-ультраосновного состава триасового возраста на Севере Оленекского поднятия (Якутия)
Голубева Ю.Ю., Колесникова Т.И26
Базитовый магматизм и процессы рудообразования в Северном Забайкалье
Гонгальский Б.И., Криволуцкая Н.А., Макарьев Л.Б., Мурашов К.Ю. , Павлович Г.Д. , Тимашков А.Н
Диатрема жерловой эруптивной брекчии Костомукшского рудного района (Карелия, Россия)
Горьковец В.Я., Рудашевский Н.С., Рудашевский В.Н
Типоморфизм апатита пегматитовых жил массива Одихинча, Маймече-Котуйская щелочная провинция, Полярная Сибирь
Гриценко Ю.Д., Фомина А.Д32
Зональный стенструпин из пегматита Палитра (Ловозёрский массив, Кольский полуостров)
Ермолаева В.Н., Ван К.В., Чуканов Н.В35
Ядерно-геофизическая аппаратура для опробования и анализа руд месторождений стратегических металлов
Ефименко О.С., Диханов Е.Н., Ефименко С.А
Результаты тектонофизических исследований в южной части Хибинского плутона (CB Фенноскандинавского щита)
Жиров Д.В., Сим Л.А., Маринин А.В41
Выщелачивание эвдиалита разбавленной азотной кислотой
Зайцев В.А. Кононкова Н.Н43
Возможность сохранения кремнекислородных структур при солянокислотном разложении эвдиалита
Зайцев В.А., Медведева Л.С., Чуканов Н.В45

ОБ ИЗМЕНЕНИИ ПЕТРОЛОГО-ПЕТРОФИЗИЧЕСКИХ СВОЙСТВ КИМБЕРЛИТОВ В ГИПЕРГЕННЫХ УСЛОВИЯХ Особенности постмагматического изменения кимберлитов ПРОШЕССЫ СИЛИКАТНО-КАРБОНАТНОЙ НЕСМЕСИМОСТИ ПРИ ФОРМИРОВАНИИ ФОНОЛИТОВЫХ ДАЕК Ковдорского массива (Кольский полуостров) ПРОМЫШЛЕННЫХ Новая ТЕХНОЛОГИЯ ПРОГНОЗИРОВАНИЯ ЭКЗОГЕННО-ИНФИЛЬТРАЦИОННЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ УРАНА В ОСАДОЧНОМ ЧЕХЛЕ УКРАИНСКОГО ЩИТА Кимберлиты и родственные породы севера Анабарского района, Якутия: петрографо-ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ТИПИЗАЦИЯ ДЕВОНСКИЕ УЛЬТРАМАФИЧЕСКИЕ ЛАМПРОФИРЫ ИРКИНЕЕВО-ЧАДОБЕЦКОГО ПРОГИБА ЮГО-ЗАПАЛА Сибирской платформы КАРГИН А.В., НОСОВА А.А., ПОСТНИКОВ А.В., ЧУГАЕВ А.В., ПОСТНИКОВА О.В., ПОПОВА Л.П., ПОШИБАЕВ В.В., САЗОНОВА Л.В., ДОКУЧАЕВ А.Я., СМИРНОВА М.Д. Закономерности фракционирования Zr и Hf в процессах дифференциации щелочных и КАРБОНАТИТОВЫХ РАСПЛАВОВ ОПЫТ ИСПОЛЬЗОВАНИЯ ЯЗЫКА RHA ДЛЯ РАБОТЫ С АНАЛИЗАМИ ШЕЛОЧНЫХ ГОРНЫХ ПОРОД РЕДКОЗЕМЕЛЬНАЯ МИНЕРАЛИЗАЦИЯ КАРБОНАТИТОВ ТИКШЕОЗЕРСКОГО МАССИВА (С. КАРЕЛИЯ) Лавилковский шток гиперсольвусных сиенитов (Украинский шит) Некоторые особенности Ск-диопсид-флогопитовых ксенолитов и мегакристы клинопироксена из КИМБЕРЛИТОВ ТРУБКИ ИМ. В. ГРИБА ЛЕБЕДЕВА Н.Н., САЗОНОВА Л.В., КАРГИН А.В., НОСОВА А.А. ПЕТРОЛОГИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ РУДОНОСНОСТИ МЕЗОЗОЙСКОГО МАГМАТИЗМА МАЛОГО КАВКАЗА МАМЕДОВ М.Н., БАБАЕВА Г.Дж., ГАСАНГУЛИЕВА М.Я., АБАСОВ К.Ф. Состав фенокристов вулкана Гауссберг (Антарктида) Мигдисова Н.А., Сущевская Н.М., Соболев А.В., Кузьмин Д.В. Новое о природе галита в кимберлитах (на примере трубки Интернациональная, Западная Якутия) Минин В.А., Толстов А.В......79 Изотопно-геохимические характеристики, модельный возраст субстрата и модели МАГМОГЕНЕРАЦИИ КАРБОНАТИТОВЫХ КОМПЛЕКСОВ УРАЛЬСКОЙ СКЛАДЧАТОЙ ОБЛАСТИ (НА ОСНОВЕ RB-SR, SM-ND- И LU-НF ИЗОТОПНЫХ ДАННЫХ) Гранаты И ЭКЛОГИТОВОГО ПАРАГЕНЕЗИСОВ ИЗ ПАЛЕОПРОТЕРОЗОЙСКИХ ПЕРИЛОТИТОВОГО МЕТАКИМБЕРЛИТОВ КИМОЗЕРО: ЗНАЧЕНИЕ ДЛЯ РЕКОНСТРУКЦИИ ОСОБЕННОСТИ ДРЕВНЕЙ ЛИТОСФЕРНОЙ МАНТИИ КАРЕЛЬСКОГО КРАТОНА Носова А.А., Каргин А.В., Щербакова Т.Е., Колесникова Т.И., Кондрашов И.А.,

Рудоносность расплавов, формировавших лампрофиры Томторского массива
Панина Л.И., Рокосова Е.Ю., Исакова А.Т., Толстов А.В
Особенности химизма минералов из слюдитов трубки Удачная
Похиленко Л.Н90
Особенности эволюции состава и строения литосферной мантии Сибирской платформы в связи с процессами формирования алмазных месторождений и перспективами их выявления
Похиленко Н.П., Агашев А.М., Афанасьев В.П., Мальковец В.Г., Похиленко Л.Н
Минеральный состав лампроитов Южного Урала
Прибавкин С.В94
Зональность породообразующих магнетитов, апатитов и карбонатов карбонатитов и фоскоритов Ковдорского щелочно-ультраосновного комплекса, Кольский п-ов
Расс И.Т96
U-PB SHRIMP-II ДАТИРОВАНИЕ ТИТАНИТА: ОЦЕНКА ВРЕМЕНИ ОБРАЗОВАНИЯ АПАТИТ-НЕФЕЛИНОВОЙ МИНЕРАЛИЗАЦИИ ХИБИНСКОГО И ЛОВОЗЕРСКОГО ЩЕЛОЧНЫХ МАССИВОВ (КОЛЬСКИЙ ПОЛУОСТРОВ)
Родионов Н.В., Лепехина Е.Н., Антонов А.В., Беляцкий Б.В., Арзамасцев А.А., Сергеев С.А
Окислительно-восстановительные параметры мантийных источников кимберлитов и щелочно- ультрамафических магм
Рябчиков И.Д102
Возраст и источники платиноносных дунитов массива Кондёр (Алданский щит)
Саватенков В.М.,, Мочалов А.Г103
Минеральный состав и геохимия щелочных метасоматитов Онгуренского карбонатитового комплекса (Западное Прибайкалье)
Савельева В.Б., Базарова Е.П106
ПЕТРОЛОГИЧЕСКАЯ ИНТЕРПРЕТАЦИЯ СОСТАВОВ КЛИНОПИРОКСЕНОВ ДЕВОНСКИХ СУБЩЕЛОЧНЫХ БАЗИТОВ Восточного Приазовья (юг Восточно-Европейской платформы)
Сазонова Л.В., Носова А.А., Юткина Е.В., Каргин А.В., Шумлянский Л.В
Геохимия циркона из редкометалльных месторождений безнефелиновых сиенитов Украинского щита
Скублов С.Г., Левашова Е.В., Ли СХ. , Кривдик С.Г., Возняк Д.К., Кульчицкая А.А 111
Карбонатные фазы из айликитов, Ильбокическое поднятие, ЮЗ Сибирь
Смирнова М.Д., Носова А.А., Минервина Е.А
ПЕРОВСКИТ ИЗ ТИТАНОМАГНЕТИТ-ПЕРОВСКИТОВОЙ РУДЫ МЕСТОРОЖДЕНИЯ АФРИКАНДА
Соколов С.В., Нечелюстов Г.Н., Быстров И.Г116
МЕТАН И СВОБОДНЫЙ УГЛЕРОД В ПЕРВИЧНОЙ БАЗАЛЬТОВОЙ МАГМЕ (О. ДИСКО, ГРЕНЛАНДИЯ)
Соловова И.П., Аверин А.А., Рябчиков И.Д., Ширяев А.А
Урановое оруденение щелочных гранитов массива Гремяха-Вырмес, Кольский п-ов
Сорохтина Н.В., Шпаченко А.К., Когарко Л.Н., Кононкова Н.Н
Влияние плюма Тристан-да-Кунья на толеитовый магматизм в Южной Атлантике (по результатам изучения материалов скв. 513 а DSDP)
Сущевская Н.М., Шишкина Т.А., Портнягин М.В., Батанова В.Г
ПРОБЛЕМЫ РАЗВЕДКИ СЕВЕРНОГО И ЮЖНОГО УЧАСТКОВ ТОМТОРСКОГО РУДНОГО ПОЛЯ
Толстов А.В., Слепцов А.П., Рылов Д.А., Баранов Л.Н

Первые данные по (Камчатка)	COCTABAM	РАСПЛАВНЫХ	ВКЛЮЧЕНИЙ	В МИНЕРАЛАХ	Ичинского	ВУЛКАНА
Толстых М.Л., І	ПЕВЗНЕР М.	.М., НАУМОВ	В.Б., Бабансь	сий А.Д		
Петро-геохимические (Северный Тима	ОСОБЕ Н)	ЕННОСТИ	СИЕНИТОВ	МАССИВА	Малый	Камешек
Удоратина О.В,	АНДРЕИЧЕ	в В.Л		••••••		
SM-ND ДАТИРОВАНИЕ РУ	дных мине	РАЛОВ НОВОБО	ОБРОВСКОГО М	ЕСТОРОЖДЕНИЯ	(Средний Тима	.н)
Удоратина О. В	., КАЗАНЦЕІ	ва М.И., Сава	ТЕНКОВ В. М		••••••	
Ультракалиевые сиени	иты Средне	го Тимана: А	R-AR ДАННЫЕ			
Удоратина О.В.	, Травин А	.В., Куликов	а К.В. , Варла	мов Д.А	••••••	
Эволюция пироксено сиенитов Кольс	В В ВЫСОК КОГО ПОЛУО	ОЩЕЛОЧНЫХ 1 ОСТРОВА	МАГМАТИЧЕСК	ИХ СИСТЕМАХ І	НА ПРИМЕРЕ АГІ	ПАИТОВЫХ
Филина М.И., К	ОГАРКО Л.І	Н., Кононков	A H.H	••••••		
Породы Инаглинского) МАССИВА (Центральный	і Алдан) как	КУМУЛЯТЫ ЛАМІ	ПРОИТОВОГО РАС	ПЛАВА
Чайка И.Ф., Изс	ох А.Э			••••••	••••••	141
Ниобиевая минерали: Красноярский к	ЗАЦИЯ В КА РАЙ	АРБОНАТИТАХ	Чуктуконско	ого массива,	ЧАДОБЕЦКОЕ І	ПОДНЯТИЕ,
ЧЕБОТАРЕВ Д.А.,	Дорошкее	вич А.Г., Шар	ыгин В.В	••••••	••••••	
Западная часть Хар. рудоносность	АЕЛАХСКОГС	О МАССИВА ((Норильский	РАЙОН): ГЕО.	ЛОГИЧЕСКОЕ СТ	РОЕНИЕ И
Чикатуева В.Ю				••••••	••••••	147
К-Рв- И К-ВА-ФАЗЫ ГРУІ	ППЫ ДЖЕРФІ	ИШЕРИТА В ВЫ	СОКОКАЛЬЦИЕІ	ВЫХ ПОРОДАХ		
Шарыгин В.В	••••••			••••••	••••••	150
ЭКАНДРЮСИТ ZNTIO3 В І	ЦЕЛОЧНЫХ І	ГРАНИТАХ КАТ	УГИНСКОГО МА	ассива, Забайк	АЛЬЕ	
Шарыгин В.В.,	Старикова	A.E		••••••		
Кимберлиты, связанны ДДВ с Восточны	ІЕ С ДЕВОНС ІМ ПРИАЗОВ	КИМ УЛЬТРАЩ ЬЕМ	ЕЛОЧНЫМ-ЩЕЈ	ІОЧНЫМ МАГМАТ	ГИЗМОМ ЗОНЫ СС	ЧЛЕНЕНИЯ
Шеремет Е.М	••••••			••••••		156
ПРОЯВЛЕНИЯ РУДОГЕНЕЗ	А ФЛЮИДИЗ.	АТНО-ЭКСПЛОЗ	ВИВНОГО ТИПА	в Прикарпатье		
Яценко Г.М., Би	скеша С.Н.	, ФЕДЧУН А.С		••••••		
STRATIGRAPHY AND COM	POSITION OF	TUFF 7 (SITE G	, LOCALITY 8),	LAETOLI, TANZA	NIA	
ZAITSEV A.N., SA Mwankunda 1J.	VCHENOK A	.I., ZAITSEVA	O.A., PAGOLSH	KAYA M.N., LEA	CH L., LEACH M.	., 159
Пикрит-трахибазальто	ЭВЫЙ КОМПЈ	ЛЕКС СЕВЕРНО	го Тамдытау	(Центральные]	Кызылкумы)	
Диваев Ф.К., Мі	1РКАМАЛОВ	P.X		•••••	•••••••••••••••••••••••	161

Субщелочное габбро Северного Тимана: особенности состава и возраст <u>Андреичев В.Л.</u>*, Куликова К.В.*,**, Варламов Д.А.***

*Институт геологии Коми НЦ УрО РАН, andreichev@geo.komisc.ru **Сыктывкарский государственный университет им. Питирима Сорокина, fopolina1@yandex.ru ***ИЭМ РАН, dima@iem.ac.ru

Тиман и п-ов Канин представляют собой вытянутую в северо-западном направлении от Полюдова Камня до мыса Канин Нос п-ова Канин крупную орографически выраженную структуру (Тиманскую гряду), ограничивающую с юго-запада Печорскую плиту и входящую в ее состав. Фундамент плиты (тиманиды) сложен в различной степени метаморфизованными осадочными, преимущественно терригенными, и магматическими породами позднедокембрийского возраста, локально обнаженными в сводовых частях горстообразных поднятий. Одним из таких поднятий является Северный Тиман, где наблюдаются интрузивные породы основного, щелочного и кислого составов, прорывающие осадочнометаморфические отложения барминской серии, датируемой по детритным цирконам поздним рифеем (Андреичев и др., 2014).

Оливин-керсутитовые габбро слагают небольшой (150 × 120м) выход в районе устья р. Румяничной на восточном побережье Чёшской губы, вскрыты двумя скважинами в 2 км к юго-востоку от устья р. Румяничной и по геофизическим данным (Скрипниченко, 1978) относятся к одному массиву площадью около 45 км². Контакты габбро с вмешающими породами нигде не обнажены. Габбро прорываются маломощными (до 30 см) жилами мелкозернистых сиенитов, биотитовых гранитов и дайкой щелочных габброидов мощностью 1.5 м. В разрезах скважин, каждая глубиной около 300 м, наблюдается переслаивание габбро с сиенитами. Мощности сиенитовых тел изменяются от 1 до 100 м. В районе мыса Большой Румяничный и оз. Халэвто габбро встречаются в сиенитах лишь в виде небольших (до 1 м в поперечнике) ксенолитов, нередко интенсивно сиенитизированных.

Габбро, рассматриваемые как эссекситовые (Мальков, 1972), щелочные (Скрипниченко, 1978) или оливин-керсутитовые (Геологическая эволюция..., 1985; Костюхин, 1987), являются в большинстве случаев оливинсодержащими и безоливиновыми амфибол-пироксеновыми разновидностями. Неизмененные габбро представляют собой серовато-черные, массивные, мелко-, средне- и крупнозернистые породы. Главными минералами габбро являются плагиоклаз лабрадор-битовнитового состава, клинопироксен (салит) и амфибол (титанистый паргасит). Во второстепенных количествах встречаются оливин, ортопироксен, биотит, фтористый апатит, титаномагнетит, ильменит, циркон и сульфиды (пирит, халькопирит, сульфиды железа-кобальта-никеля). Вторичные минералы представлены серпентином, тальком, актинолитом, хлоритом, иногда эпидотом, клиноцоизит-кварцевым симплектитом. В сиенитизированных габбро появляются темно-зеленая гастингситовая роговая обманка, микроклин-пертит, гранат. Ильменит образует в породе как крупные кристаллы, также развит в виде субмикронных образований в клинопироксене и амфиболе. Ранее амфибол диагностировался как керсутит, поскольку субмикронные включения ильменита влияли на содержание титана в валовом химическом составе минерала, и порода была названа «керсутитовое габбро» (Костюхин, 1987). Нами установлено, что количество титана в амфиболе (микрозондовые исследования), пересчитанное на формульные единицы, варьирует от 0,25 до 0,29, что соответствует титанистой паргаситовой роговой обманке и титанистому паргаситу, в керсутите же этот показатель должен превышать 0,5. Следовательно термин «керсутитовое габбро» в данном случае является некорректным.

Петрохимически породы соответствуют субщелочным габброидам, наименее дифференцированные разности – габброидам нормального ряда, а наиболее дифференцированные (единичные составы) – щелочным разновидностям. В нормативном составе пород характерны ортоклаз (от 8 до 22 об. %) и нефелин (от 0,4 до 12 об. %). В субщелочных габбро отмечаются повышенные концентрации Ti (1,4 – 2 мас. %), Nb (10-28 г/т), Y (13-22 г/т), а также повышенные содержания Rb, Ba, Sr и LREE, все это указывает на плюмовый источник формирования расплава (Hofmann,1997), из которого кристаллизовались рассматриваемые габброиды.

Время формирования субщелочных габбро устья р. Румяничной достаточно надежно установлено по различным изотопно-геохронометрическим системам. К–Аг возрастные данные по двум образцам биотита и пяти амфиболов варьируются в узком интервале 615–595 млн лет (Андреичев, 1998). При U–Pb датировании цирконов методом масс-спектрометрии вторичных ионов на ионном микрозонде SHRIMP-II был получен конкордантный возраст 614 ± 2 млн лет (Larionov et al., 2004).

Sm–Nd возраст, установленный нами по образцу субщелочного габбро в целом и выделенной из него монофракции амфибола, равен 619 ± 35 млн лет. Средневзвешенный Pb–Pb возраст шести зерен циркона из этого же образца, датируемых методом ступенчатого испарения свинца, составил 616 ± 3 млн лет.

Полученные результаты свидетельствуют о том, что формирование субщелочных габбро происходило в раннем венде, если принимать современную оценку возраста нижней границы венда 640 ± 5 млн лет (Семихатов и др., 2015). Вещественные характеристики субщелочных габбро указывают на глубинный обогащенный мантийный источник формирования расплава, связанный с действием плюма

Исследования выполнены при частичной финансовой поддержке проекта УрО РАН № 15–18–5–40.

Литература

Андреичев В.Л. Изотопная геохронология интрузивного магматизма Северного Тимана. Екатеринбург: УрО РАН, 1998. 90 с.

Андреичев В.Л. Эволюция фундамента Печорской плиты по изотопно-геохронологическим данным: Автореф. дис. ... доктора геол. -минер. наук. Екатеринбург, 2010. 46 с.

Андреичев В.Л., Соболева А.А., Герелс Дж. U–Pb возраст и источники сноса обломочных цирконов из верхнедокембрийских отложений Северного Тимана // Стратиграфия. Геологическая корреляция, 2014, т. 22 № 2, С. 32–45.

Геологическая эволюция и минерагения Тимана / В.Г. Гецен, В.Л. Андреичев, В.В. Беляев и др. Сыктывкар: Коми филиал АН СССР, 1985. 24 с.

Костюхин М.Н., Степаненко В.И. Байкальский магматизм Канино-Тиманского региона. Л.: Наука. 1987. 232 с.

Мальков Б.А. Петрология дайковой серии щелочных габброидов Северного Тимана. Л.: Наука, 1972. 128 с.

Семихатов М.А., Кузнецов А.Б., Чумаков Н.М. Изотопный возраст общих стратиграфических подразделений верхнего протерозоя (рифея и венда) России: эволюция взглядов и современная оценка // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2015. Т. 23. № 6. С. 16–27.

Скрипниченко В.А. Габбро-сиенитовый комплекс Северного Тимана // Докл. АН СССР. 1978. Т. 238. № 1. С. 211–214.

Hofmann A.W. Mantle geochemistry: the message from oceanic volcanism // Nature, 1997, v. 385, p. 219-229

Larionov A.N., Andreichev V.L., Gee D.G. The vendian alkaline igneous suite of northern Timan: ion microprobe U–Pb zircon ages of gabbros and syenute // The Neoproterozoic Timanide Orogen of Eastern Baltica / Eds. D.G. Gee, V. Pease. Geol. Soc., London. Mem. 2004. № 30. P. 69–74.

U–Pb и Rb–Sr изотопно-геохронометрические системы в щелочных магматитах полуострова Канин

Андреичев В.Л.*, Соболева А.А.*, Сергеев С.А.**, Пресняков С.Л.**

*Институт геологии Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар, izo@geo.komisc.ru, aa_soboleva@mail.ru **ЦИИ ВСЕГЕИ, Sergey_Sergeev@vsegei.ru, Sergey_Presnyakov@vsegei.ru

Тиман и п-ов Канин образуют вытянутую в северо-западном направлении от Полюдова Камня до мыса Канин Нос п-ова Канин крупную орографически выраженную структуру (Тиманскую гряду) протяженностью более 1000 км при ширине 80–160 км. Она является юго-западным структурным ограничением Печорской плиты, включается в ее состав и состоит из отдельных кулисообразно расположенных, горстообразных удлиненных поднятий, в сводовых частях которых локально обнажены структурно-вещественные комплексы консолидированного фундамента (тиманиды). На п-ове Канин верхнедокембрийские осадочно-метаморфические толщи и прорывающие их магматические породы слагают хр. Канин Камень.

Единственный выход интрузивных пород различного состава находится в северо-западной части п-ова на побережье Баренцева моря в приустьевых частях рек Большая и Малая Пидерцелха, где в отливно-приливной зоне выходят на поверхность биотит-мусковитовые граниты с жильной фацией, контактирующие с монцонитами, и дайки щелочных габброидов. Породы локализованы в зоне разлома северо-западного простирания. Вмещающими являются верхнерифейские ставролит-гранат-кварцбиотитовые сланцы табуевской серии.

Монцониты наблюдаются в единственном выходе размерами около 120 × 40 м, обнаруженном Ю.П. Ивенсеном (1964) в 1.2 км к юго-востоку от устья р. Малая Пидерцелха. Впоследствии их детальное структурно-петрографическое изучение было проведено М.Н. Костюхиным (Костюхин, Степаненко, 1987). Контакты с вмещающими породами скрыты под отложениями пляжа и лишь на микроучастке протяженностью около 2 м наблюдается контакт монцонитов с гранитами. Состав пород изменяется от монцогаббро до сиенита, а структура от офитовой до монцонитовой. Преобладают массивные среднезернистые породы, цвет которых варьирует от зеленовато-серого на меланократовых участках до мясо-красного на лейкократовых. Главными минералами являются плагиоклаз, клинопироксен и щелочной полевой шпат, во второстепенных количествах присутствует биотит, к акцессорным относятся ильменит, апатит, сфен, циркон, пирит, гематит, гранат, рутил. Вторичные минералы представлены актинолитом, хлоритом, эпидотом, клиноцоизитом, серицитом, карбонатом.

Монцониты, а также граниты, прорываются дайками щелочных габброидов мощностью 1–2.5 м и протяженностью до 100 м. Они имеют субширотную ориентировку с крутым падением на север. Ю.П. Ивенсен (1964) определяет породы как лампрофиры, называя оливиновыми керсантитами, а Б.А.

Мальков (1968) считает их эссекситовыми долеритами. Отобранная нами порода для датирования цирконов, прорывающая граниты, имеет темно-коричневый цвет, массивная, порфировидная, мелкозернистая. Порфировидные выделения представлены единичными крупными, до 1.5 см, зернами керсутита с вытянутыми скругленными сечениями. В них по трещинам и по периферии отмечается слабая хлоритизация. Основная масса имеет гипидиоморфнозернистую структуру и сложена сильно удлиненными призмами нацело замещенного титанитом и хлоритом пироксена или амфибола (около 30% объема основной массы), зональными лейстами плагиоклаза с соссюритизированным ядром и чистыми альбитовыми краями, ксеноморфными зернами кислого плагиоклаза, идиоморфными чешуйками биотита (около 10 %), рудным минералом - предположительно магнетитом (около 10%). Кроме того, в породе наблюдаются ксеноморфные участки, сложенные пелитизированным, с подтеками гидроксидов железа, цеолитом (?), развивающимся по плагиоклазу и/или фельдшпатоидам. В сумме лейкократовые минералы слагают около 50 % породы. Акцессорные минералы представлены большим количеством удлиненно-призматического и игольчатого апатита и цирконом. Вторичными являются минералы группы эпидота, хлорит, кальцит, цеолит (?) и гидроксиды железа. По химическому составу порода соответствует наиболее щелочным разновидностям эссекситов, однако она отличается от пород, изучавшихся Ю. П. Ивенсеном (1964) и Б.А. Мальковым (1968), отсутствием оливина и более кислым составом (таблица).

Химический состав (мас. %) щелочных габброидов

Оксиды	1	2			
SiO ₂	40.34	47.66			
TiO ₂	2.72	2.46			
Al ₂ O ₃	15.47	16.31			
Fe ₂ O ₃	6.79	5.19			
FeO	5.24	6.56			
MnO	0.19	0.19			
MgO	11.12	4.85			
CaO	5.82	3.29			
Na ₂ O	1.94	3.89			
K ₂ O	1.57	4.17			
P_2O_5	0.61	0.87			
Ппп	9.28	4.05			
Сумма	100.48	99.49			
H ₂ O-	9.28	0.18			
CO ₂	2.85	0.63			

Примечание. 1 – эссекситовый долерит по данным Б.А. Малькова (1968), 2 – щелочной габброид, обр. 27, данные авторов

Если основываться на гипабиссальном облике породы и идиоморфизме темноцветных минералов относительно полевых шпатов, то ее можно назвать лампрофиром, однако и эссекситы могут обладать сходными петрографическими особенностями, поэтому термин «эссекситовый долерит», предложенный Б.А. Мальковым, также может быть использован. Ввиду наличия вторичных изменений в породе и невозможности однозначной идентификации всех слагавших ее изначально минералов мы применяем более общее название «щелочной габброид».

Геологические наблюдения свидетельствуют о следующей последовательности формирования интрузивных пород: граниты – монцониты – щелочные габброиды. Указанием на более древний возраст гранитов служит отсутствие в монцонитах секущих пегматитовых и аплитовых жил, которые наблюдаются в гранитах и породах рамы, а также U–Pb (SIMS, SHRIMP-II) возраст цирконов из гранитов, равный 883 \pm 16 млн лет (Андреичев, Соболева, 2012). В настоящее время получены новые данные по монцонитам и щелочным габброидам. Возраст монцонитов, установленный Rb–Sr методом по шести образцам породы в целом, составляет 604 \pm 13 млн лет (I_{Sr} = 0.70476 \pm 0.00014, CKBO = 0.5). При U–Pb (SIMS, SHRIMP-II) датировании шести зерен циркона из щелочного габброида по 10 аналитическим точкам получен конкордантный возраст 504 \pm 7 млн лет (CKBO = 1.3).

Таким образом, геохронологические результаты подтверждают намечаемую по геологическим данным дискретность магматизма. Кроме того, они достаточно хорошо согласуются с возрастом однотипных пород Северного Тимана. Так, Rb–Sr возраст сиенитов массива Большой Румяничный составляет 590 \pm 5 млн лет (Андреичев, 1998), а U–Pb (SIMS, SHRIMP-II) – 613 \pm 7 млн лет (Larionov et al., 2004). Сиениты массива Крайний Камешек характеризуются следующими возрастами: Rb–Sr – 603 \pm 6 млн лет (Андреичев, 1998), Pb–Pb (Pb-evaporation) – 613 \pm 2 млн лет (Андреичев, 2000).

Исследования выполнены в рамках проекта УрО РАН № 15-18-5-40.

Литература

Андреичев В.Л. Изотопная геохронология интрузивного магматизма Северного Тимана. Екатеринбург: УрО РАН, 1998. 90 с.

Андреичев В.Л., Ларионов А.Н. ²⁰⁷Pb/²⁰⁶Pb датирование единичных кристаллов циркона из магматических пород Северного Тимана // Изотопное датирование геологических процессов: новые методы и результаты. Тезисы докладов I Российской конференции по изотопной геохронологии. М.: ГЕОС, 2000. С. 26-28.

Андреичев В.Л., Соболева А.А. Rb–Sr и U–Pb изотопно-геохронометрические системы в гранитах пова Канин // Геохронометрические изотопные системы, методы их изучения, хронология геологических процессов. Материалы V Российской конференции по изотопной геохронологии. М.: ИГЕМ РАН, 2012. С. 33–36.

Ивенсен Ю.П. Магматизм Тимана и полуострова Канин. М.; Л.: Наука, 1964. 126 с.

Костюхин М.Н., Степаненко В.И. Байкальский магматизм Канино-Тиманского региона. Л.: Наука, 1987. 232 с.

Мальков Б.А. Эссекситовые долериты полуострова Канин // Геохимия, минералогия и петрография севера Урала и Тимана. Сыктывкар: Ин-т геологии Коми фил. АН СССР, 1968. С. 29–34.

Larionov A.N., Andreichev V.L., Gee D.G. The vendian alkaline igneous suite of northern Timan: ion microprobe U–Pb zircon ages of gabbros and syenute // The Neoproterozoic Timanide Orogen of Eastern Baltica / Eds. D.G. Gee, V. Pease. Geol. Soc., London. Mem. 2004. № 30. P. 69–74.

Химизм пирохлоров Катугинского Nb-Ta-Zr-P3Э месторождения

Базарова Е.П., Савельева В.Б.

Институт земной коры СО РАН, г. Иркутск

Катугинское месторождение в Восточной Сибири является уникальным по запасам месторождением редкоземельно-ниобий-танталовых руд с криолитом в щелочных гранитах [Осокин и др., 2000; Ларин и др., 2002]. Месторождение находится на юге Сибирской платформы, в Чаро-Удоканском районе Читинской области и приурочено к границе раннепротерозойского Кодаро-Удоканского протоплатформенного прогиба с Катугинским выступом архейского Алданского щита [Архангельская, 1993]. Породы катугинского комплекса, с которыми связано месторождение, представлены средне- и мелкозернистыми, местами пегматоидными, нередко гнейсовидными, лейкократовыми и мезократовыми кварц-альбит-микроклиновыми гранитами, среди которых выделяются биотитовые, биотит-амфиболовые, эгирин-амфиболовые и эгириновые разности. Биотитовые граниты относятся к плюмазитовым гранитам нормальной и повышенной щелочности с повышенными содержаниями Мо, Ве, Y, F, Nb, Th, Zr, Sn, Rb. Эгирин-амфиболовые граниты представляют собой агпаитовые граниты с концентрациями Nb, Ta, Zr, U, Sn более чем на порядок превышающими таковые в палингенных гранитах нормальной щелочности. Амфиболовые граниты являются продуктами постмагматического изменения эгириновых гранитов, либо измененными натриевыми щелочными растворами биотитовыми гранитами.

Пирохлор является одним из главных рудных минералов пород катугинского комплекса, в наибольших количествах встречаясь в эгириновых и эгирин-амфиболовых гранитах, где образует скопления зерен площадью до нескольких см² с величиной отдельных зерен до 2 мм. Целью данной работы является характеристика особенностей состава пирохлоров из разных типов гранитов катугинского комплекса.

Зерна пирохлоров из эгирин-амфиболовых гранитов имеют размер до 200 микрон и преимущественно сглаженную форму. Срастания зерен пирохлора с зернами циркона указывают на одновременность кристаллизации этих минералов. В виде включений и прожилков размером 5-10 микрон пирохлоры содержат такие минералы как флюорит, магнетит, рутил; проявлено развитие по пирохлору бастнезита. По сравнению с пирохлорами из других разновидностей пород, данные пирохлоры отличаются повышенным в среднем содержанием (вес.%): SiO₂ (4.37), UO₂ (2.13), PbO (2.4) и пониженными TiO₂ (4.65), F (1.52). Сумма РЗЭ в среднем составляет 8.53, при этом РЗЭ иттриевой группы отсутствуют. Ta₂O₅/Nb₂O₅ 0.07, (Ta₂O₅+Nb₂O₅)/TiO₂ 12.74. В эгириновых гранитах зерна пирохлоров имеют такие же размеры и также обычно сглаженные края. В виде включений и прожилков размером в среднем до 10 микрон отмечаются магнетит, рутил, бастнезит, твейтит, гагаринит, кварц, пироксен и альбит. Данные пирохлоры отличаются наибольшим содержанием Al₂O₃ (0.53) и наименьшим содержанием FeO (1.39), CaO (1.41), ThO₂ (0.48) и Nb₂O₅ (51.26). Отношение Ta₂O₅/Nb₂O₅ 0.06, (Ta₂O₅+Nb₂O₅)/TiO₂ 7.76, сумма РЗЭ 11.98, TR_{Ce}/TR_Y изменяется от 1:6 до 1:10, в среднем составляя 1:3. В зернах пирохлоров из эгириновых и эгирин-амфиболовых гранитов отчетливо выражена зональность в виде темных и светлых участков. В темных участках по сравнению со светлыми повышены содержания SiO₂, UO₂, Ta₂O₅ и понижены содержания Nd₂O₃, Nb₂O₅, F и редкоземельных элементов. Эти участки характеризуются пониженными сумма оксидов, что позволяет рассматривать их как результат гидротермального изменения.

В биотитовых гранитах пирохлоры образуют микровключения и мелкие зерна размером до 10 микрон в ассоциации с синхизитом, кальцитом, цирконом, ильменитом, флюоритом, биотитом, калиевым полевым шпатом, магнетитом и кварцем. Пирохлоры биотитовых гранитов отличаются наибольшими содержаниями Na₂O (3.22) и наименьшими – SiO₂ (2.5), UO₂ (0.69) и Ta₂O₅ (1.99). Отношение Ta₂O₅/Nb₂O₅ 0.04, (Ta₂O₅+Nb₂O₅)/TiO₂ 14.12, сумма P3Э 17.76, TR_{Ce}/TR_Y изменяется в широких пределах от 1:0.22 до 1:12.2, в среднем составляя 1:2. Отмечается увеличение центра к краю зерен содержаний SiO₂, TiO₂, FeO, Ce₂O₃, Ta₂O₅ и уменьшение - CaO, Na₂O, Nd₂O₃, UO₂, Nb₂O₅ и F. В биотит-амфиболовых гранитах пирохлоры были обнаружены в виде сростков с цирконом. Зерна размером 10–50 микрон имеют сглаженную округлую форму, зональность в них не наблюдается. По сравнению с пирохлорами из других пород, данные пирохлоры имеют наибольшие содержания TiO₂ (8.85), CaO (7.62), ThO₂ (3.45), Nb₂O₅ (56.96), Ta₂O₅ (5.13), F (2.09) и наименьшие – FeO (0.88), Na₂O (2.69), Ce₂O₃ (2.52), La₂O₃ (0.68) и Nd₂O₃ (0.6). Отношение Ta₂O₅/Nb₂O₅ 0.09, сумма P3Э 3.79, P3Э иттриевой группы отсутствуют.

На диаграмме соотношения содержаний Ca+Na – TR – U+Th можно видеть увеличение содержание Ca и Na от центра к краю зерен для пирохлоров из всех разновидностей пород. На диаграмме соотношения содержаний Nb – Ti – Ta отмечается увеличение содержание Nb в зернах пирохлора из эгирин-амфиболовых гранитов от центра к краю, а содержание Ti уменьшается. Для пирохлоров из биотитовых гранитов содержание Ti, напротив, увеличивается от центра к краю.



Рис. Диаграммы соотношения: а – катионов группы A ((Ca+Na), TR и (U+Th)); б – катионов группы B (Nb, Ti, Ta). Стрелками указано изменение содержания от центра к краю зерна.

Таким образом, пирохлор из пород Катугинского месторождения имеет особенности химического состава (отношение Ta_2O_5/Nb_2O_5 0.04–0.09, ($Ta_2O_5+Nb_2O_5$)/TiO₂ 7.03–14.12), присущие пирохлорам из щелочных гранитоидов [Типоморфизм..., 1989]. Пирохлоры эгириновых и эгирин-амфиболовых гранитов отличаются повышенным содержанием SiO₂, Ce₂O₃, UO₂ и суммой РЗЭ, а также пониженными содержаниями CaO, ThO₂ и F.

Работа выполнена при финансовой поддержке РНФ, проект № 14-17-00325.

Литература

Архангельская В. В., Казанский В. И., Прохоров К. В., Собаченко В. Н. Геологическое строение, зональность и условия образования Катугинского Та-Nb-Zr-месторождения (Чаро-Удоканский район, Восточная Сибирь) // Геология рудных месторождений. 1993. Т. 35. №. 2. С. 115–131.

Ларин А.М., Котов А.Б., Сальникова Е.Б., Коваленко В.И, Ковач В.П., Яковлева С.3, Бережная Н.Г., Иванов В.Э. О возрасте Катугинского Та-Nb месторождения (Алдано-Становой щит: к проблеме выделения новой глобальной редкометальной металлогенетической эпохи // Докл. АН. 2002. Т. 383. №6. С. 807–811.

Осокин Е.Д., Алтухов Е.Н., Кравченко С.М. Критерии выделения, особенности формирования и локализации гигантских месторождений редких элементов // Геология рудных месторождений. 2000. Т. 42. № 4. С. 389–396.

Типоморфизм минералов: Справочник / Под ред. Чернышевой Л.В. М.: Недра, 1989. 560 с.

Первичный источник флюидов в карбонатитах Гулинского массива на основании данных по изотопному составу гелия и неона

А.И. Буйкин¹, Л.Н. Когарко¹, Й. Хопп², М. Трилофф²

¹Институт геохимии и аналитической химии им. В.И. Вернадского РАН 119991 ГСП-1 Москва, ул. Косыгина, 19; bouikine@mail.ru ²Institut für Geowissenschaften der Universität Heidelberg, Im Neuenheimer Feld 234–236, D_69120 Heidelberg, Germany

Гулинский массив является крупнейшим щёлочно-ультраосновным комплексом в мире и занимает большую территорию между реками Маймеча и Котуй на границе Сибирской платформы и Хатангского трога. Этот массив, как и многие другие щелочно-ультраосновные интрузии, является композитным, многостадийным плутоном. Сложная полифазная эволюция Гулинского массива началась с формирования комплекса ультраосновных пород (дуниты, меймечиты, косьвиты) и закончилась формированием последовательности жил и штоков пород фоскоритовой и карбонатитовой групп (Егоров 1991). По времени формирования эта последовательность может быть разделена на четыре стадии: фоскориты, кальцитовые карбонатиты 1-й стадии, кальцитовые карбонатиты 2-й стадии и доломитовые карбонатиты.

Наши предыдущие исследования (Buikin et al. 2011, Буйкин и др. 2016а) основывались на соотношениях концентраций C, N и Ar, а также на различиях в изотопном составе углерода и аргона и отношений N/Ar во флюидных включениях в карбонатитах ранних и поздних стадий формирования. Эти исследования показали, что флюидная фаза вела себя как открытая система: на поздних стадиях формирования карбонатитов Гулинского массива появился дополнительный источник CO₂ с изотопнотяжёлым углеродом и атмосфероподобным аргоном. Однако тип первичного источника (например, малоглубинная или глубинная мантия) оставался неясным. Для того чтобы лучше понять источники флюидной фазы Гулинских карбонатитов, мы изучили изотопный состав гелия и неона в карбонатитах разных стадий формирования: фоскорит 85-134, отобранный из скважины (6 м) и представляющий самую раннюю интрузивную стадию карбонатитовых пород; кальцитовый карбонатит 1-й фазы – 85-100 (оба образца отобраны из шурфов с глубины ~1 м); наиболее поздние доломитовые карбонатиты ГХ-9 и 85-126, отобранные с небольшой глубины (~30-50 см), а также

пироксенит (85-151, с поверхности), представляющий ультраосновные породы, образованные раньше карбонатитов. Для анализов были подготовлены мономинеральные фракции, отобранные под бинокуляром. Выделение газов проводилось методом ступенчатого дробления (например, Hopp et al. 2004, Буйкин и др. 2016б).



Рис. 1. Зависимость отношений 4 Не/ 3 Не от концентрации 3 Не в ступенях дробления Гулинских образцов.

Концентрации изотопов ⁴He и ³He в образцах покрывают широкий диапазон: от 4.6×10^{-8} и 4.8×10^{-13} ccSTP/g в Guli85-107Cal до 5.3×10^{-5} и 3.7×10^{-10} ccSTP/g в Guli GH-9Cal. Общая тенденция такова, что карбонатиты поздних стадий характеризуются намного более высокими концентрациями гелия, чем более ранние породы. Отношения ⁴He/³He в ступенях дробления варьируют от значений, типичных для субконтинентальной литосферной мантии (СКЛМ, ~120000 (Hopp et al. 2004, Buikin et al. 2005)), до гораздо более радиогенных значений (до 1300000). Отношения зависят от концентрации гелия, и в частности, первичного изотопа ³He: чем выше содержание гелия-3, тем ниже отношения ⁴He/³He, которые достигают типичных для СКЛМ величин в образцах наиболее богатых гелием-3 (рис. 1).

Концентрация неона в образцах варьирует в гораздо меньшей степени, чем гелия – в пределах одного порядка величины, между 1×10^{-10} ccm/g ²⁰Ne в 85-151Mgt и 3×10^{-9} ccm/g ²⁰Ne в Guli GH-9Cal. В случае с неоном можно наблюдать такую же тенденцию, как для гелия – более высокие концентрации неона в карбонатитах поздних стадий. На диаграмме ²⁰Ne/²²Ne – ²¹Ne/²²Ne (рис. 2) точки данных начальных ступеней дробления образцов 85-134Cal, GH-9Cal и 85-126Cal/Dol (в которых достаточно высок вклад мантийного ²¹Ne) ложатся близко к линии смешения, выявленной для СКЛМ (Hopp et al. 2004, Buikin et al. 2005). С продолжением дробления наблюдается результатом добавления *in situ* нуклеогенного неона, который все в большей степени извлекается при увеличении количества ударов по образцу (см. дискуссию в Scarsi 2000, Yokochi et al. 2005), в то время как доля первичного неона падает. Поэтому точки данных смещаются в сторону более нуклеогенных значений, т.е. отношения ²⁰Ne/²²Ne yменьшаются, в то время как отношения ²¹Ne/²²Ne yвеличиваются в сторону нуклеогенного компонента (рис. 2). Такие точки данных не несут геологической информации и их интерпретация остается за скобками данной работы.



Рис. 2. Трехизотопная диаграмма неона для ступеней дробления образцов из Гулинского массива. Также указаны линии смешения для MORB, СКЛМ и плюма Реюньон.

Таким образом, наши изотопные данные по гелию и неону определенно предполагают субконтинентальную литосферную мантию как первичный источник флюидной фазы Гулинских карбонатитов. С другой стороны, более низкие (близкие к атмосферным) отношения ²⁰Ne/²²Ne, также как и ⁴⁰Ar/³⁶Ar (Буйкин и др. 2016а) в карбонатитах поздних стадий указывают на контаминацию атмосфероподобными благородными газами. Как было показано в (Буйкин и др. 2016а), наиболее вероятным контаминирующим агентом являются высокотемпературные палеометеорные воды.

Одним из важных наблюдений в данной работе является обнаружение обогащения гелием в ходе магматической эволюции, в результате чего поздние карбонатиты содержат до трех порядков величины больше первичного гелия-3 в сравнении с ранними карбонатитами и фоскоритами. Обратная картина наблюдается в Кольских карбонатитах, в частности, В Себльяврском комплексе, где породы поздних стадий характеризуются до нескольких сотен раз меньшими концентрациями ³He, чем ранние породы (Buikin et al. 2015, Tolstikhin et al. 2002). Толстихин с соавторами (Tolstikhin et al. 2002) отнесли очень низкие отношения гелия к неону в Кольских карбонатитах к предпочтительной постмагматической диффузионной потере гелия. Однако для Гулинских карбонатитов такой сценарий не работает. Как это было сделано для карбонатитов Sung Valley и Ambadongar (Basu and Murty 2006), мы можем предположить, что карбонатиты Гули были образованы на затухающей стадии плюмового магматизма со значительным вкладом источника СКЛМ. Дальнейшие исследования должны быть сфокусированы на не-Ne-Ar-й изотопной систематике неизмененных ультраосновных пород, которые сформировались на первых этапах образования Гулинского массива, для того, чтобы выявить, захватили ли они благородные газы плюмового типа.

Работа поддержана грантом РНФ № 15-17-30019.

Неоархейский анорогенный магматизм Кейвской структуры,

Кольский полуостров

Ветрин В.Р.

184209, г. Апатиты Мурманской обл., ул. Ферсмана, 14, Геологический ин-т Кольского НЦ РАН, e-mail: vetrin@geoksc.apatity.ru

Значительную часть площади Кейвской структуры в центральной части Кольского полуострова занимают неоархейские гранитоиды субщелочного-щелочного состава и пространственно ассоциирующие с ними габбролабрадориты, образующие внутриплитную магматическую ассоциацию Атипа, близкую к анортозит-гранитным ассоциациям протерозоя. Породы неоархейской ассоциации были образованы в течение двух сближенных по времени магматических циклов. Ранний цикл начинается с внедрения *даек габбро-норитов, массивов габбролабрадоритов,* пород вулкано-плутонического комплекса *латитов-монцонитов-гранитов* (2674±5 млн. лет), и заканчивается образованым массивов *микроклин-плагиоклазовых гранитов* (2667±8 млн. лет). Во время более позднего цикла были образованы дайковые тела *офитовых габбро, габбродиабазов* и массивы *субщелочных и щелочных гранитов* (2674±4 млн. лет).

Вмещающие ассоциацию супракрустальные породы представлены гнейсовым комплексом лебяжинской серии, в верхней части сложенным биотитовыми и гранат-биотитовыми гнейсами (2678±7 млн. лет, Балаганский и др., 2013) сохраняющими реликтовые структурные признаки метавулканитов. В породах комплекса *латитов-монцонитов-гранитов* и в щелочных гранитах установлены ксенолиты пород, близких по составу амфиболитам нижних частей разреза супракрустального комплекса. Выявлена отчетливая пространственная зональность расположения магматических комплексов. В центральной часть занимаемого ими ареала локализованы массивы габбролабрадоритов и породы вулканоплутонического комплекса *латитов-монцонитов-сранитов*, прорванные плагиомикроклиновыми гранитами, образующими эллипсовидный массив, ограниченный с периферии интрузиями гранитов субщелочного и щелочного состава. Временной интервал образования пород ассоциации не превышал, вероятно, 10 млн. лет. Завершают неоархейский магматизм Кейвской структуры *щелочные и нефелиновые сиениты* (соответственно, 2645±7 и 2613±35 млн. лет) Сахарйокского массива, с которыми пространственные образования были метаморфизованы в условиях кианит-силлиманитовой фациальной серии амфиболитовой и эпидот-амфиболитовой фаций.

Субщелочные и щелочные граниты характеризуются высокими значениями коэффициентов агпаитности (K_{arn} , соответственно, 0.73-0.85 и 0.88-1.06), железистости (F_{ar} = 86.1-96.1 и 95.7-99.2), преобладанием калия над натрием (K_2O/Na_2O = 1.22-1.53 и 1.29-1.62) и пониженными значениями номера нормативного плагиоклаза (Npl= 11-22 и 0-7). Особенностью нормативного состава субщелочных гранитов является присутствие в них фаялита (4.0-8.3%) и альсилита (0.1-1.8%), тогда как щелочные граниты наряду с фаялитом (1.0-5.2%) содержат нормативный акмит (NaFeSi₂O₆-0.3-4.6%), что свидетельствует об избытке натрия по отношению к алюминию после образования полевых шпатов. Граниты характеризуются высоким содержанием окислов железа, и на диаграммах соотношения SiO₂ с TiO₂, FeO*, MgO, CaO, K₂O и петрохимическими характеристиками точки состава рассматриваемых пород образуют единый тренд с гранитоидами комплекса латитов-монцонитов-гранитов. Указанные особенности состава пород могут объясняться образованием магм в процессе фракционной

кристаллизации исходных расплавов с образованием рестита, состоящего главным образом из пироксена, амфибола, магнетита, титанита и апатита.

Для всех пород габбролабрадорит-гранитной ассоциации установлены положительные значения величины єNd(T), составляющей 0.1-1.4 в габбролабрадоритах, 1.2-2.2 в породах комплекса латитовмонцонитов-гранитов, 3.2 в плагиомикроклиновых гранитах, 2.5-2.6 в субщелочных и щелочных гранитах. Модельный пород возраст ТNd_(DM) колеблется в пределах 2.75-2.9 млрд. лет и свидетельствует о коротком времени нахождения протолитов в коре. Образование анорогенных пород ассоциации происходило при подъеме мантийного диапира к основанию нижней коры, обусловившего плавление ее фельзических составляющих с образованием протолитов гнейсов лебяжинской свиты И плагиомикроклиновых гранитов. При плавлении мафических составляющих нижней коры были образованы расплавы андезибазальт-латитового состава, поступлению которых к поверхности препятствовали ранее образованные и еще не полностью консолидированные массивы известковощелочного состава, занимавшие значительные площади в пределах верхней коры. Длительная дифференциация расплавов в спокойных тектонических условиях приводила к образованию пород комплекса латитов-монцонитов-гранитов, и позднее- интрузий субщелочных и щелочных гранитов.

Литература.

Балаганский В.В., Мыскова Т.А., Скублов С.Г. О возрасте кислых метавулканитов лебяжинской толщи архея, Кольский полуостров, Балтийский щит // Геология и геохронология породообразующих и рудных процессов в кристаллических щитах. Апатиты: Изд-во К&M. 2013. С. 17-19.

Исследования проводились при поддержке РФФИ, гранты 16-05-00756 и 16-05-00026.

Минералого-геохимические особенности карбонатитов Мальджангарского массива, ЮВ часть Анабарского щита

Владыкин Н.В.

Институт геохимии СО РАН, г. Иркутск, E-maail:vlad@igc.irk.ru

По Восточному и ЮВ обрамлению Анабарского щита известно более 1000 диатремовых аномалий, которые сложены породами кимберлитовой формации: щел. пикритами, альнеитами, монтичеллитовыми и мелилитовыми кимберлитами и др. Среди них встрачаются сильно карбонатизированные разности, которые иногда образуют существенно карбонатные породы, относимые некоторыми авторами к карбонатитам кимберлитовой формации (Ковалевский и др., 1976, Маршинцев, 1974, Владыкин, 2006). В некоторых диатремовых брекчиях цемент сложен доломитовыми и кальцитовыми разновидностями карбонатитов. В ЮВ части эндоконтакта Анабарского щита в 2006-2007 году Амакинской экспедицией были проведены детальные геологические работы Белляхского участка, в результате которых был оконтурен Мальджангарский карбонатитовый массив, к востоку в 5 км и западу в 20 км от него обнаружены разрушенные выходы еще двух массивов и по геофизическим данным предполагается наличие еще 9 мелких массивов.



Рис. 1. Геологическая схема Мальджангарского массива (по Хаджаеву Д.К.).

Все массивы располагаются в узком блоке протерозойских метаморфических пород (биотитамфиболовых гнейсов и кристаллосланцев), который вытянут с СЗ на ЮВ. Мальджангарский карбонатитовый массив в пределах щита был открыт при проведении геологических работ и дешифрировании космо – и аэрофотоснимков (Шахотько, 1982).

В 2006-2007 годах АЛРОСА пробурила его 6 скважинами, глубиной до 100 метров, которые вскрыли карбонатитовый массив. Он овальной формы, вытянутый с СЗ на ЮВ (рис. 1). Площадь массива 10,5 км2, по длинной оси 4,2 км и по короткой 2.5 км. По СЗ и ЮВ контакту и в центре массива наблюдаются узкие зоны брекчий, которые пробурены 1, 2, 4 и 6 скважинами. Скважина №3 и скв №5 пробурены в центре массива в чистых карбонатитах. Карбонатиты белого, желтоватого, серого и коричневатого цвета, средне-, мелко-, до микрозернистых, по структуре зернистые, зерна лейстовидные, иногда с трахитоидными текстурами. Встречаются и микрозернистые вулканогенные карбонатиты. Иногда встречаются микрозернистые прожилки трахитоидных апатитолитов, с вытянутыми по оси «с» зернами апатита. Контакты этих прожилков с интрузивными карбонатитами резкие, без зон взаимодействия. По минеральному и химическому составу выделяются кальцитовые, доломитовые, анкеритовые и сидеритовые карбонатиты (Владыкин, Хаджаев 2008). Существуют и переходные между ними разности (рис. 2).



Рис. 2. Тройные и двойные корреляции петрогенных элементов в карбонатитах.

Как видно из рис. 3 спектры редкоземельных элементов в карбонатитах различного состава однотипны. Они имеют довольно крутой наклон линий спектра. Фракционирование европия почти наблюдается, что свидетельствует о их раннем происхождении.

Поведение редких элементов, нормированных по примитивной мантии, в карбонатитах разного состава показано на спайдер-диаграммах (рис. 3). Для ранних кальцитовых карбонатитов характерны положительные аномалии Ba, Th, Nb, TR и отрицательные для U, Pb, Sr и резко отрицательные для Ta, Zr, Hf Для доломитовых карбонатитов отмечаются те же закономерности, только с большими дисперсиями концентраций. У анкеритовых и сидеритовых карбонатитов вариации составов редких элементов меняются более плавно. В двух сидеритовых карбонатитах наблюдаются резкая положительная аномалия свинца, природа которой нам пока не ясна.

Проведена диагностика минералов-концентраторов стратегических металлов (Nb, Zr, Sr, TR) в карбонатитах. Для ниобия главным концентратором является пирохлор с низкими содержаниями урана и тория, что важно для технологии его извлечения, концентратором циркония является циркон. Он очень необычного для циркона белого цвета и совершенно прозрачен. Стронций концентрируется в целестине. а редкоземельные элементы в фторкарбонатах и монаците. Выявлены рудные содержания фосфора, до 18 %, который концентрируется в апатите. Иногда апатит образует самостоятельные прожилкиапатитолиты, которые при более значительных объемах могут представлять промышленный интерес.



карбонатиты Мальджангарского массива

Рис. 3. Спектры редкоземельных элементов и спайдер-диаграммы в карбонатитах.

Изучались минералы доломитовых разностей карбонатитов. Пирохлоры образуют октаэдры от желтого до коричневого цвета. По химическому составу они содержат 13-14% CaO, 7-8% Na2O, 1-2% TiO2, до 2% SrO, до 1% TR2O3. Цирконы образуют мелкие прозрачные зерна белого цвета. Апатиты кристаллизуются в виде удлененных по оси «с» прозрачных кристаллов. Пироксены диопсидового состава, содержат до 0.5% Сг в виде включений хромита, гранаты андрадитового состава (без титана).

В геохимическом отношении для карбонатитов Мальджангарского массива отмечено присутствие в значительных количествах характерных для карбонатитов элементов – Sr, Ba, Nb, Ta, P, Y, TR, чем они похожи на карбонатиты Томторского массива. Многие участки карбонатитов являются рудами на Nb, TR, Sr и P. Наивысшие содержания (по данным более 100 анализов) – Nb – 8000 ppm, TR – 4%, Sr – 10%, Y-800 ppm. Наблюдаются гиперболические корреляции между концентрациями Nb, Sr и Ba. В спектре TR отмечается довольно резкое преобладание легких лантаноидов над тяжелыми с довольно крутым наклоном линии спектра, чем они отличаются от спектров TR кимберлитовых аномалий Вост. Прианабарья.

Таким образом, обнаруженные и предполагаемые выходы карбонатитов, вместе с карбонатитами кимберлитовых диатрем и рудоносным карбонатитовым Мальджангарским массивом можно объединить в карбонатитовую провинцию ЮВ-Прианабарья.

Флюидизатный механизм образования кимберлитовых и лампроитовых трубок Гаевский О.В., Бекеша С.Н., Яценко Г.М.

Львовский национальный университет имени Ивана Франко, ogayovskyi@mail.ru

Изученные нами эндогенные алмазоносные формации центральной части Украинского щита (УЩ) позволяют с новой точки зрения рассмотреть проблему генезиса лампроитовых и кимберлитовых трубок и связанных с ними алмазов, а также являются определяющими для понимания механизма их образования. Наиболее приемлемой с позиций формирования трубообразных тел может быть разработанная Дж. Доусоном в 1962 году модель флюидизации. Она основана на геологопетроструктурных, минералого-геохимических, а также петрохимических особенностях кластических пород жил, штоков, коренных, диатремовых и кратерных фаций трубкообразных тел, выявленных в последние десятилетие ГРЭ-37 КП «Кировгеология» в пределах Грузского поля эксплозивных структур центральной части Кировоградского (Ингульского) мегаблока УЩ. На основании полученных материалов можно утверждать, что алмазоносные брекчиевые трубки возникли не вследствие одноактных мощных газовых взрывов, а в связи с продолжительной деятельностью газовой фазы с признаками многоразового дробления материала в пластичном состоянии. Об этом свидетельствуют:

- секущее взаимоотношение контактов трубообразных тел с вмещающей средой;
- наличие глубинно-подводящих трещин штокверкообразного типа;

– значительные количества измененного эксплозивного материала за пределами диатрем
Грузского поля и формирование над некоторыми из них блюдцеобразной просадки;

– выполнение трубок мощным (150–200 м) ксенолитовым «поясом» валунно-глыбового материала, состоящим из вмещающих кристаллических пород фундамента и часто опускание на глубину до нескольких сотен метров от своего первичного залегания их больших выветрелых глыб; – реликтовая стратификация редких обломков осадочных пород без каких-либо заметных нарушений их первичного залегания, а также наличие в диатремах обугленных обломков древесины и пород с фауной;

 разнородная литокристалловитрокластическая структура (с признаками флюидальности) измененного туфоподобного цемента, а также наличие лито- и кристаллокластов разнообразной формы, размера и происхождения с одновременным их залеганием на одном гипсометрическом уровне (перекрывающих, боковых и мантийных ксенолитов);

 признаки неоднократной дезинтеграции и дробления лито- и кристаллокластов изнутри в виде «ксенолит в ксенолите», «брекчия в брекчии» и тому подобное, и кое-где импрегнация мелких трещин аповулканогенным глинистым (монтмориллонитовой группы) материалом;

 - значительные колебания соотношения аутигенного и ксеногенного материала в трубках и дайках – от 5 до 90 % литокластов корового происхождения и почти полное отсутствие мантийного, иногда наоборот;

 неравновесное сочетание минеральных зерен и своеобразный петрохимический состав алмазоносных брекчий, что часто не отвечает определенному виду изверженных пород;

– интенсивно проявленные низкотемпературные изменения туфоподобной основной массы, главным образом аргиллизация, с образованием минералов группы монтмориллонита;

отсутствие видимых признаков термального метаморфизма вмещающих пород;

– разнообразные превращения минеральных зерен: конусы разрушения, трещиноватость, мозаичное строение, планарные элементы и ударное двойникование на кварце, полевых шпатах и слюдах, аномальные оптические свойства (понижение показателя преломления и двупреломления, исчезновение плеохроизма и окраски), разрушение кристаллической структуры плагиоклазов и кварца с их переходом без плавления в диаплектовое стекло.

Как следует из гипотезы флюидизации (Davson J.B., 1962), насыщенная летучими компонентами и обогащенная ксенолитами магма быстро проникала по глубинным разломам из глубин 150–250 км верхней мантии – пластичного и слабо вязкого астеносферного слоя. На пути наименьшего сопротивления (разломы, узлы их пересечения, контакты пород и другие благоприятные для этого структурные элементы) магма прорывалась на поверхность из глубин 2–3 км. Адиабатическое расширение растворенного в магме газа (обычно CO₂ и H₂O) повлекло мгновенное охлаждение (вскипание), отделение газовой фазы, измельчение в пластичном состоянии вмещающих пород in situ и стремительную транспортировку к дневной поверхности (т.е. в направлении уменьшения давления) обломочного канала. Впоследствии он постепенно (несколько десятков м/с) заполнялся восходящей порцией флюидизированной магмы, которая формировала «эмбриональную» трубку.

Очередные порции газонасыщенной магмы приводили к объемному расширению газовой струи на выходе из жерла и эксплозии. Энергия их взрыва сопровождалась дальнейшим разрушением, измельчением и выбрасыванием пород, а также расширением жерла с образованием маарового вулкана с туфовым кольцом; она была достаточно значительной, так как породы дезинтегрированы до мелкообломочных брекчий. По нашему мнению, эксплозии, сопровождающиеся последовательным объемным брекчированием и образованием маара с туфовым кольцом Грузского поля, возникали в пределах воронкообразного развития трубок вследствие: а) декомпрессии насыщенной газами магмы (кесонно-эксплозивный эффект); б) воздействия теплового потока в условиях благоприятного обводнения вследствие взрывного взаимодействия газов с поверхностными водами (гидровулканизм).

Подобную гипотезу динамической флюидизации и фреатомагматического взрыва предложил А.Я. Рыбальченко для объяснения локализации и формирования алмазоносных туффизитов (вишеритов, рыбалитов) на Северном Урале (Рыбальченко А.Я., 1997).

Полученные материалы свидетельствуют, что субстратом для образования кимберлитов и лампроитов были породы верхней части мантии, а источником газов, которые переводили мантийный материал в подвижную флюидизированную систему – пульсационный приток сверхглубинных флюидов, генерирующийся из астеносферы или еще более глубоких уровней – жидкого внешнего ядра (Летников Ф.А., 2001). Это связано с глобальными и длительными (миллиарды лет) процессами водороднометановой дегазации и тепломассопереноса ядра Земли. Подобные флюидизаты, по-видимому, не имели совсем никакого отношения к эволюции магматогенних систем. Есть основания полагать, что собственно эти механизмы ведут к образованию алмазоносных эксплозитов – кимберлитов, лампроитов, лампрофиров, кривлякитов, рыбалитов, волховитов, хисинитов и других подобных образований, которые выполняют трубкообразные тела и дайки, силлы, штоки, штокверки. Это возможно в сочетании с мантийными плюмами – мощными и энергоемкими сквозными восходящими потоками флюидов, в составе которых преобладали газы и летучие компоненты широкого спектра элементов, которые в геологической истории Земли неоднократно отделялись от ее жидкого внешнего ядра и со временем достигали верхних слоев литосферы, в том числе земной коры.

Таким образом, эти породы зарождались не плавлением первичного мантийного субстрата, а влиянием на него сверхглубинных флюидных систем, в составе которых важная роль принадлежала H₂, CH₄, CO, NH₃, KCN, HF, HCl с резко проявленными восстановительными свойствами. Вследствие снижения PT-условий флюидизаты трансформировались в магматические, флюидно-магматические и флюидные системы с аномально высокой концентрацией флюидных, петрогенних, рудогенних, в том числе некогерентных (K, Ti, P, Rb, Sr, Zr, U, TR) компонентов, которые послужили основой для зарождения специализированных рудоносных и алмазоносных ультраосновних-щелочных магм. Эксперименты академика И.Д. Рябчикова (Рябчиков И.Д., 1989) подтвердили, что газовая фаза при высоких давлениях (до 3 000 МПа) может растворять, транспортировать и переоткладывать значительное количество глубинного силикатного материала. Об этом свидетельствуют изотопный состав углерода и газовые включения в алмазах, пиропе, оливине, сферулах, мантийных нодулях (H₂O, H₂, CO₂, CO, CH₄, N₂). Твердые минеральные включения в алмазе отвечают составу твердой фазы флюидизатов.

Исходя из изложенного, можно предполагать, что кристаллизация алмаза возможна и в метастабильных условиях при низких термодинамических параметрах из газовой фазы флюидизатов в системе С–Н–О, которая служила источником мантийного углерода. Из мантии выносились мелкие зерна алмаза, которые исполняли роль «зародышей» для роста больших кристаллов поздней генерации в региональных тектонических зонах платформ при температурах 600–800°С и давлениях менее 10 МПа (Никольский Н.С., 1987). В какой-то степени это аргументировано эпитаксиальным синтезом алмаза из газовой фазы в метастабильных условиях при низких давлениях (до 100 МПа) и высоких температурах (800–1200°С), экспериментально осуществленным академиком Б.В. Дерягиным в 1969 году (Дерягин Б.В., 1977). Он впервые синтезировал тонкие нитевидные кристаллы алмаза из метана – алмазные «усы» – и разработал методы наращивания мелких алмазов из газовой фазы. Большое значение имеет установленные ученым явления превращения нитевидных его индивидов в изометрические

монокристаллы. Эти исследования засвидетельствовали принципиальную возможность кристаллизации алмаза за счет разложения углеродвмещающих газов (в присутствии зародышевых кристаллов) – реальные условия его образования, которые определены термодинамическими параметрами, резко отличающимися от условий равновесия алмаз–графит.

Минералого-геохимические особенности туфогравелитов щелочноультраосновного состава триасового возраста на Севере Оленекского поднятия

(Якутия)

<u>Голубева Ю.Ю.</u>, Колесникова Т.И. ФГУП ЦНИГРИ, Москва, Россия, jugolubeva@gmail.com

В 2015 г. в ходе поисковых работ на алмазы ФГУП ЦНИГРИ совместно с ОАО «Алмазы Анабара» в верховьях р. Никабыт при заверке бурением локальных магнитных аномалий AGP 230 и 306 на глубине 4-10,2 м, были вскрыты вулканогенно-осадочные породы (туфогравелиты) зелетоватосерого цвета, которые рассматриваются нами как возможные кратерные части кимберлитовых (лампроитовых) тел. Мощность отложений 0,9-1,8 м, по своему стратиграфическому положению породы расположены на уровне нижнего триаса, подстилающими являются пермские песчаники, алевролиты и аргиллиты. Породы содержат большое количество материала ультраосновного состава, представленного измененным и свежим оливином, слюдой, хлоритизированными обломками щелочноультраосновных пород. Среди включений отмечаются также гальки (до 2 см) кислого состава, кремней, кварца, халцедона, обломков карбонатных пород, аргиллитов. Породы сильно ожелезнены, по ним развита хлоритизация, кальцитизация и пиритизация. По результатам рентгенофазового анализа, породы содержат: кальцит – 33%, кварц – 24%, сидерит – 15%, анатаз – 12%; в подчиненном количестве присутствует нонтронит, хлорит, ильменит, оливин, магнетит и хромит. Текстура пород массивная, субгоризонтальная, местами наблюдается градационная слоистость и плохая сортировка обломочного материала.

Изучение минерального состава протолочных проб показало высокий выход магнитной фракции, представленной магнетитом, в подчиненном количестве отмечаются титаномагнетит, полигенные хромшпинелиды, рутил, анатаз, гранат, пирит-марказит, лейкоксен, в единичных знаках – циркон, турмалин, слюда, фосфаты. Из минералов-индикаторов кимберлитов (лампроитов) отмечаются единичные угловатые зерна пиропов, бледно лилового цвета, с фрагментами микроповерхности коррозионно-гидротермального типа, пироп-альмандинов оранжево-красного цвета, редкие зерна хромшпинелидов комбинационной формы, с относительно гладкой поверхностью. Пиропы по соотношению Cr_2O_3 и CaO в основном относятся к низко-среднехромистым, умеренно кальциевым гранатам лерцолитового парагенезиса. Отдельные зерна пиропов-альмандинов эклогитового парагенезиса, аналогичны гранатам из алмазоносных ильменит-рутиловых магнезиально-железистых эклогитов, по XГК Кудрявцевой Г.П. [1]. Они характеризуются умеренным содержанием магния (6,78-9,13 мас.%), относительно повышенным количеством общего железа (20,59-23,19 мас.%), при содержании $Cr_2O_3 - 0-0,03$ мас.%. Среди хромшпинелидов, отмечаются зерна, в том числе и комбинационной формы, с одержанием хрома (43,92-51,56 мас.%), относительно

повышенным - магния (12,55-15,85 мас.%) и титана (3,41-5,21 мас.%), по соотношению Cr₂O₃ и MgO близкие составам хромитов как из кимберлитов, так и из платформенных щелочно-ультраосновных магматитов [2].

Породы характеризуют очень высокие содержания Fe_2O_3 (~41-45 мас.%), TiO₂ (~9 мас.%), низкие содержания SiO₂ (~6 мас.%), MgO (~3 мас.%). Повышенные содержания Fe_2O_3 и пониженные MgO отмечены для выветрелых кимберлитовых пород Ары-Мастахского поля – трубок Незабудка (34-52 мас.% Fe_2O_3 , 10-11 мас.% MgO), Ночная (25-43 мас.% Fe_2O_3 , 5-14 мас.% MgO) [4]. По содержанию Al_2O_3 , MnO, CaO, Na₂O, K₂O, P₂O₅ породы сопоставимы с щелочно-ультраосновными. Туфогравелиты характеризуются сопоставимыми с щелочно-ультраосновными породами содержаниями Cr, Co, Zr, Nb, Ta, Sr, Th, U, Ba, LREE, необычно высокими для кимберлитов содержаниями Y, HREE и за счет этого – низким фракционированием REE – низким отношением La/Yb.

На основании изучения вещественного состава, туфогравелиты аномалий AGP 230 и 306 можно считать производными щелочно-ультраосновных пород – кимберлитов или лампроитов. Породы являются переотложенным вулканическим материалом, расположенным, по-видимому, в мааровой структуре, обрамляющей жерловую часть кимберлитового (лампроитового) тела. Изменения данных пород происходили на протяжении всего мезокайнозоя при воздействии минерализованных пластовых вод и пластических деформаций в условиях сжатия во время формирования Верхоянской складчатости. Необходимо отметить, что вскрытый материал локализуется в пределах Верхненикабытского участка возможной локализации куста кимберлитовых тел. В непосредственной близости от аномалий были обнаружены локальные ореолы пиропов и богатая россыпь алмазов эбеляхского типа долины реки Никабыт, а также россыпь алмазов в прибрежно-морских отложениях рэтского яруса верхнего триаса (булунканская свита) [3]. Это позволяет предположить, что жерловые части вскрытых объектов могут быть алмазоносными, т.е. на территории Якутии, помимо среднепалеозойского, был мезозойский (триасовый) этап промышленно алмазоносного магматизма.

Литература

1. Богатиков О.А., Гаранин В.К., Кононова В.А и др. Архангельская алмазоносная провинция (геология, петрография, геохимия и минералогия). М.: Изд-во МГУ. 1999. 524 с.

2. Ваганов В.И. Алмазные месторождения России и мира (основы прогнозирования). М: ЗАО Геоинформмарк, 2000. 371 с.

3. Граханов С.А., Маланин Ю.А., Павлов В.И. и др. Рэтские россыпи алмазов Сибири // Геология и геофизика, 2010. Т.51. №1. С. 160-170.

4. Шамшина Э.М. Коры выветривания кимберлитовых пород Якутии. Новосибирск: Наука, 1979. 152 с.

Базитовый магматизм и процессы рудообразования в Северном Забайкалье

Гонгальский Б.И. *, Криволуцкая Н.А. **, Макарьев Л.Б. ***, Мурашов К.Ю. *, Павлович Г.Д. ****, Тимашков А.Н. ***

*ИГЕМ РАН (brgon@mail.ru), **ГЕОХИ РАН, ***ВСЕГЕИ, ****РГГРУ-МГРИ

Северное Забайкалье представляет собой крупнейшую металлогеническую провинцию в России, одной из главных составляющих которой являются базитовые массивы с титаномагнетитовым и сульфидным оруденением (Архангельская и др., 2004). Ультрабазит-базитовый магматизм широко проявлен в районе, продукты его кристаллизации подразделяются на несколько комплексов – каларский (анортозиты, 2.7 Ga), чинейский (габброиды, 1.8-1.9 Ga) и доросский (габбронориты, рифей ?). Среди этих образований только интрузивы чинейского комплекса являются рудоносными, они содержат уникальные по запасам в России месторождения титаномагнетитовых руд, обогащенных ванадием, а также медно-сульфидные месторождения с благородными металлами.

Породы чинейского комплекса обнажаются на территории Кодаро-Удоканского района в виде нескольких массивов – Чинейского, Луктурского, Майлавского и Верхнее-Сакуканского. Все перечисленные интрузивы характеризуются доминированием основных пород в их составе (габбро, габбронориты, анортозиты) с повышенными концентрациями титаномагнетита и сульфидов. Большая мощность Fe-Ti-V рудных тел по сравнению с силикатной составляющей (до 15%) ставит вопрос о механизме концентрирования оксидов и составе исходного расплава для интрузивов чинейского комплекса. Судя по составу пород и их геохимическим характеристикам (Гонгальский, 2015) данные породы являются результатом существенного фракционированного первичного расплава, к продуктам кристаллизации которого можно отнести пироксениты Луктурского массива (16-17 мас.% MgO). На основании общности состава пород, их геологической позиции нами было высказано предположение о существовании в районе глубинного очага, из которого внедрялись магмы, сформировавшие интрузивы чинейского комплекса.

Для проверки этого предположения был выполнен анализ геофизических данных, в частности, гравиметрических и проведено 3D моделирование (Gongalsky e.a., 2015) В результате показано, что Чинейский и Луктурский ультрабазит-базитовые расслоенные массивы представляют вершины магматических колонн, которые, возможно, соединяются на глубине 19-20 км (рис. 1) и, таким образом, представляют собой части единой магматической системы, существовавшей в этом регионе в палеопротерозое. Внедрение расплавов носило пульсирующий характер, что выразилось в строении интрузивов, особенно Чинейского.



Рис. 1. Плотностной разрез по линии Луктурский — Чинейский массивы. Вертикальный масштаб 25 км.

По геологическим взаимоотношениям устанавливается четыре разновозрастные группы пород. Первая группа представлена пироксенитами и габброидами, которые сохранились в виде отдельных блоков и пластин в габброноритах основного более поздних внедрений высокотитанистых (2 группа) и низкотитанистых (3 группа) пород. Завершающими магматическими образованиями (4 группа) являются флюидно-магматические брекчии образующие силлы в приподошвенной части массива и рассекающие массив дайки. Изучение U-Pb системы в цирконах из габброидов разных фаз подтверждают дискретность в поступлении расплавов в камеру кристаллизации (Гонгальский, 2015). На завершающих стадиях фракционирования исходного расплава происходила кристаллизация монцонитоидных пород.

Процесс рудообразования продолжался и после становления Чинейского массива. В его пределах обнаружено уран-редкоземельно-редкоредкометальное оруденение в пропилитизированных титаномагнетитовых рудах, которое сопоставляется с аналогичной уран-редкоземельной минерализацией в альбитизированных магнетитовых и медистых песчаниках удоканской серии (Макарьев и др., 2010), а также с палладий-уран-редкоземельной минерализацией в альбититах на контакте алевропесчаников с габбро-диабазами (Кнауф и др., 2000). Таким образом, сформировались полигенно-полихронные многометалльные руды в базитовом массиве.

Работа проводилась при частичной финансовой поддержке программы Президиума РАН №5 «Месторождения стратегического сырья в России: инновационные подходы к их прогнозированию, оценке и добыче» на 2015-2017 гг.

Литература

Архангельская В.В., Быков Ю.В., Володин Р.Н. и др. Удоканское медное и Катугинское редкометальное месторождение Читинской области России. Чита. 2004. 520 с.

Гонгальский Б.И. Месторождения уникальной металлогенической провинции Северного Забайкалья. М.: ВИМС. 2015. 248 с.

Кнауф В.В., Макарьев Л.Б., Ланда Э.А. Новый тип платиноносной минерализации в Кодаро-Удоканском прогибе. Доклады Академии Наук. 2000. Т. 371. № 3. С. 347-350.

Макарьев, Ю.Б. Миронов, С.К. Вояковский. О перспективах выявления новых типов промышленных комплексных урановых месторождений в Кодаро-Удоканской зоне (Забайкальский край, Россия). Геол. Рудн. Местор.. 2010. Т. 52. № 5. С. 427-438

Gongalsky B.I., Galyamov A.L., Pavlovich G.D., Petrov A.V., Murashov K.Yu. 3D model of the head of a paleoproterozoic plume in the Southern Siberian craton. Large Igneous Provinces, Mantle Plumes and Metallogeny in the Earth's History – Irkutsk: 2015. P. 45-46.

Диатрема жерловой эруптивной брекчии Костомукшского рудного района (Карелия, Россия)

Горьковец В.Я.*, Рудашевский Н.С.**, Рудашевский В.Н.**

*Геологический ин-т Карельского НЦ РАН, Петрозаводск, Россия, gorkovets@krc.karelia.ru **OOO PC+, Санкт-Петербург, Россия, nrudash@list.ru

В Костомукшском рудном районе (Западная Карелия, Россия) на основании петрографических, петрохимических и текстурных исследований выявлена серия ультраосновных – щелочных комплексов, представленных лампроитами, трубками-диатремами кимберлитов-оранжеитов [Никитина и др., 1999; Орлова и др., 1992; Проскуряков и др., 1989; Раевская Горьковец, 1978; Рудашевский и др., 2012 и т.д.]. Исследователи, изучающие кимберлиты и лампроиты, признают ведущую роль структурнотектонических процессов в размещении объектов ультраосновного – щелочного магматизма, диапиризма как путей подъема магматического очага. Согласно Клиффорду для стабилизированных участков земной коры кимберлитовый лампроитовый магматизм является типоморфным, присутствует на кратонах и в прилегающих к ним подвижных областях. В центральных частях кратона кимберлиты и лампроиты, как правило, являются алмазоносными.

В карьере Костомукшского железорудного месторождения (Карелия) задокументирована трубка диатрема крупноблочной жерловой брекчии размер ее обнаженной части 14x20 м. Брекчия более чем на 95% состоит из фрагментов эллипсоидальной (овальной) формы апоультрамафитовых серпентинитов серого цвета. Размеры фрагментов от 7х12 см. до 20х40 см. Краевые части таких фрагментов (внешние каймы 0,2-5 см) нередко сложены слюдистым мелкозернистым материалом. Брекчия локализована в архейских метаморфизованных толщах гимольской серии (изотопный возраст древнее 2.75 млрд лет). Эти толщи представлены железистыми кварцитами ритмичнослоистыми слюдистыми флишевого типа и углеродистыми филлитовидными сланцами с сульфидной (преимущественно пирротиновой) минерализаией. Химический состав 10 образцов эруптивной брекчии следующий (в мас. %). Порода высокомагнезиальная: MgO 34.85-39.34 мас. %, среднее – 38.04 мас. %, магнезиальность Mg# 100 MgO/(MgO+FeO_{общ.}) 81.6-89.2, среднее – 84.8. Характерны умеренно низкие концентрации SiO₂ (39.92-41.00 мас. %, среднее – 40.46 мас. %) и высокие содержания летучих компонентов (п.п.п. 11.54-12.97 мас. %, среднее – 12.34 мас. %). Напротив, эта порода имеет очень низкие содержания Al₂O₃(0.25-1.99 мас. %, среднее – 0.64 мас. %), CaO (0.14-1.61 мас. %, среднее – 0.84 мас. %, FeO_{общ} (4.14-6.83 мас. %, среднее – 5.86 мас. %) и Na₂O (0.008-0.04 мас. %, среднее – 0.015 мас. %).

Отмечаются высокие примеси Ni (0.2-0.241 мас. %, среднее 0.2141 мас. %) и Cr (0.0462-0.1326 мас. %, среднее – 0.0866 мас. %) в изученных породах и относительно невысокие концентрации в изученной брекчии K_2O (0.028-0.08 мас. %, среднее – 0.05 мас. %) и примесей P 76-0.0396 мас. %, среднее -0,0317 мас. %), Ba (0.009 мас. %) и Sr (0.008 мас. %).

Сечения обломков брекчии имеют формы круга или овала. Эти обломки обладают среднезернистым сложением. Моноклинный пироксен – диопсид – единственный силикат первичного парагенезиса ксенолитов ультрамафитов, сохранившийся в составе серпентинитовых ксенолитов эруптивной брекчии. Средний химический состав диопсидов брекчии (30 анализов в масс. %): SiO₂ – 55.5 (54.5-56.0); TiO₂ – 0.1; Al₂O₃ – 2.0 (0.7-2.5); Cr₂O₃ – 1.9 (1.3-2.3); FeO – 2.6 (1.5-3.5); MgO – 18.2 (17.4-19.4); CaO – 17.2 (16-20); Na₂O – 1.8 (1-2.2); K₂O – 0.4 (0.1-1.0). Этот минерал содержит 6 мол. % космохлоритового и 8 мол. % жадеитового компонентов.

В серпентинитах – обломках брекчии акцессорные минералы следующие: преобладают сульфиды (пирит, обнаружены также виоларит, пентлантид, пирротин, сфалерит) и хромшпинелиды (шпинель и хромит), магнетит, редкие – моноклинный пироксен, титанит и апатит. Цементирующая порода имеет мелко-, среднезернистое сложение (размеры зерен первые десятки-сотни микрометров) и порфировидную структуру. Основная масса этой породы представлена – флогопитом и тетраферрафлогопитом в меньшей мере водными вторичными Fe-Vg силикатами (серпентин и тальк). В слюдистом цемента определены следующие акцессорные минералы: сульфиды (преобладает пирротин и пентландит, установлены кроме того пирит, сфалерит, галенит и халькопирит), хромшпинелиды (шпинель и хромит) и апатит (в том числе Sr-апатит), также магнетит, титанит, циркон, и монацит-(Се). Хромшпинелиды представляют широкие вариации химических составов гомогенных зерен (шпинель I и хромит I) изоморфного ряда от шпинели (Al₂O₃ 46/1 мас. %) до высокохромистого хромита (Cr₂O₃ 68.1 мас. %) и соответствуют хромшпинелидам лерцолитового, дунит-гарцбургитового и дунитового парагенезисов мантийных ультрамафитов, также составам хромита, ассоциирующего с алмазами, присутствующими совместно только в ксенолитах кимберлитов или лампроитов [Соболев, 1974]. Эти хромшпинелиды морфологически и по особенностям химического состава хорошо сопоставляются с хромшпинелидами «сиплективной» ассоциации псевдоморфоз (хромшпинелиды+Alортопирокссены+Аl-клинопироксены) по пиропу в алмазоносных перидотитовых ксенолитах из лампроитовой трубки АКІ, Аргайл [Jagues et al., 1990].

РТ-параметры для «симлективной» ассоциации псевдоморфоз по пиропу в алмазоносных перидотитовых ксенолитах трубки Аргайл Западной Австралии следующие [Jagues et al., 1990]: 1) давления, исходя из гранат-шпинелевой трансформации [O'Neil, 1981] посредством субсолидусной реакции [Lock, Dawson, 1980], оценивается как 2GPa или ниже (1.5-2 GPa); 2) температуры минеральных равновесий, рассчитанные по составам сосуществующих орто- и клинопироксенов, - 1120-1360⁰С (при 2GPa). Эти оценки опаределяют, что реакция образования такой «симлективной» ассоциации является декомпрессионной и имела место в течение подъема к поверхности перидотитовых ксенолитов вмещающими их лампроитами.

Изученная порода определяется – по химическому составу, петрографическим и текстурным особенностям и минеральному составу – как эруптивная брекчия сильно измененных аполерцолитовых, апогарцбугитовых и аподунитовых серпентинитов с цементом измененных оливиновых лампроитов, а также сделать вывод о потенциальной алмазоносности изученной эруптивной жерловой апоперидотитовой брекчии.

Литература

Никитина Л.П., Левский Л.К., Лохов Л.И., Беляцкий Б.В., Журавлев В.А., Лепёхина Е.Н., Антонов А.В. Протерозойский щелочно-ультраосновной магматизм восточной части Балтийского щита // Петрология. 1999. Т. 7, № 3. С. 252-275.

Орлова М.П., Шаденков Е.М. Лампроиты Костомукши (Юго-Западная Карелия). Зап. ВМО. 1992, № 6. С. 33-43.

Проскуряков В.В. и др. Лампроиты Карело-Кольского региона. Доклады АН СССР. 1989. Т. 307, № 6. С. 1457-1460.

Раевская М.Б., Горьковец В.Я. Дайковый комплекс щелочно-ультраосновных пород района Костомукшского железорудного месторождения. В кн.: Операт.-информ. Матер. За 1977 г. Петрозаводск. 1978. С. 47-51.

Рудашевский Н.С., Горьковец В.Я. и др. Лампроиты Костомукшского рудного района (Западная Карелия). 3D минералогическая характеристика. Региональная геология и металлогения. 2012, № 49. С. 34-46.

Соболев Н.В. Глубинные включения в кимберлитах и проблема состава верхней мантии. Новосибирск: Наука. 1974. 264 с.

Jagues A.L. et s/ Diamondiferous peridotite xenoliths from the Argyle AKI) lamproite pipe, Western Australia. Contrib. Mineral. Petrol. V. 104. P. 255-276.

Locr N.P., Dawson J.B. (1980). Garnet-olivine reaction in the upper mantle: evidence from peridotite xenoliths in the Letseng-If-Terae kimberlites, Lesoto. Trans. R. Soc. Edinburgh Earth Sci. V. 71. P. 47-53.

O'Neil H.St.C. (1981). The transition between spinel Iherzolite and garnet Iherzolite, and its use as a geobarometer. Contrib. Mineral. Petrol. V. 77. P. 185-194.

Типоморфизм апатита пегматитовых жил массива Одихинча, Маймече-Котуйская щелочная провинция, Полярная Сибирь

Гриценко Ю.Д., Фомина А.Д.

МГУ им. М.В. Ломоносова, геологический факультет

Главной задачей исследования было выявление типоморфных особенностей апатита из различных пегматитовых жил щелочно-ультраосновного массива Одихинча, которые можно использовать в качестве минералогических индикаторов для выявления условий их формирования.

Массив сложен последовательно внедрившимися оливинитами, мелилитовыми породами, мельтейгитами, ийолитами и карбонатитами. В цирке на севере интрузива вскрывается крупный блок нефелин-пироксен-мелилитовых пород, который вмещает многочисленные пегматитовые жилы.

Наиболее простые пегматиты имеют гранат-нефелиновый состав, иногда с небольшим количеством кристаллов флогопита, апатит не содержат. Апатиты широко распространены в сложнозональных пегматитовых телах. Краевая часть сложена агрегатом нефелина, меланита и диопсида. Ближе к центру появляются длиннопризматические кристаллы апатита, которые образуют в меланите радиально-лучистые агрегаты. Центральная зона пегматита сложена светлым мелкозернистым светлым сахаровидным апатитом, в котором встречаются отдельные кристаллы андрадита. Самые крупные длиннопризматические кристаллы алатита характерны для гранат-мелилитовых пегматитов, содержащих также флогопит, содалит и пектолит.

Было изучено 15 образцов апатита из краевой центральной частей нескольких пегматитовых тел, для сравнения были взяты 2 образца различной морфологии из Ковдорского карбонатитового массива и 1 образец из гидротермальных жил Приполярного Урала.

Все изученные апатиты относятся к гидроксил-фтор апатиту, практически не содержат Cl; CO₃ группа отсутствует, содержание Sr варьирует в пределах 0,08-2,5 мас.%, сумма редких земель до 2 мас. %.



Рис. 1. Содержание REE и Sr в апатитах:

1 – Ковдорского массива,

2 – массива Одихинча,

3 – гидротермальных жил Приполярного Урала

Содержание стронция и редкоземельных элементов в апатитах Одихинчи варьирует в значительных пределах, тогда как разброс значения для апатита Ковдора и Урала не велик (Рис. 1). Низкие содержания стронция и редкоземельных элементов в апатитах Ковдорского месторождения вероятно связано с перераспределением этих элементов между апатитом и карбонатам, т.к. апатит обоих изученных ковдорских образцов находится в ассоциации с кальцитом.

При анализе распределения редкоземельных элементов и стронция в пегматитовых жилах разного состава установлено, что в апатите из гранат-содалит-мелилитового пегматита самое низкое содержание редких элементов (Рис. 2). Это может быть связано с перераспределением редкоземельных элементов между кальциевыми минералами – апатитом и кальциевыми силикатами – мелилитом и пектолитом. В результате апатит из этих ассоциаций обеднен этими элементами. В апатит-гранатовых жилах с кальцитом так же невысокие содержания примесей, это также может быть связано с вхождением их в кальцит.



Апатит из сложнозональных гранат-диопсид-нефелиновых пегматитов содержит различное количество редкоземельных элементов и стронция.

Рис. 2. Состав апатита: 1 – гранат-нефелиновые пегматиты; 2 – зональные апатит-гранатдиопсид-нефелинове пегматиты; 3 – гранатовые жилы с кальцитом и апатитом; 4 – гранат-содалит-мелилитовые пегматиты Крупные призматические кристаллы апатита, расположенные в краевых частях пегматитовых тел массива Одихинча, являются наиболее ранними и содержат более низкие концентрации редкоземельных элементов и средние значения содержаний стронция (Рис. 3). Тонко-игольчатые кристаллы в целом более редкоземельные. Наиболее обогащены редкоземельными элементами сахаровидные апатиты.





В целом наблюдается тренд увеличения содержания редкоземельных элементов в апатитах от более ранних к более поздним ассоциациям, что может свидетельствовать о накоплении их в остаточном расплаве и отсутствии сосуществующего карбонатного расплава.

Зональный стенструпин из пегматита Палитра (Ловозёрский массив, Кольский полуостров)

Ермолаева В.Н.**, Ван К.В.*, Чуканов Н.В.***

*ИЭМ РАН, Черноголовка, cvera@mail.ru, **ГЕОХИ РАН, Москва, ***ИПХФ РАН, Черноголовка

Изучен состав зонального стенструпина - (Се) из пегматита Палитра (Ловозёрский массив). Образец для изучения любезно предоставлен В.А. Нивиным. Минеральное разнообразие пегматита подробно описано в работе (Пеков, 2005). Стенструпин-(Се) обнаружен в гидротермальной зоне пегматита и представлен зерном тёмно-коричневого цвета размером 1,5х2 см, которое врастает в изменённый натросилит недалеко от контакта с микроклиновой зоной и находится в ассоциации с виллиомитом, микроклином, эгирином и ломоносовитом (рисунок 1).



Рисунок 1. Зерно стенструпина в натросилите в ассоциации с виллиомитом, микроклином, эгирином, ломоносовитом.



Рисунок 2. Зональный стенструпин с варьирующим составом.

№ анализа	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
	2.0	2.61	4.10	Mac		4.40	5.00	5.07	2.04	4.07
Na	2.9	3.61	4.18	5.96	4.38	4.49	5.99	5.87	3.94	4.07
<u> </u>	0.11	0.18	0.12	0.03	0.11	0.08	1 38	0.14	0.13	0.05
Ca Sr	0.94	0.2	0	0.37	1.43	0.18	0.18	0.13	1.72	0.87
Ba	0.94	0.2	0.73	0.21	0.08	0.10	0.10	0.05	0.31	0.07
Pb	0.06	0.14	0.42	0.17	0.68	0.46	0.25	0	0.02	0.2
Mg	0.22	0.07	0.21	0.54	0.35	0.23	0.25	0.32	0.45	0.23
Mn	8.02	7.36	7.43	7.95	7.89	6.73	7.11	6.88	6.93	6.83
Fe	2.05	1.69	1.96	1.43	2.51	2.14	1.69	1.92	1.8	1.62
La	3	3.19	4.55	4.28	4.3	4.92	7.18	8.41	8.01	7.61
Ce	7.56	7.55	8.62	9.88	8.43	9.72	12.62	12.04	11.23	10.72
Pr	0.96	0.49	1.18	0.9	0.73	1.59	1.15	0.91	1.2	0.86
Nd	2.47	2.04	2.65	2.69	2.94	3.16	2.77	2.89	3.2	2.76
Sm	0.23	0	0.13	0	1.1	0	0	0.31	0.72	0.13
Gd	0.3	0	0	0.23	0.58	0	0.08	0	0.22	0.41
Y	0	0	0	0	0.86	0	0	0	0.65	0
Al	0	0	0.08	0	0.03	0.18	0.08	0	0.15	0.36
51 Ti	28.40	0.25	28.09	0.56	28.98	28.23	27.0	0.16	20.04	0.71
7r	0.03	0.23	0.49	0.50	1.21	0.24	0.02	0.10	0	0.71
Hf	0.42	0.39	0	0	0.1	0.11	0	0	0.14	0
Th	21.61	18.85	17.98	15 71	17.28	13.98	8.8	9.08	9.28	8.62
U	0.91	0.35	0	1.22	0.71	0.22	1.7	1.32	1.74	0.79
Nb	0.05	0	0	0	0.27	0	0	0	0	0
P	3.57	3.68	4.26	4.24	4.01	4.42	8.64	7.86	8.16	6.66
F	0.18	0	0	0	0	0.03	0	0	0.32	0
Cl	0	0	0.04	0.02	0.02	0.03	0	0	0.01	0.01
S	0	0.1	0	0	0.15	0.23	0.04	0.28	0.02	0
Сумма	86.06	79.45	84.84	88.35	90.88	84.21	87.54	87.37	88.16	82.29
			форм	иульные	коэффиці	иенты				
Na	3.21	4.16	4.61	6.16	4.72	4.90	5.99	6.01	4.10	4.32
K	0.08	0.14	0.09	0.02	0.08	0.05	0.00	0.09	0.09	0.04
Ca	0.97	1.09	1.07	1.05	0.86	0.81	0.76	0.81	0.99	0.87
Sr	0.32	0.07	0.00	0.11	0.36	0.06	0.05	0.04	0.47	0.28
Ba	0.00	0.12	0.16	0.05	0.02	0.21	0.00	0.01	0.06	0.02
PD Ma	0.01	0.03	0.06	0.03	0.10	0.07	0.04	0.00	0.00	0.03
Mg	3.88	3.71	3.57	3 50	3.71	3.21	3.10	3.08	0.30	3.17
Fe	0.98	0.84	0.93	0.64	1 17	1.01	0.73	0.85	0.80	0.74
La	0.63	0.70	0.95	0.84	0.89	1.02	1.37	1.64	1.59	1.54
Ce	1.58	1.65	1.80	1.93	1.71	2.00	2.38	2.33	2.20	2.15
Pr	0.20	0.11	0.24	0.17	0.15	0.33	0.22	0.17	0.24	0.17
Nd	0.51	0.44	0.54	0.51	0.58	0.63	0.51	0.55	0.61	0.54
Sm	0.05	0.00	0.03	0.00	0.21	0.00	0.00	0.05	0.14	0.03
Gd	0.05	0.00	0.00	0.05	0.10	0.00	0.02	0.00	0.04	0.07
Y	0.00	0.00	0.00	0.00	0.25	0.00	0.00	0.00	0.18	0.00
Al	0.00	0.00	0.05	0.00	0.02	0.12	0.04	0.00	0.09	0.23
Si	16.27	16.15	15.95	16.08	16.11	15.89	14.23	14.48	14.29	14.91
Ti	0.27	0.12	0.21	0.22	0.27	0.10	0.01	0.06	0.00	0.29
Zr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.33	0.16	0.00	0.00	0.00	0.00
HI Th	0.07	0.06	0.00	0.00	0.02	0.02	0.00	0.00	0.02	0.00
	2.81	2.55	2.52	1.91	2.19	1.79	1.03	1.10	1.13	1.08
U Nh	0.11	0.04	0.00	0.14	0.08	0.03	0.18	0.13	0.19	0.09
P	1 73	1.00	2.05	1.00	1.89	2.00	3 77	3 52	3 71	3.00
F	0.32	0.00	0.00	0.00	0.00	0.05	0.00	0.00	0.54	0.00
Cl	0.00	0.00	0.04	0.02	0.02	0.03	0.00	0.00	0.01	0.01
S	0.00	0.04	0.00	0.00	0.07	0.09	0.02	0.11	0.01	0.00
Na+K	3.29	4.31	4.70	6.18	4.79	4.96	5.99	6.10	4.19	4.35
Ca+Sr+Ba	1.28	1.27	1.23	1.21	1.23	1.08	0.82	0.86	1.52	1.17
M2+	5.41	4.81	5.01	4.91	5.97	4.87	4.11	4.25	4.42	4.64
Th+U+REE+Y	5.93	5.49	5.88	5.55	6.17	5.81	5.71	5.98	6.32	5.67

Таблица 1. Химический состав стенструпина - (Се).

Средний состав стенструпина - (Се)

 $(Na_{4.82}K_{0.07})_{4.89}(Ca_{0.93}Sr_{0.18}Ba_{0.06})_{1.17}(Ce_{1.97}Th_{1.79}La_{1.12}Nd_{0.54}Pr_{0.20}U_{0.10}Sm_{0.05}Y_{0.04}Gd_{0.03})_{5.69}(Mn_{3.42}Fe_{0.87}Mg_{0.23}Ti_{0.16}Mg_{0.23}Ti_{0.26}Mg_{0.26}Mg_{0.26}Mg_{0.26}Mg_{0.26}Mg_{0.26}Mg_{0.26}Mg_{0.26}Mg_{0.26}Mg_{0.26}Mg_{0.26}Mg_{0.26}Mg_{0.26}Mg_{0.26}Mg_{0.26}Mg_{0.26}Mg_{0.26}Mg_{0.26}Mg_{0.26}Mg_$

Состав минерала достаточно однородный, за исключением вариаций содержаний некоторых элементов. Точки 1-6 характеризуется пониженным содержанием *REE* и P, и повышенным – Mn, Fe, Th и Si по сравнению с точками 7-10, что можно объяснить тем, что они находятся в краевой части зерна, выросшей позже центральной части. Эта закономерность поведения элементов в составе стенструпина-(Ce) также подтверждает известный механизм изоморфного замещения в минералах ряда стенструпина-(Ce) – торостенструпин по схеме Si⁴⁺+Th⁴⁺ \leftrightarrow P⁵⁺+*REE*³⁺ (Пеков и др., 1997; Чуканова (Ермолаева) и др., 2004; Ермолаева, 2013). Видимо, определённую роль сыграла неоднородность минералообразующей среды, возникшая в результате смены состава гидротермального флюида, благодаря чему в процессе роста кристалл стенструпина-(Ce) обогащался Mn, Fe, Th и Si. При этом содержание Na в точках 1,2,3,5,6,9,10 ниже, чем в точках 4,7,8. Зона, имеющая самую светлую окраску в обратно-рассеянных электронах (точка 4), содержит также максимальное количество Mg и минимальное – Fe, а зона в районе точек 7 и 8 локально обогащена Се и обеднена Mn по сравнению с другими участками зерна. Точки 5,6 обогащены Zr, а точки 1,5,9,10 – Sr. Точки 4,7,8,9 обогащены U. Таким образом, в кристалле стенструпина-(Ce) помимо обычной ростовой зональности наблюдается также секториальная зональность благодаря обогащению разными элементами разных граней роста кристалла.

Процесс замещения стенструпином-(Се) другой более ранней фазы, а также процесс более поздней перекристаллизации этого минерала в данном случае представляется маловероятным, так как зерно стенструпина-(Се) свежее, не изменённое, а разные по составу зоны имеют вид ростовой зональности.

Литература

- 1. Pekov I.V. The Palitra Pegmatite, a newly discovered hyperalkaline pegmatite in the Lovozero Massif, Kola Peninsula, Russia // Miner. Record. 2005. Vol. 36. № 5. P. 397-416.
- 2. Пеков И.В., Екименкова И.А., Кононкова Н.Н. Торостенструпин из Ловозерского массива и изоморфный ряд стенструпин-(Се) торостенструпин // ЗВМО. 1997. № 6. С. 35-44.
- 3. Чуканова (Ермолаева) В.Н., Когарко Л.Н., Вилльямс Ч.Т., Пеков И.В., Чуканов Н.В. Особенности состава и генезиса стенструпина из магматических пород Ловозерского щелочного массива (Кольский полуостров) // Геохимия. 2004. № 4. С. 355-369.
- Ермолаева В.Н. Минералогия и особенности поведения тория в высокощелочных породах Ловозёрского массива (Кольский полуостров) // Дисс. канд. геол.-мин. наук. М.: ГЕОХИ РАН, 2013. 148 с.
Ядерно-геофизическая аппаратура для опробования и анализа руд месторождений

стратегических металлов

Ефименко О.С., Диханов Е.Н., Ефименко С.А.

ТОО «Корпорация Казахмыс», Джезказган, Казахстан, e-mail: serg_yef@mail.ru

Если отталкиваться от российских реалий, то согласно распоряжению Правительства РФ (№ 50-р от 16.01.1996г.) к стратегическим видам минерального сырья относятся: черные металлы (Mn, Cr, Ti), цветные металлы (Cu, Ni, Co, Pb, Mo, W, Sn, Sb), редкие и рассеянные металлы (Zr, Ta, Nb, Be, Y, Sc, Li, Ge, Re), а также благородные металлы (Au, Ag и платиноиды). Аналогичная ситуация со стратегическими видами минерального сырья и в Казахстане, разве что добавляется уран.

Для контроля за разведкой и добычей стратегических металлов необходима высокоточная аналитическая база, включающая мобильные и стационарные анализаторы вещественного состава руд. Задача аналитического контроля за стратегическими металлами осложнена, прежде всего, шириной диапазона реальных концентрация этих металлов в рудах: от 1·10⁻¹ и менее до 100%. Сложно подобрать метод и реализующую его аппаратуру, чтобы эффективно работать как внутри этого диапазона, так и на его краях. Тем не менее, такой метод существует. Это рентгенофлуоресцентный метод анализа руд – РФА.

ПО «Жезказганцветмет» – Филиал Горно-производственного комплекса – флагман применения ядерно-геофизических технологий опробования руд (ЯГФТОР) в ТОО «Корпорация Казахмыс». Большие объемы добычи требовали высокопроизводительного и достоверного геолого–аналитического сопровождения разведочных и добычных работ. И единственно возможным выходом представлялся тренд на массовое внедрение ЯГФТОР.

Жезказганское месторождение медистых песчаников характеризуется: полиметаллическим характером оруденения (компоненты: основные - Си, Pb, Zn; сопутствующие - Ag, Re, Cd, S); четырьмя технологическими сортами руд: медные сульфидные, комплексные (Cu - Pb, Cu - Pb - Zn), свинцовые (Pb, Pb – Zn, Zn) и смешанные (сульфидно – окисленные); отсутствием явно выраженных контуров горизонтально залегающих рудных тел; большим размахом содержаний всех промышленных компонентов. Руды месторождения не являются благоприятным объектом для применения ЯГФОТР. Помимо месторождения Жезказган, горные предприятия ТОО «Корпорация Казахмыс» разрабатывают такие сложные медьсодержащие полиметаллические месторождения, как: золото-медно-порфировое месторождение Нурказган (Cu, Au, Ag, Mo, Se, S); колчеданно-медно-свинцово-цинковые месторождения Кусмурын (Cu, Zn, Pb, Au, Ag, Cd, Se, Te, S) и Акбастау (Cu, Zn, Pb, Au, Ag, Cd, Se, S, Те); золото-колчеданно-медно-свинцово-цинковое месторождение Абыз (Pb, Zn, Cu, Au, Ag, S, Se, Te, Сd, In, Hg); Саякская группа медно-скарновых месторождений (Сu, Mo, Fe, Au, Ag, Bi, Te, Se, Re); медно-порфировое месторождение Шатырколь (Cu, Mo, Au, Ag, Te, Se, U), руды которых перерабатываются на Балхашской, Нурказганской, Жезказганских и Карагайлинской обогатительных В рудах разрабатываемых месторождений присутствует достаточное количество фабриках. стратегических металлов. ЯГФТОР, успешно применяемые на месторождении Жезказган, были перенесены на остальные месторождения.

Задача РФА руд в естественном залегании (стенки горных выработок, уступы карьеров, естественные обнажения и т.д.), в отбитой горной массе и крупнодробленых пробах (руда в навале,

штуфы, керн, пробы бурового шлама) решается с 1977 года. С 1998 года используется только мобильный спектрометр РПП–12 (ТОО «Аспап Гео», г. Алма-Ата).

Мобильный полевой EDXRF спектрометр РПП–12 – это 4 определяемых элемента (в случае радионуклида Pu-238 – это Cu, Zn, Pb, Fe или Mn, Fe, Cu, Zn), датчик, устройство регистрации и обработки (УРО) и комплект из четырех подъёмных (1,5м) штанг, 1÷2 радионуклида Pu–238, пропорциональный детектор излучений СИ–13Р или СИ–1, анализатор импульсов на 1024 канала преобразований, буфер памяти на 1000 спектров, жидкокристаллический индикатор, клавиатура, аккумуляторы типа AA (одной зарядки хватает на 48 часов непрерывной работы). Время измерения на одной точке наблюдения 10 сек

Спектрометры РПП–12, при всей своей живучести (датчик, упавший на почву выработки с высоты 8м, восстанавливается за два дня), определяют мало элементов. Поэтому ТОО «Аспап Гео» разработало для ТОО «Корпорация Казахмыс» две новые модификации РПП–12: а) с кремниевым дрейфовым детектором (SDD) и радиоактивным источником – РИ, который с радионуклидом Pu–238 определяет не менее 12 элементов (Cu, Zn, Pb, Fe, Ba, K, Ca, Ti, Mn, Ni, As, Sr); б) с SDD и малогабаритным рентгеновским излучателем – PT, который определяет 31 элемент (Cu, Zn, Pb, Ag, Cd, As, Ba, Fe, Mo, Mn, Ti, V, Cr, Co, K, Ca, Ni, Ga, Br, Rb, Sr, Zr, Y, Nb, Se, Sn, Sb, Bi, W, Th, U).

В варианте (SDD/PИ) предусмотрен узел крепления для штанг, что крайне важно именно для шахт Жезказгана. С радионуклидом Cd–109 список определяемых элементов может быть расширен до молибдена включительно. Емкости аккумулятора хватает на полную смену. Экспозиция измерений в точке 5 сек. Время непрерывной работы 5 часов (допускается горячее подключение дополнительных аккумуляторов). РПП-12 обеспечивает многоэлементное PPO в интервале содержаний от п·10⁻³% до 100%. З таких РПП–12 уже работают на шахтах KAZ Minerals, а также в АО «Жайремский ГОК» TOO «Kazzinc Holdings».

В варианте SDD/РТ применен малогабаритный рентгеновский излучатель 50 кВ, 4 Вт. Блок возбуждения и детектирования обеспечивает гибкость в выборе площади сбора аналитической информации порядка (до 4 см²) и высокую светосилу (входная загрузка свыше 100 кГц). Экспозиция измерения в одной точке – 5 сек. Именно такой РПП-12 уже успешно работает в ТОО «Латон-Геосервис» и в АО «Жайремский ГОК» ТОО «Kazzinc Holdings». Пределы обнаружения для большинства рудных элементов находятся в диапазоне от $n \cdot 10^{-4}$ % до $n \cdot 10^{-3}$ %. Время непрерывной работы РПП-12 без подзарядки аккумуляторов не менее 10 часов. Вес РПП-12 не более 1,5 кг.

В обоих вариантах новых РПП – 12 используются: SDD детектор площадью 25 мм² с термоохлаждением и энергетическим разрешение 140 эВ; беспроводная (bluetooth) система передачи информации от датчика к блоку обработки; обычный смартфон в качестве блока обработка информации с операционной системой Android.

Смартфон (выполнен в защитном исполнении) позволяет реализовать очень важные опции: голосового управления прибором; фотографирования забоя; определения координат сечения РРО с использованием GPS модуля; защиты РПП–12 от несанкционированного использования; записи спектров, режимов работы РПП–12 и прочего с возможностью передачи этой информации по USB порту в персональный компьютер, или USB–флэш–накопитель; система самодиагностики.

Операционная система Android позволяет применить мощное программное обеспечение, позволяющее: а) для учёта матричных эффектов использовать фундаментальные алгоритмы, в том числе и для рассеянного излучения, учитывающие изменение геометрических условий измерения при

вариациях вещественного состава и плотности анализируемых образцов; б) точно определять функцию отклика каждого детектора, а также спектральный состав возбуждающего излучения; в) очищать спектр от двойных и тройных наложений; г) восстанавливать спектр вторичного излучения с учётом зависимости относительных интенсивностей характеристических линий от вещественного состава, что обеспечивает точное нахождение истинных интенсивностей аналитических линий элементов.

Задача РФА проб руд решается с 1988 года. В настоящее время самым продвинутым аналитическим средством является лабораторные EDXRF спектрометры РЛП – 21 и РЛП – 21Т производства ТОО «Аспап Гео» (г. Алма – Ата)..

Спектрометр РЛП–21 обеспечивает определение содержаний 34 элементов (Cu, Pb, Zn, Ag, Cd, Fe, As, Ba, K, Ca, Ti, V, Cr, Mn, Co, Ni, Ga, Se, Br, Rb, Sr, Y, Zr, Nb, Mo, Pd, In, Sn, Sb, Ta, Hg, Bi, W, U, Th) в порошковых пробах руд и горных пород. РЛП–21 – это: Si–Li полупроводниковый детектор площадью 100мм² (охлаждение – жидкий азот); изотопные источники америций–241 типа ИГИА–3М (4–6 шт); мишень (Ba или Cs); экспозиция измерений – 415 сек; облучение кюветы с пробой – снизу, турель на 10 кювет.

Спектрометр РЛП–21Т в обычной комплектации обеспечивает определение содержаний 31 элементов (Cu, Pb, Zn, Ag, Cd, Mo, Fe, Se, As, Ba, W, Bi, Ti, Cr, Mn, V, Ni, Al, Si, S, Ca, Ga, Br, Sr, Zr, Rb, Y, Nb, Pd, U, Th) в одном режиме без применения вакуумного насоса или инертного газа при анализе на легкие элементы. Диапазон энергий от 1,49 кэВ (AlK α) до 23,0 кэВ (CdK α). Спектрометр РЛП–21T – это: дрейфовый полупроводниковый детектор (SDD) площадью около 25 мм² и толщиной 300–500 микрон (охлаждение – термохолодильник Пельтье); рентгеновская трубка VF–50J Rh (50 BT) фирмы Varian Medical Systems (CША); мишень из теллура; экспозиция измерений 150 сек; облучение кюветы с пробой – сверху; турель на 9 кювет; детектор обеспечивает разрешение 150 эВ по линии 5,9 кэВ при загрузке 100 кГц; время формирования импульса 1,6 мкс; сигнал полностью оцифровывается; режим поддержания на постоянном и высоком (90000имп/с) уровне загрузки спектрометрического тракта. Экспозичия мзмерения – 150 сек. По специальному заказу РЛП–21T может быть оснащен опцией (PPA на Re). Данная опция позволяет определять 19 элементов: Re, Ge, Cu, Zn, Pb, K, Ca, Ti, Cr, V, Mn, Fe, Co, Ni, As, Se, Ba (оценка), S (оценка), W при экспозиции измерений 500с.

Последняя модификация спектрометра РЛП–21Т, внедренная в 2015 году на Жайремском ГОК TOO «KAZZINC HOLDINGS», обеспечивает анализ руд на 38 элементов (добавлены: Ga, Ge, K, P, Sb, Sc, Sn,), а РЛП – 21Т, внедренный в лаборатории TOO «Два Кэй» обеспечивает анализ руд на 40 элементов (Cu, Pb, Zn, Fe, Mo, Ag, Cd, K, Ca, Ti, Cr, Mn, Co, Ni, As, Se, Rb, Sr, Y, Zr, Nb, Pd, Sn, Sb, Ba, Ta, W, Bi, S, Si, Al, Y, U, Th, P, Sc, Ga, Ge, Br, Hg).

Таким образом, горные предприятия TOO «Корпорация Казахмыс» и экспресс-лаборатории всех обогатительных фабрик в настоящий момент оснащены EDXRF спектрометрами, возможности которых позволяют определять в рудах и продуктах их переработки практически весь список стратегических элементов.

Результаты тектонофизических исследований в южной части Хибинского плутона

(СВ Фенноскандинавского щита)

Жиров Д.В.*, Сим Л.А.**, Маринин А.В. ** 1- ГИ КНЦ РАН, Апатиты, Россия, zhirov@geoksc.apatity.ru 2 - ИФЗ РАН, Москва, Россия, sim@ifz.ru

Хибинский плутон является крупнейшим в мире щелочным массивом, с которым связаны гигантские месторождения апатит-нефелиновых руд, приуроченные к кольцевому поясу ийолит-уртитов (рис. 1). Его образование обусловлено девонской тектоно-магматической активизацией северо-востока Фенноскандинавии [1]. В плане морфологии он представляет собой конусообразный шток, переходящий в лополит, который можно отнести к структурам центрального (кольцевого) типа [2].



Рисунок 1. Карта рельефа Хибинского массива с вынесенной ийолит-уртитовой дугой (ИУ), районом работ (пунктир), апатит-нефелиновыми месторождениями (звездочки: К - Кукисвумчорр, Ю - Юкспорр, АЦ - Апатитовый Цирк, ПР - Плато Расвумчорр, ВР - Восточный Расвумчорр, КО - Коашва, Н-Ньоркпахк, ОР - Олений Ручей) и крупными техногенными объектами (круги).

В период 2010-2015 гг. авторским коллективом были выполнены тектонофизические исследования в южной части Хибин (см. рис. 1). В ходе работ детально задокументированы: разломы, дизъюнктивы, трещины, жилы, дайки, смещения маркеров, кинематические признаки, зоны катаклаза и милонитизации, проявления горного давления в виде деформаций и разрушения выработок и др. Все данные имеют пространственную привязку с использованием оборудования наземной и/или спутниковой геодезии. Для предварительной обработки и анализа исходных структурных данных использовался комплекс методов, детально разобранный в работе [3]. При реконструкции локальных стресс состояний и кинематики смещений, а также общего поля преимущественно использовались кинематический метод и метод катакластического анализа (МКА) [3-4]. Также широко применялись методы и инструменты 3D и 4D моделирования и обработки пространственно распределённых данных. Итоговый конечный результат признавался хорошим, если полученные разными методами данные о количестве локальных и общих палео стресс состояний, их последовательности и положению главных осей напряжений на каждом этапе тектогенеза совпадали или близко коррелировали, а также не противоречили другим структурным наблюдениям и данным. Сопоставление результатов реконструкций кинематическим методом и МКА показало хорошую сходимость результатов. Однако вся совокупность полученных различными методами результатов даёт неоднозначность при интерпретации, требующую отдельных пояснений. Прежде всего, следует обратить внимание на появление сдвиговой компоненты в большинстве локальных реконструкций. Она также подтверждается и прямыми геолого-структурными маркерами (положение складок, форма рудных тел и др.). Это принципиально новое отличие от всех ранее известных интерпретаций, которые в основном варьируют и отличаются друг от друга только в последовательности и знаке вертикальных и взбросо-сбросовых движений различных блоков. Сдвиговую кинематику можно считать древней на основании её связи с проявлениями пликативной тектоники. Есть несколько вариантов её объяснений: от переиндексации главных осей в рамках одного стресс состояния с большой накопленной упругой энергией до отдельного пока малоизученного этапа тектоногенеза с внешним или внутриформационным механизмом генерации тектонических напряжений. При этом необходимо отметить, что ни у одной из версий пока нет решающего преимущества над остальными. Кроме того, результатами наших исследований обоснована аргументация о механизме современного тектонического развития Хибинского массива (XM) по типу реидного или протрузивного поднятия (прорывания вмещающих толщ) с одновременным деформированием и смещением массива пород в радиальном направлении от центра к периферии за счёт разгрузки накопленных избыточных субгоризонтальных напряжений (рис. 2). Этот механизм объясняет "несовместимую" фактографию и явления, такие как, например, характерная форма откосов краевых частей массива, сформированная по типу сбросов, а также дешифрируемая взбросо-надвиговая кинематика и современные деформации всех апатит-нефелиновых месторождений в радиальном направлении (висячее крыло "наезжает" на лежачее) [5]. Частично такой механизм подтверждается результатами сейсмоплотностного 3D моделирования [2]. Таким образом, в результате опережающего поднятия ХМ одновременно формируются: в приконтактовой зоне на периферии - соскальзывания с кинематикой сброса (в классической интерпретации обстановка растяжения) и взбросо-надвиговые структуры по Главному кольцевому разлому (обстановка субгоризонтального сжатия).



Рисунок 2. А: Схема интерпретации современной кинематики Хибинского массива (XM): 1) - породы вмещающей рамы, 2) - XM, 3) - породы ийолит-уртитовой дуги, 4) направление движения отдельных частей XM, 5) опережающее воздымание XM и его интенсивность, 6) направление главного сжимающего напряжения в приповерхностной части XM. Б: фото краевой части XM в районе г. Суолуайв (откос с признаками сброса)

Исследования тектоники XM выполнены в рамках темы НИР № 0231-2015-0013. Изучение аспектов горного давления в рудниках Хибин в целях организации комплексного мониторинга поддержано грантом РНФ 14-17-00751 (рук. проф., д.т.н. А.А. Козырев).

Литература

1. Arzamastsev A.A., Mitrofanov F.P. Paleozoic plume-lithospheric processes in Northeastern Fennoscandia: evaluation of the composition of the parental mantle melts and magma generation conditions. // Petrology. 2009. Vol. 17. № 3. pp. 300-313

2. Dmitry Zhirov, Victor Glaznev, and Anzhela Zhirova Complex interpretation of seismic and density anomalies of upper crust of the Khibiny area (NW Russia). / Conference Proceedings SGEM-2015, Albena 18-25 June 2015. - 2015. Book 1. Vol. 1. P. 97-104.

3. Ребецкий Ю.Л. Тектонические напряжения и прочность природных массивов. –М.: ИКЦ Академкнига, 2007. 406 с.

 Гущенко О.И., Сим Л.А. Обоснование метода реконструкции напряженного состояния земной коры по ориентировкам сдвиговых тектонических смещений (по геологическим и сейсмологическим данным)
// Механика литосферы: Тез. докл. Всесоюз. науч.техн. совещ. Л.–М., 1974. С. 5–8.

5. Сейсмичность при горных работах. Кол. авт. Изд. КНЦ РАН, Апатиты, 2002, 325 с.

Выщелачивание эвдиалита разбавленной азотной кислотой Зайцев В.А. Кононкова Н.Н. ГЕОХИ РАН

Ловозерский массив на сегодняшний день – единственное в России действующее месторождение редкоземельных элементов. Дополнительные возможности по извлечению редкоземельных элементов появляются на месторождениях Ловозерского массива в связи с перспективой освоения эвдиалитлопаритовых руд участка Аллуайв. К настоящему времени разработана технология получения эвдиалитового концентрата, предложено несколько вариантов переработки эвдиалита. Поскольку ряд методик переработки эвдиалитового концентрата включает сталдию удаления нефелина путем обработки 2% раствором кислоты, представляет интерес рассмотреть, насколько такая обработка способно оказывать эффект на сам эвдиалит, и возможно ли использование ли этого эффекта.

Исходным материалом служил концентрат эвдиалита, полученный Ловозерским ГОКом при экспериментальном обогащении партии лопарит-эвдиалитовой руды с карьера на г. Аллуайв. 71.7% эвдиалита, 12,3% эгирина, 8,9% нефелина, 2,4% полевого шпата, 0,4% лопарита и 4.41% лампрофиллита и рамзаита. В концентрате присутствует две разновидности эвдиалита, различающиеся по химическому составу (см. таблицу 1). Зерна одной из них выглядят более розовыми, другой – оранжевыми. В редких случаях обе разновидности совмещаются в пределах одного зерна, в этом случае «оранжевый» эвдиалит занимает центральные части кристаллов, обрастает и корродируется «розовым».

	Исходный	і́ эвдиалит	После обработки кислотой					
	«Розовый»	«Оранжевый»	«Розовый»	«Оранжевый»				
SiO2	49.7-51.4	51.2-53.6	49.1-52.3	51.9-54.0				
ZrO2	13.3-13.9	15.3-17.7	13.5-15.4	15.3-16.7				
HfO2	0.1-0.6	0.3-0.6	0-0.6	0.3-0.6				
TiO2	0.4-0.5	0.6-0.7	0.4-0.5	0.6-0.7				
Nb2O5	0.6-1.1	0.5-0.6	0.4-1.2	0.5-1.0				
WO3	0.0-0.2	0.1	0.0-0.2	00.4				
FeO	2.4-2.8	2.8-3.7	2.2-2.7	2.7-3.5				
MnO	2.9-3.2	2.3-2.7	3.4-3.7	2.9-3.3				
CaO	7.6-7.8	6.1-6.7	7.6-8.0	6.5-6.8				
SrO	2.4-2.5	1.1-1.7	1.6-2.9	1.5-1.7				
Ce2O3	0.8-0.9	0.6-0.7	0.9-1.1	0.6-0.7				
La2O3	0.3-0.5	0.3-0.4	0.4-0.6	0.3-0.4				
Y2O3	0.3-0.4	0.3-0.4	0.3-0.5	0.3-0.5				
Na2O	12.2-12.7	5.5-8.9	3.7-9.8	3.1-8.2				
K2O	0.3	0.3-0.4	0.1-0.3	0.2-0.3				
Cl	1.3-1.4	1.2-1.4	1.4-1.5	1.2-1.3				

Таблица 1. Вариации состава эвдиалита до и после обработки кислотой.

Можно предположить, что разница в окраске связана с различием в содержании железа и марганца: оранжевый эвдиалит беднее марганцем, но богаче железом, чем розовый. Оранжевый эвдиалит также характеризуется заметно более низким содержанием таких щелочных и щелочноземельных металлов как натрий, кальций и стронций при более высоком содержании каркасообразующих элементов – кремния, циркония и титана. Содержание легких редкоземельных элементов в оранжевом эвдиалите несколько выше, чем в розовом, при этом содержание иттрия - одинаковое. Наблюдаемые различия в соотношении каркасообразующих катионов (Ti/Zr, Fe/Mn отношений) не позволяют считать оранжевый эвдиалит продуктом природного декатионирования розового.

После выдерживания концентрата в кислоте в течении двух суток наблюдается заметное уменьшение содержания Na, K и Sr в розовом эвдиалите, в оранжевом эвдиалите уменьшение содержания этих компонентов слабое, а содержание Sr – остается на том же уровене (рис. 1). Содержания циркония, редкоземельных элементов, железа и марганца сохраняются на прежнем уровне.



Рис. 1. Поведение щелочных и щелочноземельных металлов при декатионировании эвдиалита. Круглыми значками показаны составы исходного эвдиалита, Квадратными – эвдиалита после выщелачивания, причем крупные значки обозначают центральные, а мелкие – краевые части зерен.



Рис. 2. Изменение суммы анализа и содержания кремнезема при декатионировании эвдиалита. Пунктирная линия показывает теоретическое изменения суммы анализа и накопление кремнезема при выносе из эвдиалита натрия, калия и стронция. В первом случае предполагается, что вынос элементов происходит при сохранении объема, а во втором – что плотность структуры сохраняется за счет «усадки». С увеличением дефицита катионов отклонение от этой линии увеличивается, что указывает на частичное вхождении воды в структуру эвдиалита.

Таким образом, ионообменное извлечение целевых компонентов из эвдиалита не перспективно, но подбор условий предварительной очистки эвдиалитового концентрата от нефелина может позволить снизить содержание щелочных и щелочноземельных металлов в целевом растворе, соответственно, увеличит долю целевых компонентов в его солевом составе, что упростит его дальнейшую гидрометаллургическую переработку.

Возможность сохранения кремнекислородных структур при солянокислотном разложении эвдиалита

Зайцев В.А.*, Медведева Л.С.*, Чуканов Н.В.** *ГЕОХИ РАН **ИПХФ РАН

Редкометальные минералы агпаитовых пород, как правило, характеризуются сложными структурами, в основе которых лежат гетерополиэдрические каркасы из кремнекислородных тетраэдров и полиэдров, занятных высокозарядными ионами Ti, Zr, Nb и др., в полостях или межслоевых промежутках которых находятся атомы щелочных и щелочноземельных металлов. Яркий пример – минералы группы эвдиалита, структура которых содержит трех- и девятичленные кольца, часто – центрированные дополнительным тетраэдром SiO₄ или октаэдром NbO₆ [Расцветаева и др., 2012]. Поскольку поликремниевые кислоты в водных растворах, особенно кислых, достаточно устойчивы [Айлер, 1982; Szostak, 1998], уместен вопрос: способны ли кремнекислородные блоки, из которых состоит эвдиалит какое-то время существовать в растворе при растворении минерала? Если да, то можно говорить о «памяти раствора» и даже о возможности наследования кристаллохимических особенностей растворяемой фазы в том случае, когда новообразованная фаза кристаллизуется за счет её вещества даже на некотором удалении.

При кислотном разложения эвдиалита формируется гели или осадки, состоящие из аморфного кремнезема и содержащие примеси щелочных и щелочноземельных и др. металлов, удаляемые промывкой, а также неудаляемую примесь циркония. Среди природных объектов наиболее близкими аналогами такого геля можно считать опалы. Например, в Ловозерском массиве отмечались опалы, содержащие заметные концентрации натрия, алюминия, циркония и др. (Пеков, 2001). Как известно, опалы представляют собой гели, как правило, частично закристаллизованные с образованием фаз кристобалита и/или тридимита. Их структуры представляют собой трехмерный каркас, сложенный из шестичленных колец кремнекислородных тетраэдров; ни трехчленных, ни девятичленных колец, в этих структурах выделить не удастся. Следовательно, в процессе преобразования эвдиалита трех- и девятичленные кольца должны разрушаться.

В ИК-спектрах высушенных гелей наблюдаются сильная широкая полоса в диапазоне 1080-1100 см⁻¹, а также дополнительная полоса около 800 см⁻¹, присутствие которых полос указывает на образование аморфного кремнезёма. Кроме того, в ИК-спектрах часто обнаруживается полоса поглощения в интервале 735-741 см⁻¹, которая указывает на возможное присутствие кольцевых кремнекислородных фрагментов.

Для проверки возможности сохранения кремнекислородных колец при кислотном разложении был проведен следующий эксперимент. Эвдиалитовый концентрат, обработанный 2% HNO₃ для удаления нефелина, цеолитов и других легко разлагаемых силикатов был загружен в 10% HCl при постоянном перемешивании при комнатной температуре. Пробы раствора отбирались через 25 – 180 минут после начала эксперимента. Непосредственно после отбора каждая проба разбавлялась в 250 раз, и разделялась на две части, помещаемые в полипропиленовые пробирки с завинчивающимися крышками, одна из которых замораживалась, а другая помещалась для вызревания при температуре 80 – 100°С.

Концентрация мономерно-димерных форм кремнезема в пробах была измерена спектрофотометрически по стандартной методике с использованием молибденового реагента, а валовое содержание кремнезема в растворе – методом ИСП-АЭС на модифицированном плазменном полихроматоре ICAP-9000 Thermo Jarrell Ash с ПЗС-системой регистрации.

Полученные результаты приведены на рис. 1. Фотометрически определенное содержание мономерно-димерных форм кремнезема, в «вызревших» порциях растворов заметно выше, чем в «замороженных», причем фотометрически определяемое содержание кремнезема в «вызревших» растворах соответствует валовому содержанию кремнезема.

Это свидетельствует о том, что разрушение силикатных колец требует выдержки горячего раствора. Различие между содержаниями, определенными разными методами позволяет оценить, что в замороженных растворах в форме групп с полимеризованными кремнекислородными тетраэдрами находится до 63% кремния.

Примечательно, что в течение первого часа эксперимента концентрация фотометрически определяемого кремнезема в замороженных растворах также соответствует валовому содержанию кремнезема, т.е. весь кремнезем перешел в форму мономеров и димеров. Следовательно, времени для разрушения кольцевых групп в эксперименте было достаточно. Тогда получается, что кремнекислородные группы, существовавшие в структуре эвдиалита частично сохраняются при переходе в раствор только после достижения в растворе критической концентрации. Возможно, происходит два конкурирующих процесса: 1) разрушение кремнекислородных колец на мономеры и/или димеры и 2)

агрегация колец и мономеров в более крупные полимеризованные группы, которые разлагаются при высокотемпературной выдержке («дозревании») разбавленного раствора.

Таким образом, эффект сохранения кремнекислородных групп при растворении эвдиалита если и существует, то скорее в качестве «призрака». Условия, которые необходимы для обнаружения этого эффекта показывают, что сколько-нибудь заметного геохимического значения этот эффект иметь не может.



Рисунок 1. Сопоставление концентраций деполимеризованных форм кремнезема (определеных фотометрическим методом с молибденовым реагентом) в растворе кислотного выщелачивания эвдиалита в случае его вызревания и без такового и валовой концентрации кремнезема, определенных ICP-AES.

Работа выполнена при поддержке Российского научного фонда (грант РНФ № 14-17-00048).

Литература

Айлер Р. (1982) Химия кремнезема: Пер. с англ. - М.: Мир, 1982. ч. 2. - 712 с

Пеков И.В. (2001) Ловозерский массив: история исследования, пегматиты, минералы. Творческое объединение "Земля" Ассоциации Экост. М., - 464 с.

Расцветаева Р., Чуканов Н., Аксенов С. (2012) Минералы группы эвдиалита: кристаллохимия, свойства, генезис. — Издательство Нижегородского госуниверситета им. Н.И. Лобачевского Нижний Новгород, — С. 229. Szostak R. (1998) Molecular Sieves: Principles of Synthesis and Identification. Springer, 359 pp.

Об изменении петролого-петрофизических свойств кимберлитов

в гипергенных условиях

Зинчук Н.Н.

ЗЯНЦ АН РС (Я), г. Мирный, nnzinchuk@rambler.ru

Петрохимические и петрофизические исследования охватывают широкий спектр изучения физических (в том числе и электрических) и химических свойств, а также структурных характеристик горных пород и руд различного состава, генезиса и возраста. Они являются фундаментальной основной для решения различных теоретических и прикладных задач в области геологии и геофизики. Петрологические и электрические свойства горных пород широко используются исследователями при интерпретации результатов измерений естественных геофизических и электромагнитных полей Земли, создаваемых в геологической среде при поисках и разведке полезных ископаемых. В последние несколько десятилетий данные петролого-петрофизических исследований успешно используются в поисковой и разведочной геофизике, в частности применяются различные модификации высокочастотных радиоволновых и радиолокационных методов. Изучение электрических и радиоволновых (РВ) параметров криогенных горных пород выполнялось в различных алмазоносных районах Сибирской платформы (СП) в связи с разработкой, усовершенствованием и внедрением методики петролого-петрофизических исследований и метода радиоволнового просвечивания (РВП) в скважинах при поисках перекрытых кимберлитовых трубок. Исследованиями подтверждается устойчивое согласование между лабораторными и полевыми измерениями электрических и радиоволновых параметров изверженных, осадочных, метаморфических и метасоматических горных пород в постоянном электрическом поле и в диапазоне частот электромагнитного поля от 0,15 до 40 МГц. Кроме измерения плотности, пористости и водонасыщенности пород, определялась частотная дисперсия и анизотропия основных электрических (ρ , $\varepsilon/\varepsilon_o$) и радиоволновых (k'' и k') параметров для пород, выполняющих эту среду. При этом установлено, что более эффективному применению электроразведочных методов (в том числе радиоволновых скважинных и шахтно-скважинных) на всех этапах поисков и разведки способствует изучению электрических свойств коренных горных пород и руд в условиях, соответствующих их естественному залеганию (условия естественного увлажнения и криолитозоны). Поскольку для целей оценки руд проводится большое количество химических силикатных анализов кимберлитов, то очень важным является определение связи петрофизических и петрохимических особенностей этих уникальных магматических образований, которые выполнены на примере некоторых кимберлитовых полей СП. Так, в пределах сравнительно недавно открытого Накынского кимберлитового поля в верхних частях диатрем Ботуобинская и Нюрбинская установлена кора выветривания (КВ) мощностью от 0,3 до 20 м. Неизмененные (материнские) породы представлены серой и грязно-серой автолитовой кимберлитовой брекчией (АКБ). Их средняя плотность составляет 2,44 г/см³, пористость – 12% и влагоёмкость – 6%. Основная масса таких пород сложена тонко- и мелкокристаллическим серпентином и кальцитом с примесью кварца и Mg-Fe-хлорита, а также неупорядоченного смешанослойного образования типа хлорит-«разбухающий хлорит». Вкрапленники серпентина представлены в слабоизмененном кимберлите псевдоморфозами по зернам оливина. Форма зерен последнего округлая, овальная, иногда близкая к таблитчатой со сглаженными краями нередко с каймой мелкозернистого карбоната. В объеме кимберлитовой породы серпентин распределен

неравномерно и в отдельных участках наблюдаются его обособленные сгущения. В слабо измененной породе содержатся также мелкие таблитчатые зерна и листочки хлоритизированного флогопита и биотита, а также редкие зерна граната и мелких кристаллов ильменита и рутила. Хлоритизации подвержены большинство минеральных компонентов кимберлитов (в том числе и ксенолиты). Отсутствие железа в диамагнитных минералах (кальцит, доломит и кварц) и относительно невысокое его содержание в составе парамагнитных минералов (серпентин, хлорит, смешанослойные образования хлорит - «разбухающий хлорит») определяют низкие значения магнитной восприимчивости и сравнительно высокие – электрического сопротивления. Значения диэлектрической проницаемости, находящиеся на низком уровне (22-23 є₀) также указывают на малое содержание ферромагнитных минералов в неизмененных АКБ рассматриваемых диатрем. Высокие значения плотности и низкие пористости и влагоёмкости являются следствием мелкозернистой и массивной структуры кимберлитовых пород нижних частей изученных разрезов, а также существенного содержания в них кальцита и кварца. Самые верхние горизонты этих трубок – это легко разламывающиеся в руках голубовато-, зеленовато-серые (иногда до черного) образования зонального строения. Главными компонентами таких пород являются глинистые образования и пелитоморфные выделения кварца и халцедона. На более глубоких горизонтах менее измененных образований АКБ содержит в среднем до 8-10% в различной степени измененных ксенолитов вмещающих трубку терригенно-карбонатных пород и ксенолитов фундамента. Преобладают карбонатные ксенолиты доломитового состава, часто окремненные и ожелезненные. Редкие ксенолиты кристаллических пород – сланцев фундамента сильно изменены постмагматическими и гипергенными процессами, обычно утратившие свою брекчированную форму, присутствуя в виде темных комковатых выделений. В составе глинистого комплекса минералов доминирует монтмориллонит, ассоциирующий с каолинитом. В наиболее выветрелых образованиях профилей обычно присутствуют гидроксиды железа как в виде округлых образований, так и равномерно пропитывающие породу, придавая участкам коричневый или темно-коричневый цвет. Для верхних горизонтов описываемых КВ довольно характерным минералом является сидерит, образование которого связано с окислительно-восстановительным потенциалом среды, в зависимости от которого возникают оксиды (гидрооксиды) железа или карбонаты.

Проведенные исследования КВ кимберлитовых пород трубок Ботуобинская и Нюрбинская показали, что, несмотря на близкий их минеральный состав, по петрофизическим и петрохимическим характеристикам они заметно различаются. Так, КВ трубки Ботуобинская характеризуется более низкими средними значениями магнитной восприимчивости (34·10⁻⁵ ед.СИ, повышенной плотностью (2,06 г/см³) и более высоким средним значением удельного электрического сопротивления (146 Ом·м), чем те же параметры, характерные для аналогичных образований трубки Нюрбинская (46·10⁻⁵ ед. СИ; 1,90 г/см³ и 73 Ом·м соответственно). Повышенная плотность КВ кимберлитов трубки Ботуобинская определяется большим содержанием в ней аутигенного сидерита, в то время как для аналогичных образований трубки Нюрбинская, имеющих меньшую плотность и более низкое удельное электрическое сопротивление, отмечено больше вторичного пелитоморфного кварца, а в отдельных случаях – примесь тонкодисперсного окисного железа. Учитывая в целом низкие магнитные свойства кимберлитовых пород Накынского поля, при проведении прогнозно-поисковых работ на алмазы следует учитывать их существенные изменения в процессе корообразования.

Особенности постмагматического изменения кимберлитов

Зинчук Н.Н.

ЗЯНЦ АН РС (Я), Мирный, nnzinchuk@rambler.ru

Под новообразованиями кимберлитов мы понимаем все минералы, сформировавшиеся из термальных растворов, под которыми подразумеваются не только постмагматические ювенильные, но и растворы, образовавшиеся как в период формирования диатрем, так и на более поздних этапах их становления. Нередко граница между первичными и вторичными минералами кимберлитов в ряде случаев до некоторой степени является условной. Проведенными нами исследованиями установлено, что главными вторичными минералами кимберлитов являются серпентин и карбонаты, которыми в основном сложены эти породы. К второстепенным следует относить все остальные минералы, образовавшиеся на различных этапах становления кимберлитовых трубок. В процессе комплексного исследования кимберлитовых пород Сибирской, Африканской, Восточно-Европейской и других платформ мира нами идентифицированы и исследованы: силикаты (серпентин, флогопит, хлорит, вермикулит, тальк, монтмориллонит, сапонит, сепиолит, таумасит), карбонаты (кальцит, доломит, арагонит, пироаурит, шортит, стронцианит, магнезит, гидромагнезит, хантит), оксиды и гидроксиды (магнетит, гематит, гётит, амакинит, кварц, халцедон, брусит), сульфиды (пирит, сфалерит, галенит, миллерит, пирротин, пентландит, халькопирит, точилинит), сульфаты (гипс, андрадит, целестин, барит, эпсомит, метабазалюминит, брошантит), галогениды (галит), фосфаты (франколит), бораты (екатеринит, ферроссайбелиит) и битумы. На основании изучения морфологии идентифицированных минералов, физических свойств и химического состава дан анализ условий их формирования. Несмотря на неравномерное в целом распределение ряда вторичных минералов (как по латерали, так и вертикали трубок), намечаются некоторые закономерности в их размещении, т.е. возникает возможность выделения определенных зон. Эта зональность возникла в основном в результате постмагматического преобразования исходных пород и является продуктом минералообразующих процессов, которые могли быть не синхронны во времени и протекали в различных физико-химических условиях, вследствие чего более поздние этапы вторичного минералообразования наложились на проявление более ранних. Доступная для исследований часть кимберлитовых трубок претерпела в процессе своего формирования неоднократные изменения. В зависимости от конкретных условий минералообразования закономерности распределения вторичных минералов на различных стадиях формирования трубок были разными и определялись несколькими факторами. В геологическом строении кимберлитовых трубок определяется унаследованная зональность, возникшая в процессе становления диатрем. Неоднородность самих кимберлитов порождает зональность, обусловленную различной степенью переработки первичного материала. Так, в кимберлитовых брекчиях происходят более глубокие изменения породообразующих минералов, чем в плотных породах, а на участках, выполненных брекчиями, интенсивнее проходят процессы гипергенного преобразования. Важное значение имеет и состав кимберлитов, поскольку трубки выполнены различными породами. Изучение глубоких горизонтов трубок Мир, Удачная, Сытыканская, Юбилейная и др. показывает, что с глубиной без какой-либо закономерности появляются другие (некимберлитовые) породы. Общей закономерностью в выполнении трубок можно считать обогащенность приконтактовых частей ксенолитами вмещающих пород (особенно в верхних горизонтах тел). Следовательно, минеральный состав кимберлитов, их структурные и текстурные особенности во

многом определяют ход вторичных изменений до экзогенных включительно. Чередование различных пород трубки на глубину является причиной возникновения вторичной зональности, в первую очередь, в распределении силикатных минералов. Влияние состава вмещающих пород на зональность кимберлитов проявляется, с одной стороны, в обогащении кимберлитовой магмы ксенолитами, которых обычно больше в приконтактовых участках верхних горизонтов, с другой – в поступлении в кимберлиты трещинных растворов. Влияние ксенолитов терригенно-карбонатных и карбонатных пород отражается на особенностях кимберлитов различным образом. Ксенолиты силикатных пород определяют устойчивость по отношению к процессам вторичного изменения кимберлитов, в то время как карбонатные обычно содействуют интенсивному преобразованию последних, в частности. растворению. Поскольку вмещающими осадочными породами фанерозоя являются чаще всего карбонатные и терригенно-карбонатные отложения, то краевые части трубок не менее уязвимы к процессам выщелачивания, чем кимберлит. Значительное влияние на формирование вторичной минерализации оказывают входящие в состав вмещающих пород растворимые соли, которые переотлагаются в кимберлитах. Из вмещающих пород поступают также вода, углекислота, нефтяные битумы и метан. Большое влияние на формирования вторичных образований оказывают гидродинамические и климатические условия районов развития кимберлитового магматизма. Поскольку размеры трубок обычно небольшие, то их гидродинамические условия близки к тем, которые характерны для вмещающих осадочных пород. Влияние трещинных вод проявляется не только в приповерхностных условиях, но и на глубине. Большое влияние на гидродинамические условия в трубках северной части Сибирской платформы оказывает вечная мерзлота. Мерзлотное выветривание в основном ограничивается физическим преобразованием пород и осаждением растворимых соединений в верхних частях трубок, которые летом размораживаются. Вечная мерзлота служит как бы экраном, ниже которого идет изменение кимберлитов, отчего этот процесс, очевидно, надо отнести к выветриванию. В отличие от обычного выветривания, процессы в мерзлотной части разреза протекают в восстановительной среде вне прямой зависимости от климатических условий. Степень проникновения глубинных эманаций имеет существенное влияние на изменение кимберлитов, так как глубинные газовые эманации не только приводят в движение застойные трещинные воды, но и влияют на химическое преобразование пород. Водные растворы при этом нагреваются, что увеличивает их реакционную способность. Газы, находясь под давлением, растворяются в воде с образованием кислот. Породообразующие минералы ультраосновной магмы (оливин,пироксены,слюды и др.) в процессе взрыва и выброса магмы успели измениться в мелких обломках, а крупные блоки претерпели лишь частичные изменения, которые продолжились в постмагматическую стадию становления диатрем. Происходил высокотемпературный гидротермальный метасоматоз, в процессе которого исходные силикаты замещаются преимущественно серпентином и хлоритом. По мере остывания пород происходило их дальнейшее изменение. При средних и низких температурах замещаются исходные силикаты. В этих условиях устойчивыми силикатами являются гранаты и слюды. При средних температурах образуются сульфиды, кварц, сульфаты стронция и бария, магнетит, обильные выделения кальцита. Таким образом, в результате комплексного изучения вторичных минералов и их ассоциаций получены новые данные по условиям их образования и закономерностям распределения в кимберлитовых трубках. Процессы вторичного минералообразования проходили в большом интервале температур и вызванного их спадом изменения реакции среды от щелочной к кислой с последующей нейтрализацией, что зафиксировалось в формах растворения, дорастания и возникновения новых генераций минералов. В гидротермальную стадию минералообразования принимали участие глубинные эманации и вадозные термальные растворы. Формирование кимберлитов на разных этапах не везде происходило одинаково. В процессе серпентинизации больших масс флюиды были бедны углекислотой и богаты водой. Еще меньше содержалось углекислоты в растворах, из которых образовался брусит. Процесс массовой бруситизации не совпадал с общей серпентинизацией в пространственном отношении и во времени. Выщелачивание карбонатов и магнезиальных силикатов наиболее интенсивно шло в верхних апикальных частях трубок. Причина этого – в сильной обводненности этих частей, а также в вызванном спадом температуры составе растворов угольной, сероводородной и, возможно, более сильных кислот и их солей (галита). Процесс выщелачивания пород в верхних частях тел проходил в восстановительных условиях и заканчивался в окислительных. Весь ход вторичного минералообразования в общем характеризуется резкими окислительными условиями и повышенным сероводородным заражением. Большинство вторичных процессов проходило в восстановительной или нейтральной по отношению к железу (и даже к сере) среде.

Процессы силикатно-карбонатной несмесимости при формировании фонолитовых даек Ковдорского массива (Кольский полуостров)

Исакова А.Т.*, Арзамасцев А.А.**

*Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, Новосибирск, Россия **Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, Санкт-Петербург, Россия atnikolaeva@igm.nsc.ru

Ковдорский массив в плане имеет овальную форму и сложное концентрически-зональное строение (ядро массива слагают оливиниты площадью около 8 км², краевая зона сложена щелочными породами - мельтейгитами, ийолитами, турьяитами и др.. Наряду с интрузивными породами в больших количествах в пределах массива присутствуют метасоматические образования. Вмещающими породами массива являются архейские двуслюдяные гнейсы. В заключительной стадии становления Ковдорского массива формировались многочисленные карбонатитовые тела. Исследуемые нами дайки фонолитов располагаются непосредственно в экзоконтактовом фенитовом ореоле и контролируются системой кольцевых и конических разрывных нарушений, падающих в сторону интрузии под крутыми углами (Арзамасцев и др., 2009). Л.С. Бородин соавторами (1976) предполагают, что щелочные дайки и карбонатиты массива близки по времени образования и формировались в сходных тектонических условиях.

Для получения информации о генезисе фонолитов основное внимание в данной работе уделялось изучению расплавных включений в минералах пород с применением широкого спектра аналитических методов. Подобные работы по Ковдорскому массиву малочисленны: это работы Векслера с соавторами (Veksler et al, 1998), Михайловой с соавторами (2002) и Прокофьева с соавторами (2005).

Нами были изучены образцы фонолитов из разных даек (обр. D52 и обр. D32), которые характеризуются одинаковым минеральным составом, отличаясь лишь соотношением породообразующих минералов и размерами их зерен (рис. 1).



Рис. 1. Образцы фонолитов. Изображение в проходящем свете.

Породы состоят из вкраплеников клинопироксена, нефелина, биотита и апатита и основной массы, сложенной этими же минералами, а также анальцимом, канкринитом, калиевым полевым шпатом, кальцитом и титаномагнетитом. Следует отметить, что образец фонолита D32 является более отдиференцированным по сравнению с образцом D52, так как в его химическом составе фиксируется больше SiO₂ (52,4 против 47,5 мас.%), Al₂O₃ (19,3 против 16 мас.%) и K₂O (4,2 против 3,4 мас.%) и меньше Na₂O (9,1 против 9,7 мас.%), FeO (4,8 против 7,6 мас.%), MgO (1,5 против 2,8 мас.%), CaO (3,7 против 6,6 мас.%), что отражается и в его минеральном составе: он содержит существенно меньше вкрапленников клинопироксена и больше вкрапленников апатита.

Химический состав вкрапленников из разных образцов несколько отличается. Так, состав *клинопироксена* в образце фонолита D52 является более магнезиальным и варьирует от диопсида (31-39% En, 15-23% Fs, 45-47% Wo), к авгиту (28-37% En, 19-27% Fs, 43-45% Wo) и этирин-авгиту (14-26% Aeg, 2-10% Jd 69-80% Q, mg# 44-66), а в образце фонолита D32 клинопироксены имеют более железистый состав, отвечающий преимущественно этирин-авгиту (13-23% Aeg, 8-11% Jd, 69-76% Q, mg# 52-60). В основной массе обоих образцов клинопироксен представлен эгирин-авгитом (16-62% Aeg, 2-13% Jd, 25-73% Q, mg# 10-52) и этирином (78-91% Aeg, 1-10% Jd, 5-20% Q, mg# 2-8). Состав вкрапленников *нефелина* в образце D52 характеризуется более высоким содержанием кальсилитового минала по сравнению с таковыми в образце D32 (13-23% против 10-20%). В нефелинах из основной массы по сравнению с вкрапленниками наблюдается избыток кремнезема до 4%. Следует отметить, что нефелины в образце D52 содержат болыше FeOt (0,6-1,8 против 0,5-1 маc.%) и CaO (0,2-0,7 против 0,5-1 маc.%) по сравнению с таковым в образце D32. Вкрапленники *апатита* в обоих образцах имеют близкий состав и содержат (мас.%) 1,2-2,1 SrO, 0,2-1,3 Na₂O, 1,6-4,2 F, до 0,2 Cl. Апатиты из основной массы по сравнению с вкрапленники редкоземельных элементов как Ce₂O₃ (до 1,9 маc.%) и La₂O₃ (до 1,1 маc.%), а также больше SrO (до 8,4 маc.% против 1,2-2,1 маc.%).

Во вкрапленниках *клинопироксена* были найдены раскристаллизованные первичные расплавные включения, располагающиеся одиночно и по зонам роста минерала-хозяина. Их фазовый состав представлен клинопироксеном, биотитом, нефелином, канкринитом, анальцимом, плагиоклазом, калиевым полевым шпатом, псевдолейцитом, апатитом, титанитом, карбонатами, РЗЭ-фаза и газовой фазой (Рис.2 a, b). При прогреве этих включений и исследовании их состава методами микрозондовых анализов было установлено (Isakova et al., 2015), что кристаллизация фонолитов начиналась с выделения клинопироксенов при

температурах близких около 1200 °C из гомогенной фонолитовой магмы, несколько обогащенной карбонатносолевой составляющей. Состав исходной магмы в процессе кристаллизации эволюционировал с увеличением содержаний SiO₂, Al₂O₃, и K₂O и уменьшением FeO, MgO, CaO, MnO и TiO₂.



Рис. 2. Первичные расплавные включения во вкрапленниках клинопироксена (a, b) и апатита (c, d). Изображение в отраженных электронах (a, b) и проходящем свете (c, d).

Во вкрапленниках *нефелина* включения являются одиночными раскристаллизованными, их фазовый состав представлен клинопироксеном, биотитом, канкринитом, содалитом, натролитом, плагиоклазом, калиевым полевым шпатом, апатитом. Обращает на себя внимание, что среди дочерних фаз отсутствуют карбонаты, но присутствуют CO₂- и Cl-содержащие фазы. Эксперименты по гомогенизации включений не удалось провести из-за трещиноватости минерала-хозяина.

Во вкрапленниках *апатита* были найдены карбонатно-солевые включения округлой формы и размером от 5- 30 мкм (Рис. 2 с, d). В апатите из образца D52 включения являются одиночными и встречаются намного реже, чем в апатитах из образа D32. Среди дочерних минералов этих включений зафиксированы кальцит, биотит и магнетит. Включения же в апатитах из образца D32 многочисленны и располагаются по зонам роста минерала-хозяина. Их фазовый состав представлен магнетитом, апатитом, кальцитом, Na-Ca карбонатами, Ba-Sr-Ca карбонатами, целестином, калиевым полевым шпатом (минерал-спутник?) и галитом, т.е. их состав преимущественно щелочно-карбонатно-солевой. Согласно экспериментам по прогреву карбонатных включений в апатите из образца D32 кристаллизация апатита в этих породах происходила около 800 °C. Согласно минеральному составу дочерних фаз, а также химическому составу прогретых включений в апатите, расплав, из которого кристаллизовался апатит, являлся карбонатитовым с высокими содержаниями щелочей (до 25 мас.% Na₂O+K₂O), фосфора (до 19 мас.% P₂O₅) и серы (до 3 мас.% SO₃).

Таким образом, клинопироксен кристаллизовался при температурах близких или чуть выше 1200 °C из гомогенной фонолитовой магмы, обогащенной карбонатно-солевой составляющей. Состав исходной магмы в процессе кристаллизации эволюционировал с увеличением содержаний SiO₂, Al₂O₃, и K₂O и уменьшением FeO, MgO, CaO, MnO и TiO₂. Несмотря на то, что нами не был зафиксировано непосредственное отделение карбонатитового расплава от силикатного, мы предполагаем, что силикатно-карбонатная несмесимость произошла на последних стадиях кристаллизации нефелина. Об этом косвенно свидетельствуют наличие среди дочерних силикатных минералов кальцита во включениях в клинопироксене и CO₂- и Cl-содержащих фаз во включениях в нефелине при наличии карбонатных включений в апатите. Апатит кристаллизовался около 800 °C из карбонатитовой магмы, обогащенной щелочами, фосфором и серой.

Работа выполнена при финансовой поддержке гранта РФФИ (№15-05-02116 а).

Литература

Арзамасцев А.А., Федотов Ж.А., Арзамасцева Л.В. Дайковый магматизм северо-восточной части Балтийского щита. СПб.: Наука, 2009. 383 с.

Бородин Л.С., Лапин А.В., Пятенко И.К. Петрология и геохимия щелочно-ультраосновных пород и кимберлитов. М.: Наука, 1976. 242 с.

Михайлова Ю.А., Краснова Н.И., Крецер Ю.Л., Уолл Ф., Пахомовский Я.А. Включения в минералах Ковдорского массива ультраосновных, щелочных пород и карбонатитов как индикаторы эндогенных эволюционных процессов // ред. Н.В. Владыкин, сборник трудов II Международного семинара «Глубинный магматизм, магматические источники и проблемы плюмов». Иркутск-Владивосток., 2002, с. 294-318.

Прокофьев В.Ю., Середкин М.В., Зотов И.А., Аношечкина В.А. Генезис магнетит-апатитового и флогопитового месторождений массива Ковдор, Кольский полуостров: данные исследования расплавных и флюидных включений. Доклады Академии наук. Т. 402 № 5, 2005. *С.* 665-670.

Isakova A.T., Arzamastsev A.A., Rokosova E.Yu. The first results of the melt inclusion study of phonolite dykes from Kovdor massif (Kola Peninsula) // proceedings of XXXII International conference "Alkaline magmatism of the Earth and related strategic metal deposits". M.: GEOKHI RAS, 2015, p. 51-53.

Veksler I.V., Nielsen T.F.D., Sokolov S.V. Mineralogy of crystallized melt inclusions from Gardiner and Kovdor ultramafic alkaline complexes: implications for carbonatite genesis // Journal of Petrology, 1998, v. 39, no. 11-12, p. 2015-2031.

Новая технология прогнозирования промышленных экзогенноинфильтрационных месторождений урана в осадочном чехле Украинского щита *Калашник А.А.****

* – Кировоградский Национальный технический университет, Кировоград, Украина

** – Геологоразведочная экспедиция №37, КП «Кировгеология», Кировоград, Украина

kalashnik_anna1@mail.ru

На современном этапе наиболее остро стоит проблема поиска крупномасштабного и богатого оруденения с высокорентабельными и рентабельными для добычи месторождениями, выявления условий формирования крупных рудных провинций. Месторождения урана экзогенно-инфильтрационного типа с возможностью их эффективной промышленной отработки методом подземного выщелачивания (ПВ) относятся к высокорентабельным. Поэтому исследования проводились нами целенаправленно на уточнение и конкретизацию комплексов прогнозно-поисковых критериев и признаков для поэтапного эффективного и обоснованного выделения разноранговых объектов, перспективных на выявление новых промышленных месторождений урана этого типа в пределах Днепробасса с возможностью их отработки методом ПВ. Их последовательное поэтапное использование с соблюдением принципов системности, последовательных приближений и соответствия объектов масштабам исследований является основой принципиально новой технологии прогнозирования промышленных месторождений урана экзогенно-инфильтрационного типа в осадочном чехле УЩ.

В осадочном чехле УЩ выделена Бугско-Днепровская металлогеническая область, перспективная на выявление промышленного уранового оруденения в зонах пластового окисления угленосной

формации (рис. 1). Она включает три основных урановорудных района: Южно-Бугский, Ингуло-Ингулецкий и Саксаганско-Сурский.



Рис. 1. Обзорная схема Днепровского ураноугольного бассейна в отложениях среднего эоцена: 1-месторождения урана экзогенно-инфильтрационного типа; 2 – рудопроявления, 3 – точки минерализации, 4 – рудные районы: А – Южно-Бугский, Б – Ингуло-Ингулецкий, В – Саксаганско-Сурский; 5- палеодепрессии среднеэоценового возраста, 6 – участки полного размыва осадочных отложений в четвертичное время; 7 – граница Бугско-Днепровской минерагенической области; 8 – границы мегаблоков: I- Ингульского, II – Среднеприднепровского; III – Приазовского; 9 – осевые линии глубинных разломов: I-Субботско-Мошоринского, II – Девладовского; III – Братского; IV – Софиевско-Криничеватского; 10-граница УЩ

Исследования геолого-структурных особенностей экзогенно-инфильтрационных месторождений урана Бугско-Днепровской металлогенической области позволили нам выявить главную закономерность - у всех этих месторождений отмечается четкая геотектоническая избирательность, которая обеспечивала проявление энергичной гидродинамики в сфере водообмена и интенсивность эрозионных процессов [1,2]. Выявлена закономерная связь формирования экзогенно-инфильтрационных месторождений с неотектоническими подвижками широтных долгоживущих разломов на участках пересечения с бучакскими палеодолинами (Субботско-Мошоринского и Девладовского для Саксаганско-Сурского рудного района, Девладовского и Софиевско-Криничеватского для Ингуло-Ингулецкого рудного района, Братского для Южно-Бугского рудного района). Нами выявлены признаки поступления большей части урана многокомпонентных руд месторождений экзогенно-инфильтрационного типа Ингуло-Ингулецкого рудного района с растворами по тектоническим зонам, которые контролируют палеодолины и сами являются рудоносными [1,2]. Зоны разломов характеризуются радиогеохимической обстановкой с урановой специализацией. Выявленные особенности позволили при прогнозировании месторождений данного типа в угленосных отложениях осадочного чехла УЩ наряду с имеющейся методикой прогнозирования перспективных площадей и потенциально-урановорудных полей [3], экзогенных и геохимических факторов оруденения, дополнительно учитывать степень проявленности тектонического фактора на стадии рудоподготовки с целью повышения эффективности прогнозно-геологических и поисковых работ, объективной локализации площадей опоискования, экономии финансовых затрат, направленных на поиски месторождений урана «песчаникового» типа.

Уточненные рациональные комплексы региональных критериев и признаков уранового оруденения «песчаникового» типа в угленосных отложениях палеогена УЩ, синтезирующие все

положительное, наработанное за многие годы специалистами КП «Кировгеология» [3] и выявленные нами новые закономерности имеют следующий вид.

Для стадии среднемаештабного прогнозирования 1:200000 это: 1) зоны региональных долгоживущих разломов с установленными неотектоническими подвижками на участках пересечения с бучакскими палеодолинами, отличающиеся широким развитием радиогидрогеологических ореолов урана, являющиеся областями разгрузки восходящих потоков ураноносных растворов в вышележащие отложения; 2) участки тектонических зон с радиохимической урановой специализацией в пределах долгоживущих разломов, служащие источниками разновозрастных концентраций урана, а также ураноносных растворов; палеодепрессии, вмещающие угленосную формацию; 3) состав литологофациальных комплексов (в порядке убывания перспективности - речной, лагунно-лиманный, озерноболотный), слагающих угленосную формацию; наличие водоупорных отложений, перекрывающих угленосную формацию; 4) площади размещения угленосных отложений выше уровня региональных дрен; урановое оруденение в породах угленосной формации, в том числе наличие объектов, связанных с зонами пластового окисления; 5) площади с аномальными концентрациями урана в пластово-трещинных водах.

На стадии крупномасштабного прогнозирования (1:50000) месторождений урана «песчаникового» типа тектонические критерии сохраняют ведущее значение, изменяется только масштаб их проявления: 1) зоны региональных долгоживущих разломов с установленными неотектоническими подвижками на участках пересечения с бучакскими палеодолинами, являющиеся областями разгрузки восходящих потоков ураноносных растворов в вышележащие отложения; 2) участки зон с радиохимической урановой специализацией в пределах долгоживущих разломов, служащие источниками разновозрастных концентраций урана с благоприятными гидродинамическими условиями; 3) области благоприятного литологического состава отложений (угленосность, преимущественно русловые фации); 4) благоприятная эпигенетическая зональность (критические области); 5) наличие водоупорных отложений, перекрывающих угленосную толщу; 6) наличие повышенных концентраций урана в угленосных отложениях, вмещающих породах и породах водосборных областей питания; 7) крупные водосборные площади (десятки, сотни кв. км), в пределах которых формировались грунтовые воды, питающие палеодепрессии; 8) гидравлические уклоны от областей питания грунтовых вод до участков их разгрузки.

В результате выполненных построений и анализа полученного материала выделяются перспективные участки, на которых рекомендуется постановка дальнейших геологоразведочных работ. Поисково-оценочные работы следует выполнять на участках ранее выявленных рудопроявлений и на новых перспективных участках, выделенных по результатам среднемасштабных прогнозно-поисковых работ. Разведочные работы проводят на месторождениях экзогенно-инфильтрационного типа для оценки масштабов оруденения и эффективности применения способа ПВ системой геотехнологических скважин, оборудованных с дневной поверхности с проведением натурного опыта ПВ.

На основе последовательного использования разработанных прогнозно-поисковых комплексов критериев и признаков промышленного уранового оруденения экзогенно-инфильтрационного типа с соблюдением принципов системности, последовательных приближений и соответствия объектов масштабам исследований нами выполнены прогнозные построения для Саксаганско-Сурского рудного района Бугско-Днепровской урановорудной металлогенической области. Это позволило существенно повысить эффективность локализации участков, перспективных на поиски новых месторождений урана экзогенноинфильтрационного типа.

Литература

 Калашник, А.А. Геолого-структурные особенности экзогенно-инфильтрационных месторождений урана в Ингуло-Ингулецком рудном районе Украинского щита// Науковий вісник НГУ. – 2013. - №3. – С. 11-18.

2. Калашник, А.А. Оценка перспектив развития промышленного потенциала уранового оруденения экзогенно-инфильтрационного типа в Саксаганско-Сурском рудном районе УЩ // Зб. наукових праць УкрДГРІ. – 2015. - № 1. – С.94-113.

3. Макаренко, Н.Н., Чурзин, Г.Г., Кузьмин, А.В. Модель образования и перспективы развития в Украине сырьевой базы урановых месторождений песчаникового типа // Кировгеологии – 60 лет: история, достижения, перспективы: тез. докл. научно-практ. конф. - 22-23 ноября 2007 года. – Киев, 2007. - С. 40-44.

Кимберлиты и родственные породы севера Анабарского района, Якутия: петрографо-геохимическая типизация

Каргин А.В.*, Голубева Ю.Ю.**, Ковальчук Е.В.*

* Институт геологии рудных месторождений петрографии, минералогии и геохимии Российской академии наук (ИГЕМ РАН), Москва, Россия, kargin@jgem.ru

** ФГУП Центральный научно-исследовательский геологоразведочный институт цветных и благородных металлов (ЦНИГРИ) Варшавское шоссе, 129, Москва, 113545, Россия; e-mail: jugolubeva@gmail.com

Анабарский алмазоносный район расположен в пределах протерозойского Хапчанского террейна (Зайцев, Смелов, 2010) на восточном склоне Анабарской антеклизы. Нами было изучено (EMPA, XRF, ICP-MS) 37 образцов из 27 объектов Ары-Мастахского, Старореченского и Орто-Ыаргинского полей. К ним относятся кимберлиты, оранжеиты (слюдяные кимберлиты) и дамтьерниты (236-213±13 млн. лет); карбонатиты (153±4 млн. лет); карбонатиты с высокой долей силикатной компоненты (100±13 млн. лет), а также оранжеиты эоценового возраста (54±5 млн. лет). Оценки возраста приведены согласно (Зайцев, Смелов, 2010). Коллекция кимберлитов и родственных пород была любезно предоставлена для

Изученные породы сильно варьируют по содержанию силикатной (оливин, флогопит, монтичеллит, клинопироксен, нефелин) и карбонатной компонент, а также рудных минералов. При этом кимберлиты по составу флогопита и ряду геохимических характеристик показывают большую близость к айликитам (Тарре et al., 2006) и другим ультрамафическим лампрофирам, нежели к архетипу кимберлитов группы 1 Южной Африки.

Основными факторами, определяющими широкую вариацию химического состава изученных пород, являются фракционная кристаллизация и гетерогенность их мантийного источника. Особенности минерального состава дамтьернитов указывают на более эволюционную природу их расплавов по

исследований Отделом алмаза ЦНИГРИ.

сравнению с кимберлитами, определяемую процессами кристаллизационного фракционирования. Одной из особенностью этой эволюции является обогащение пород Na.

Для оценки уровня гетерогенности мантийного источника кимберлитов и родственных пород севера Анабарского района, с учетом вовлечения метасоматических жильных парагенезисов типа MARID, были построены диаграммы (Sm/Zr)_(PM) относительно (La/Nb)_(PM), (La/Yb)_(C1), Cr/Ni и Ti/Ti* (Ti_(PM)/(Eu*Gd)_(PM)^{^0.5}) (рис. 1). Дополнительно на эти диаграммы были нанесены составы орогенных лампроитов, кимберлитов группы 1 и группы 2 Южной Африки, карбонатитов и кимберлитов Гренландии, а также составы метасоматических парагенезисов.

Фигуративные точки кимберлитов, айликитов и дамтьернитов севера Анабарского алмазоносного района, вне зависимости от их возраста, образуют единый тренд (черные стрелки на рис.) из области типичной для кимберлитов в сторону лампроитов или метасоматических жильных парагенезисов содержащих клинопироксен, ильменит, флогопит \pm амфибол (черные звездочки на рис. 1). Широкие вариации Cr/Ni в изученных породах указывают на ассимиляцию литосферного материала, в частности оливина, либо его фракционирование (рис. 1а). Фигуративные точки карбонатитов Орто-Ыаргинского поля располагаются в области высоких значений величины (Sm/Zr)_(PM), что отражает их первичную карбонатитовую природу (рис. 1а). Карбонатиты также резко отличаются от остальных пород низкими значениями Ti/Ti*, а также обогащением легкими REE, что отразилось в высоких значениях величин (La/Nb)_(PM) и (La/Yb)_(C1).

Таким образом, широкий разброс значений (Sm/Zr)_(PM) в кимберлитах, айликитах и дамтьернитах с одной стороны, и карбонатитах с другой, связан с различными по составу метасоматическими ассоциациями, участвовавшими в генерации расплавов, причем ведущая роль при генерации кимберлитов, айликитов и дамтьернитов могла принадлежать парагенезисам типа MARID (рис. 1), что согласуется с оценками состава флогопита из них.

Кимберлиты, айликиты, дамтьерниты Ары-Мастахского и Старореченского полей, геохимические особенности которых отражают вклад в их литосферный источник обогащенных жильных парагенезисов типа MARID, пространственно расположены ближе к границе протерозойского Хапчанского и архейского Далдынского террейнов. При этом, при переходе от краевой части Хапчанского террейна к центральной, в литосферной мантии уменьшалась роль обогащенной водно-калиевой компоненты, что привело к генерации расплавов карбонатитов.

Крупные кимберлитовые районы или поля, в которых широко развиты ультрамафические лампрофиры и\или щелочные пикриты, как правило являются промышленно неалмазоносными, несмотря на находки алмазов в этих породах. Полученные геохимические особенности кимберлитов и родственных пород севера Анабарского алмазоносного района, при их сопоставлении с промышленноалмазоносными объектами Якутской алмазоносной провинции, а также с учетом их размещения по площади и модельным строением литосферной мантии (Ashchepkov et al., 2015) не позволяют прогнозировать их промышленную продуктивность.



Рис. 1. Диаграммы Cr/Ni, Ti/Ti*, (La/Nb)_(PM), (La/Yb)_(C1) относительно величины (Sm/Zr)_(PM) для кимберлитов и родственных пород севера Анабарского района. К – кимберлиты группы 1 Южной Африки и им подобные (Becker, Le Roex, 2006), О – оранжеиты (Becker, Roex Le, 2006), L – поле лампроитов (Prelevic и др., 2005; Prelevic et al., 2008), С – тренд карбонатитов, пространственно сопряженных с кимберлитами (Tappe et al., 2006, 2008). Поле девонских промышленно-алмазоносных кимберлитов ЯАП (Каргин и др., 2011) и трубки им. В. Гриба, ААП согласно (Кононова и др., 2007). Ti/Ti* = Ti_(PM)/(Eu*Gd)_(PM)^0.5. Звёздочками показаны составы метасоматических парагенезисов типа MARID (серые) с преобладание клинопироксена (черные) и карбонат-флогопитовых (белые) жил (Gregoire, 2002).

Работа выполнена при финансовой поддержке гранта Президента Российской Федерации для государственной поддержки молодых российских ученых МК-3410.2015.5.

Литература

Зайцев А.И., Смелов А.П. Изотопная геохронология пород кимберлитовой формации Якутской провинции / под ред. В.С. Шкодзинский. Якутск: ИГАБМ СО РАН, 2010. 108 с.

Каргин А.В., Голубева Ю.Ю., Кононова В.А. Кимберлиты Далдыно-Алакитского района (Якутия): пространственное распределение пород с различными вещественными характеристиками // Петрология. 2011. Т. 19. № 5. С. 520–545.

Кононова В.А., Голубева Ю.Ю., Богатиков О.А., и др. Алмазоносность кимберлитов Зимнебережного поля (Архангельская область) // Геология рудных месторождений. 2007. Т. 49. № 6. С. 483–505.

Ashchepkov I. V., Kuligin S.S., Vladykin N.V., et al. Comparison of mantle lithosphere beneath early Triassic kimberlite fields in Siberian craton reconstructed from deep-seated xenocrysts // Geosci. Front. 2015. DOI: 10.1016/j.gsf.2015.06.004

Becker M., Le Roex A.P. Geochemistry of South African On- and Off-craton, Group I and Group II Kimberlites: Petrogenesis and Source Region Evolution // J. Petrol. 2006. V. 47. № 4. P. 673–703.

Girnis A. V., Bulatov V.K., Brey G.P., et al. Trace element partitioning between mantle minerals and silicocarbonate melts at 6-12GPa and applications to mantle metasomatism and kimberlite genesis // Lithos. 2013. V. 160-161. № 1. P. 183–200.

Gregoire M., Bell D.R., Le Roex A.P. Trace element geochemistry of phlogopite-rich mafic mantle xenoliths : their classification and their relationship to phlogopite-bearing peridotites and kimberlites revisited // Contrib. to Mineral. Petrol. 2002. V. 142. P. 603–625.

Prelevic D., Foley S.F., Romer R.L., et al. Tertiary Ultrapotassic Volcanism in Serbia : Constraints on Petrogenesis and Mantle Source Characteristics // J. Petrol. 2005. V. 46. № 7. P. 1443–1487.

Prelevic D., Foley S.F., Romer R., et al. Mediterranean Tertiary lamproites derived from multiple source components in postcollisional geodynamics // 2008. V. 72. P. 2125–2156.

Tappe S., Foley S.F., Jenner G.A., et al. Genesis of Ultramafic Lamprophyres and Carbonatites at Aillik Bay , Labrador : a Consequence of Incipient Lithospheric Thinning beneath the North Atlantic Craton // J. Petrol. 2006. V. 47. № 7. P. 1261–1315.

Tappe S., Foley S.F., Kjarsgaard B.A., et al. Between carbonatite and lamproite — Diamondiferous Torngat ultramafic lamprophyres formed by carbonate-fluxed melting of cratonic MARID-type metasomes // Geochim. Cosmochim. Acta. 2008. V. 72. P. 3258–3286.

Девонские ультрамафические лампрофиры Иркинеево-Чадобецкого прогиба юго-запада Сибирской платформы

Каргин А.В.*, Носова А.А.*, Постников А.В.**, Чугаев А.В.*, Постникова О.В.**, Попова Л.П.**, Пошибаев В.В.**, Сазонова Л.В.*, Докучаев А.Я.*, Смирнова М.Д.*

* Институт геологии рудных месторождений петрографии, минералогии и геохимии Российской академии наук (ИГЕМ РАН), Москва, Россия, kargin@igem.ru

** Российский государственный университет нефти и газа имени И.М. Губкина Ленинский пр-т., д. 65, Москва, 119991, Россия; olgapostnikova@yandex.ru

Для ультрамафических лампрофиров Иркинеево-Чадобецкого прогиба юга-запада Сибирской платформы проведены детальные минералого-петрографические и геохимические исследования; установлено время их внедрения около 392 млн. (Rb-Sr изохрона по 4 фракциям флогопита, карбонату и валовой пробе).

Ильбокичское проявление ультрамафических лампрофиров расположено в пределах северного борта Иркинеево-Чадобецкого рифтогенного прогиба юго-запада Сибирской платформы, который представляет собой линейную зону, разделяющую крупные литосферные блоки: соответствующие – Камовскому своду на севере, Богучано-Манзинскому на юге и Ангаро-Ленскому с Непско-Ботуобинским на востоке. В восточной части прогиба выделяется крупное Чадобецкое куполовидное поднятие, в составе которого отмечаются щелочно-ультраосновные комплексы с карбонатитами мезозойского возраста (Лапин, 2001).

В керне скважины Ильбокичская №3 выявлено 6 уровней внедрения ультрамафических лампрофиров на глубинах 2775-2833 м. Видимые мощности даек составляют от 0.05 до 3.6 м. Вмещающие породы чистяковской свиты тасеевской серии рифей-вендского возраста представлены

сероцветными или пестроцветными песчано-алевро-глинистыми образованиями, а также доломитами. Контакты даек резкие, неровные, субгоризонтальные. В экзоконтактах отмечаются слабо выраженные дробление и карбонатизация вмещающих пород, в узких эндоконтактовых зонах наблюдаются тонкие зонки закалки, присутствуют мелкие ксенолиты боковых пород.

Ультрамафические лампрофиры представлены мелкозернистыми однородными, массивными разностями тёмно-зеленовато-серого цвета. Структура пород порфировидная (рис. 1). Вкрапленники, размером до 1-1.5 мм, представлены оливином (рис. 1а, д), реже карбонатными минералами, крупными кристаллами перовскита, замещенными рутилом и ильменитом, размером до 0.2 мм (рис. 1а). Содержание вкрапленников изменяется от 5-10 об. % до 35 об. %, преобладают породы с 25 об. % вкрапленников. В некоторых образцах вкрапленники представлены КПШ, который имеет пойкилитовый облик за счет вростков слюды. В отдельных образцах присутствует амфибол, часто в сростках с клинопироксеном. Основная масса полностью кристаллическая, имеет микрозернистую, гипидиоморфнозернистую, неоднородную структуру и сложена карбонатом (преобладает), мелкими лейстами флогопита, обильными выделениями перовскита, частично замещенного рутилом, ильменитом (рис. 1е), а также шпинелью, мелкими зернами апатита, сульфидами (пирит, пирротин, халькопирит, сфалерит), клинопироксеном, реже амфиболом и высоко-Ті гранатом. На контакте с вмещающими породами происходит перекристаллизация карбонатных минералов.



Рис. 1. Микрофотографии лампрофиров в отраженных электронах: а) порфировая структура породы; б-г) основная масса; д) зональный кристалл оливина; е) замещение рутилом (темно-серое) и ильменитом кристаллов перовскита (светло-серое). Ol – оливин, Cpx – клинопироксен, Phl – флогопит, Cb – карбонаты, Rt – рутил, Spl – шпинель, Mag – магнетит, Prv – перовскит, Ilm - ильменит, Ap – апатит, Py – пироп.

Особенности минерального и химического состава изученных ультрамафических лампрофиров позволяют диагностировать их как близкие к айликитам, а отдельные разности с КПШ – к дамтьернитам.

Для геохронологических исследований, исходя из петрографических наблюдений и изучения особенностей минерального состава, был выбран образец Ильб3-28, который характеризуется

отсутствием следов приконтактового взаимодействия с вмещающими породами (перекристаллизации, закалки и пр.) и в наименьшей степени подвержен вторичным изменениям. Порода обладает порфировой структурой, Вкрапленники слагают около 25 % объема породы и представлены либо свежим оливином, либо идиоморфными псевдоморфозами серпентина по оливину, размером 200х500мкм, реже – клинопироксеном в сростках с лейстами рихтерита. Основная масса имеет пойкилитовый облик: на фоне карбонатной матрицы располагаются вростки слюды, клинопироксена, амфибола, выделения ильменита (+перовскит), шпинели, апатита, сульфидов (пирротин).

Полученные Rb-Sr данные для валовой пробы и породообразующих минералов (всего 6 точек) на корреляционной диаграмме образуют единую линейную зависимость, тангенс угла которой соответствует возрасту 391.7±1.9 млн. лет (рис. 2). Относительно малая величина параметра СКВО=6.1, характеризующего разброс точек относительно аппроксимирующей их линии, позволяет заключить, что наблюдаемая на графике зависимость точек близка к изохронной.



Рис. 2. Изохронная диаграмма для флогопитов (Phl), карбоната (Carb) и валовой пробы (WR) айликитов обр. Ильб3-28.

Обзор реконструкций геодинамических обстановок на юге СП в ранне-среднедевонское время формирование проявлений ранне-среднедевонского позволяет предположить, что щелочноультрамафитового магматизма на юго-западе кратонной части СП могло происходить в рифтовых зонах, удаленно-тыловодужной вероятно, В обстановке. Обнаружение щелочно-ультрамафических лампрофиров Ильбокичского выступа является прямым доказательством существования раннепалеозойского этапа щелочно-ультрамафического магматизма в северной части ЮЗ Сибирской платформы и согласуется с прогнозными построениями (Добрецов, Похиленко, 2010; Додин и др., 2008), выделивших перспективную Байкитскую область, в пределах Удино-Тунгусской алмазоносной минерагенической зоны (Egorov, 2011).

Находка щелочно-ультрамафических лампрофиров девонского возраста имеет двойственное прогнозное значение. С одной стороны, она дает основания для предположений о малой вероятности нахождения крупных алмазоносных объектов в непосредственной ассоциации с айликитами. С другой стороны, она может указывать на возможное наличие крупной девонской алмазоносной провинции на данной территории, где алмазоносные кимберлиты занимают обособленное от айликитов структурное положение.

Работа выполнена при финансовой поддержке гранта Президента Российской Федерации для государственной поддержки молодых российских ученых МК-3410.2015.5 и гранта РФФИ № 16-05-00298.

Литература

Добрецов Н.Л., Похиленко Н.П. Минеральные ресурсы российской арктики, проблемы и технологии их освоения // Геология и геофизика. 2010. Т. 51. № 1. С. 126–141.

Додин Д.А., Иванов В.Л., Каминский В.Д. Российская Арктика – крупная минерально-сырьевая база страны (к 60-летию ВНИИ Океангеология) // Литосфера. 2008. Т. 4. С. 76–92.

Лапин А.В. О кимберлитах Чадобецкого поднятия в связи с проблемой формационнометаллогенического анализа платформенных щелочных ультраосновных магматитов // Отечественная геология. 2001. № 4. С. 30–35.

Egorov K.N. Mikhail M. Odintsov's contribution to development of the mineral and raw materials complex of the Eastern Siberia // Geodyn. Tectonophys. 2011. V. 2. № 4. P. 325–340.

Закономерности фракционирования Zr и Hf в процессах дифференциации щелочных и карбонатитовых расплавов

Когарко Л.Н. ГЕОХИ РАН

Исследованы закономерности концентрирования стратегичес кого металла - циркония вплоть до экономического значения в щелочных магмах Ловозерского редкометального месторождения. Впервые определен коэффициент распределения Zr и Hf в одном из главных минералов-концентраторов этого элемента – пироксене. Построена количественная модель фракционирования циркония и установлены условия формирования комплексных циркониевых (эвдиалитовых) руд – ценного источника циркония, гафния, и редких земель.Оценено фракционирование Zr и Hf в процессе эволюции щелочной магмы. Отношение Zr/Hf закономерно возрастает от ранних к поздним продуктам дифференциации.

Впервые исследовано фракционирование циркония и гафния в карбонатизированных мантийных ксенолитах Восточной Антарктиды. Установлены повышенные отношения Zr/Hf в метасоматизированных ксенолитах по сравнению с хондритовой величиной. Главные реакции карбонатного метасоматоза приводят к замещению первичного ортопироксена клинопироксеном:

 $2Mg_2Si2O6 + CaMg(CO_3)_2 = 2Mg_2SiO_{4+}CaMgSi_2O_6 + 2CO_2$

 $3CaMg(CO_3)_2 + CaMgSi_2O_6 = 4CaCO_3 + 2Mg_2SiO_4 + 2CO_2.$

Значительное расширение поля кристаллизации клинопироксена приводит к росту отношения Zr/Hf в равновесном расплаве, вследствии более высокого коэффициента распределения Hf в клинопироксенах по сравнению с Zr. Миграция реакционно активных карбонатных и карбонатно-силикатных расплавов, равновесных с метасоматическими верлитами, приводит к росту Zr/Hf отношения в карбонатизированном мантийном субстрате.

Опыт использования языка RHA для работы с анализами щелочных горных пород *Краснова Н.И*.

Независимый исследователь, С.-Петербург, Россия nataly krasnova@rambler.ru

Работа по использованию метода RHA проводится под руководством Т.Г. Петрова совместно с М.Ю. Бурнаевой и рядом студентов кафедры минералогии СПбГУ. Приведу некоторые примеры использования языка RHA для различных целей при работе с большими выборками химических (и минералогических) анализов различных, в частности, щелочных горных пород. С помощью метода возможно 1] – осуществлять быстрый поиск аналогов (они всегда имеют одинаковые RHA данные; см. Табл. 1) имеющимся анализам ваших пород по сравнению с выборкой данных для более 7000 пород, см. файл CollStart_Ru (Ссылка для скачивания файла: http://www.fayloobmennik.net/6095833 Внимание! На скачивание файла был задан пароль: CollStart_Ru.xls). Более взвешенный вывод о сходстве и различии этих пород можно будет сделать, очевидно, на основании сравнения минералогического состава этих пород.

Табл. 1. RHA – данные для сандыитов (южный Урал [1,2]) и похожие для ийолитов (Кольский полуостров, Хибинский массив, Турий мыс и Харлинский массив, Тува) и их химические анализы (в таблице справа).

	Rank formulas									E		An	Description	SiO2	TiO2	A1203	Fe2O3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na2C	K20	P2O5	H2O	CO2	Total
0	Si	Al	Na	Ca=	Fe	Mg	H	K	Ti	0.6	2	0.085	7-1246-t32_sandyite_SUral_Zavaritskyi,Kryzhanovsi	43.68	2.32	17.73	2.63	8.41	0.55	4.11	9.41	6.80	3.34	0.50	0.90	0.00	100.38
0	Si	Al=	Na	Ca	Fe	Mg=	H	K	Ti	0.6	2	0.120	5-2247-t8_ijolite porphyric_d/h 34/125.8_Turiy Mys,F	39.82	2.12	15.40	6.65	4.41	0.19	4.90	11.87	9.05	3.56	0.65	1.09	0.00	99.71
0	Si	Al=	Na	Ca	Fe	K	M	g= Ti	H	0.6	1	0.146	2-2219-t1-p19_ijolite_457_Koashva,Khibina,Russia	46.97	3.54	16.03	5.78	3.13	0.26	2.28	5.75	9.87	5.04	0.45	0.56	0.17	99.83
0	Si	Al	Na	Ca=	Fe	к	M	g Ti	H	0.5	1	0.156	11-2008-t28_sandyite, av.6_Ilmenogorskyi,Ural,Russi	46.02	2.50	18.99	4.05	6.20	0.49	2.39	8.04	6.17	3.36	0.47	0.24	0	98.92
0	Si	Al	Ca	Na	Fe	Mg=	H	= K	С	0.6	0	0.127	28-2008-t28_sandyite, av 4_Vishnevogorskyi,Ural,Ru	42.46	4.16	16.58	4.05	5.93	0.25	3.38	11.11	4.80	3.44	0.42	0.69	2.34	99.61
0	Si	Al=	Ca	Na	Fe	Mg	H	K	C	0.6	9	0.136	1-1061-t30 iiolite Kharlinskvi massif. Tuva Russia	45.24	0.18	13.91	2.96	8.59	0.22	3.70	14.28	6.64	2.35	0.14	0.60	1.54	100.35

2] Так, с помощью RHA-таблицы легко могут быть выявлены породы с неверными, или сомнительными названиями (Табл. 2). Два анализа, цитированные по двум разным источникам, оказались одинаковыми (различие лишь в содержании воды), и соответственно, вряд ли стоит сохранять для образца 1-19-t43 термин «вайомингит» при наличии более распространенного, и данном случае вполне применимого термина «лампроит». Т.о., может быть откорректирована номенклатура, что особенно важно для клана щелочных пород.

Табл. 2. RHA – данные для лампроитов [4] и вайомингита [3] (Лейцитовые холмы, США) и их химические анализы.

Rank formulas								En	An	Description	SiO2	TiO2	A1203	Fe203	FeO	MnO	MgO	CaO	SrO	BaO	Na20	K20	P205	H20
0	Si	H	K = Al= Mg	Ca	Fe	Na	Ti	0.626	0.141	1-19-t43_wyomingite_Leucite Hills,Wyoming,USA	50.23	2.30	10.15	3.65	1.21	0.09	7.48	6.12	0.32	0.61	1.29	10.48	1.81	3.43
0	Si	н	K = Al= Mg	Ca	Fe	Na	Ti	0.625	0.141	4-1518-t7-7_lamproite_Lct-Phl_Leucite Hills,USA	50.23	2.30	10.15	3.65	1.21	0.09	7.48	6.12	0.32	0.61	1.29	10.48	1.81	3.27
0	Si	н	K Al= Mg	Ca	Fe	Na	Ti	0.613	0.146	5-1518-t7-7_1amproite_Lct-Ph1_Leucite Hills,USA	52.98	2.55	10.49	2.64	1.94	0.07	7.23	4.31	0.22	0.6	1.29	11.15	1.37	2.86
0	Si	н	K = Al Mg	Ca=	Fe	Na	Ti	0.588	0.160	4-1518-t7-9 lamproite_av.5_Sisco,France	57.97	2.29	10.71	1.73	2.69	0.07	6.75	3.34	0.09	0.14	1.06	10.48	0.73	2.31

3] Ранговые формулы (РФ) можно использовать и для наглядного отражения изменения содержаний компонентов при различных процессах, например, при выветривании и любых других. В табл. 3 показаны RHA-данные для натрокарбонатитовых лав по результатам полных химических анализов [5], взятых при их изменении под воздействии атмосферного выветривания (стадии соответствуют номерам от 1 до 11). Абсолютные содержания компонентов, особенно приведенные в весовых % оксидов, не всегда позволяют оценить истинное изменение концентраций элементов в сериях

анализов. Рассмотрение данной таблицы позволяет более адекватно проследить весь процесс изменения лав, меняющих свой цвет при выветривании за 4 дня от черного до белого. Как и в других случаях, более взвешенные выводы можно было бы сделать на основании сравнения данных изменения минералогического состава этих лав при их выветривании, особенно если учесть различную растворимость минералов.

Табл. 3. RHA данные для серии анализов натрокарбонатитовых лав в процессе их изменения (по таблице 5 в [5]).

CB-carbonatite	B-carbonatite Rank formula (10 first main elements)													Rar	ak fo	rmul	a (ex	cess	elen	nents)						En	An	Description				
Cal-CB	0	Ca	C	F	Na	H	Sr	Mg	;= P =	Ba	Mn	Si F	K	Ce	La	A	Zn	A1	Ti	Cl	S	Nd	Pb	Zr	Nb	Ni	Cr	Cu	Th U	J	0.647	0.177	11-2010-t5_CB Cal,OL328_Oldoinyo Lengai
Cal-CB	0	Ca	С	F	н	Na	Sr	Mg	= Ba=	Si	Mn	P S	Cl	к	Fe	Ce	La	A1	Ti	A	Zn	Nd	Nb	Zr	РЪ	Ni	Cu	Cr	U 1	٢h	0.652	0.167	10-2010-t5_CB Cal,OL239F_Oldoinyo Lengai
Cal-CB	0	Ca	= C	F	H=	Na	Sr	P =	= Ba	Mn	Fe	Mg Si	K	Cl	Ce	La	S	Zn	V	A1	Ti	Nd	Pb	Nb	Zr	Ni	Cu	Cr	Th l	J	0.610	0.196	9-2010-t5_CB Cal,OL328.2_Oldoinyo Lengai
Cal-CB	0	Ca	= C	F	н	Na	P	Sr	Fe=	Mg	Mn	Ba Si	K	s	Ce	La	Al	Zn	Ti	V	Nd	Cl	Pb	Nb	Zr	Ni	Cu	Cr	Th l	J	0.579	0.195	5 8-2010-t5_CB Cal,OL329_Oldoinyo Lengai
Pirssonite CB	0	н	Na	= C	Ca	F	Sr	K۴	= Mg	Ba	P	Mn S	Fe	Si	Ce	La	Cl	V	A1	Zn	Ti	Nd	РЪ	Nb	Ni	Zr	Cu	U	Cr 1	٢h	0.660	0.216	7-2010-t5_Na-CB-prissonite,OL239_Oldoinyo Lengai
Pirssonite CB	0	н	Na	= C	Ca	F	Fe	Sr	= P	Si	Mn	Ba K	Μ	g Zn	Ce	A1	Cl	La	Ti	V	S	Nb	Nd	Pb :	Ni	Cr	Cu	Zr	Ul	ſħ	0.643	0.219	6-2010-t5_Na-CB-prissonite,OL332_Oldoinyo Lengai
Pirssonite CB	0	н	C	Na	Ca	F	Sr	Mg	5 P =	Ba	Mn	K S	Fe	Si	Ce	La	٧	C1	A1	Zn	Ti	Nd	Nb	Pb	Cr	Zr	Ni	Cu	Th U	J	0.653	0.223	5-2010-t5_Na-CB-prissonite,OL239A_Oldoinyo Lengai
Pirssonite CB	0	H	· C ·	Na	Ca	F	K	Mg	= Sr=	P	Mn	Ba F	S	Si	Cl	La	Ce	A	Zn	A1	Nd	Ti	Ni	Nb	Pb	Cr	Cu	Zr	Th l	J	0.651	0.201	4-2010-t5_Na-CB-prissonite,OL260_Oldoinyo Lengai
Pirssonite CB	0	C	Na	н	Ca	F	Si=	Fe	P =	К	Sr	MgM	In Ba	Al	S	Cl	Ce	La	Ti	Zn	V	Nd	Nb	Pb	Cr	Ni	Cu	Zr	Th l	J	0.648	0.195	5 3-2010-t5_Na-CB-prissonite,OL232.10_Oldoinyo Lengai
Fresh	0	Na	С	Ca	к	C1	F	S	Н	Sr	P	MgB	a Fe	Mr	n Si	A1	Ce	La	V	Zn	Ti	Nd	Nb	Pb .	Zr	Cr	Ni	Cu	U 1	٢h	0.623	0.188	2-2010-t5_Na-CB-prissonite,OL321-4_Oldoinyo Lengai
Fresh	0	Na	С	Ca	К	Cl	F	S	P =	Н	Sr	Mg F	M	n Ba	Si	A1	Ce	La	V	Zn	Ti	Nd	Nb	Pb	Cr	Cu	Zr	Ni	U 1	ſ'n	0.621	0.189	1-2010-t5_Na-CB relic,OL234_Oldoinyo Lengai
			_																														
	Na K Cl S Pirssonite Na2Ca(CO3)2*2H2O											F	Sr	Mn	Ba	Ce	La																
	decrease										increase																						

4] Ранговые формулы (РФ) можно использовать и для наглядного представления результатов анализов при изучении метасоматических образований. На фото (рис. 1) метасоматической оторочки, возникшей на границе жилы нефелинового сиенита с оливинитом, в колонках помещены РФ, соответствующие конкретным анализам разных зон. Ниже приведены диаграммы изменения концентраций компонентов в форме оксидов, а РФ отражают их в атомных %, что лучше позволяет понять характер миграции отдельных элементов.

Рис. 1. Фото метасоматической колонки на границе жилы нефелинового сиенита с оливинитом и графики изменения концентраций оксидов в разных зонах (по результатам соответствующих микрозондовых анализов).



Table 4. The RHA-data for mineral composition of carbonatites and phoscorites												
Rank formula	En	An	Description									
Dolm Apat Magt Calc Phig	0.420	0.161	7-1014-t6.1_CB Dol,721/78_Kovdor									
Dolm Magt Apat Phig Calc	0.329	0.216	8-1014-t6.1_CB Dol,722/78_Kovdor									
Calc Dolm Apat Magt Phig	0.528	0.132	5-1014-t6.1_CB Cal,723/66_Kovdor									
Calc Apat Dips Magt Oliv	0.506	0.130	4-1014-t6.1_CB Cal,583/66_Kovdor									
Calc Apat Magt Oliv	0.353	0.188	1-1014-t6.1_CB Cal,509/78_Kovdor									
Magt Apat=Calc Oliv Phig	0.891	0.035	10-1014-t5.2_Mag-Fo-Cal,VI-F/74_Kovdor									
Magt Apat Oliv Calc	0.737	0.204	9-1014-t5.2_Mag-Fo-Ap,311/2_Kovdor									

Табл. 4. RHA-данные для минерального сосотава карбонатитов и фоскоритов

5] Легко можно было бы договориться использовать язык RHA для обоснования проведения границ между различными группами пород (тогда как в природе эти границы постепенны и часто неопределенны), а также между отдельными видами в группе минералов переменного состава. В табл. 4 приведен пример RHA данных для минерального состава фоскоритов и карбонатитов массива Ковдор, Кольский п-ов. Хорошо видно, что смена минерального состава пород соответствует смене ее названия. Понятно, что наименование горных пород всегда осуществлялось по их минеральному составу, причем геологи обычно без труда определяют количественные соотношения слагающих породу минералов, перечисляя их в порядке от большего к меньшему. Названия же некоторых пород даются, на наш взгляд, нелогично: с перечислением минералов от меньшего к большему.

Особенно продуктивно может осуществляться систематизация, сравнение и классификация химических, а также минеральных составов горных пород на базе информационного языка RHA посредством создания единых, общих для всех национальных языков, каталогов минеральных и химических составов любых объектов. Многие примеры обработки разных банков данных как для групп пород, так и минералов, а также для минералогического состава пород приведены в публикациях [6-8] и в Интернете на сайте ResearchGate, по имени главного автора материалов Томаса Георгиевича Петрова.

Литература

[1] 1246-t32_Заварицкий А.Н. Изверженные горные породы. 1961. Изд-во АН СССР. 479 с.

[2] 2008-t28 Левин В.Я., Роненсон Б.М., Самсонов В.С. и др. Щелочно-карбонатитовые комплексы Урала. / Екатеринбург. 1997. 271 с.

[3] 19-t43 Главнейшие провинции и формации щелочных пород. Под ред. Л.С. Бородина. М.: Наука. 1974. 376 c.

[4] 1518-t7-9_Mitchell R.H., Bergmann S.C. (1991) Petrology of lamproites. Plenum Press, N.Y. & London. 447 p.

[5] 2010-t5_ Zaitsev A.N., Keller J. (2006) Mineralogical and chemical transformation of Oldoinyo Lengai natrocarbonatites, Tanzania // Lithos. V. 91. Pp. 191-207.

[6] Петров Т.Г. Обоснование варианта общей классификации геохимических систем. // Вестник ЛГУ. 1971. No 18. 30-38.

[7] Krasnova N.I., Petrov T.G., Balaganskaya E.G., Garcia D. and Moutte J. An introduction to phoscorites. // In: Phoscorites and carbonatites from Mantle to Mine: the Key Example of the Kola Alkaline Province (Eds. F. Wall, A.N. Zaitsev) Publishing House of Mineralogical Society Series, London. 2004. Chapter 2. 45-74.

[8] Петров Т.Г., Краснова Н.И. R-Словарь-каталог химических составов минералов. – СПб.: Изд-во «Наука», 2010. 150 с.

Редкоземельная минерализация карбонатитов Тикшеозерского массива

(С. Карелия)

Кулешевич Л.В.

ИГ КарНЦ РАН, Петрозаводск

Тикшеозерский массив в Северной Карелии объединяет серпентинизированные оливиниты, перидотиты, пироксениты, габбро-тералиты, мельтейгиты, сиениты. Породы повышенной щелочности сопровождаются карбонатитами и более поздними метасоматитами. Карбонатиты образуют штокообразные или брекчиевидные тела, жилы, гнезда, сложенные мелко- или среднезернистыми, равномерно-, либо неравномерно-зернистыми и неоднородными по составу карбонатными породами (кальцитовыми, доломитовыми). По химическому составу карбонатиты Са, либо Мg-Са, низкощелочные и маложелезистые породы, содержат P_2O_5 в среднем 6,8 %, Nb до 930 ppm, ΣREE 425-1250 ppm, Sr до 3730-4360 ррт. В них встречаются силикаты - флогопит-биотит (Ті 0,5-0,4 %), пироксен (эгирин-авгит, Na 1,65-2,6 %), щелочной амфибол, иногда оливин. Рудные минералы представлены апатитом (F, Clсодержащим), магнетитом (V до 1,2 %), ильменитом (Mn 1-2,78 %), встречаются сфен, хроммагнетиты (Сг до 9,5-12,66 %, Ті 0,94-2,43 %, V 0,53, Zn до 0,94). Основные минералы карбонатитов – кальцит, доломит. Кальцит содержит незначительные примеси Mg, Fe, Mn, доломит - Fe до 1-3,51 ат. %. Кальцитовые карбонатиты содержат больше апатита, чем кальцит-доломитовые, в которых больше силикатов. Среди силикатов присутствуют флогопит-биотит, эгирин, щелочной амфибол. В химическом составе изученных образцов карбонатитов содержание СаО составляет 34,16-48,39 %, MgO 2,26-4,30 (иногда до 12,26 %), CO₂ 29,15-32,89 %, TiO₂ 0,08-0,33 %. В карбонатитах с апатитом концентрация P₂O₅ составляет до 4,84 %, SrO до 0,5-0,8 %, F до 0,7 %. В магнетит-содержащих карбонатитах, содержание TiO₂ составляет 1,18-3,92 %, P₂O₅ 0,66-1,39 %.

С карбонатитами связаны апатитовые руды и вкрапленная Тi-Fe-O-минерализация. Среднее содержание P_2O_5 в апатитовых рудах Карбонатитового (1) и Восточного (2) объектов составляет 2,94-4,18 %, максимально - до 16,2 % в (1) и 6,28 % во (2). Прогнозные ресурсы P_2O_5 категорий (P1+P2) были оценены в 40200 тыс. т. (1) и в 2800 и 7280 тыс. т в двух минеральных типах руд проявления Восточное (2) (Минерально..., 2005; по работам Кириллов, 1981; Клюнин, Поспелов, 1988; Холодилов, 1988). Эти руды и метасоматиты, могут быть источниками редкоземельных и редких элементов. В задачи данной работы входило изучение минералов с редкоземельными и редкими элементами.

Сумма REE в изученных образцах достигает 1261 ppm, в пироксенсодержащих карбонатитах и пироксенитах 412-847 ppm. Распределение REE слабо дифференцировано, графики нормированных REE пологие, преобладают элементы Се-группы, отношение (La/Lu)_N=65-89. Суммарная концентрация REE, а также Sr, максимально увеличивается в карбонатитах, обогащенных апатитом, в связи с тем, что Sr незначительно входит в апатит, и с ним ассоциирует монацит и Sr-минералы. Содержание Sr в карбонатитах составляет 1317-4000 ppm, Ba 192-626 ppm, Nb 8-411 ppm, Ta 0,6-14 ppm (Nb/Ta= $30\div9$), Y 15-48 ppm, Th до 30 ppm. Zr распределен неравномерно (от 8 до 143 ppm), в пироксенсодержащих породах увеличивается до 337 ppm, Hf до 12,6 ppm, что сопровождается выделением бадделиита и циркона. Увеличение U (18-46 ppm) приводит к образованию U-Ti-Ta-Nb-фаз. Повышенные концентрации REE, Sr, Zr, Nb обеспечиваются присутствием соответствующих минералов.

Редкоземельная (REE) и редкометалльная (RE) минерализация (табл. 1, 2) в основном приурочена к карбонатитам содержащим апатит, области развития щелочных метасоматитов и в ореоле поздних даек.

Апатит в карбонатитах выделяется в форме овальных зерен и гексагональных кристаллов разного размера и их срастаний. *REE-минералы* представлены монацитом, бастнезитом и Sr-Ce-минералами, редко встречается ортит. Наиболее распространены *монацит и рабдофанит*. Монацит образует самостоятельные зерна и обрастает апатит, рабдафанит - округлые выделения. TR-карбонаты (*бастнезит-синхизит*) выделяются в микротрещинках, секущих карбонатиты, зонках рассланцевания и интерстициях между зернами кальцита. *Sr-Ce-карбонаты и сульфаты* встречаются самостоятельно, иногда в срастании с CePO₄, либо баритом.

Апатит содержит включения ниобатов, бадделеит, редко оксид тория. *Среди Zr-минералов* установлены бадделеит и циркон. Бадделиит образует мелкие игольчатые кристаллы в апатите, карбонате и в перовските метасоматитов. Он выделяется самостоятельно и замещается цирконом, который содержит примеси Ce, La, Sc, U, Na, Ca. *Танталониобаты* представлены CaTiNb₂O₅ - Ca-Nb-Ta-O-F - Ti-Ta-Nb-U фазами – пирохлором-титанобетафитом-микролитом, встречаются U-микролит (гатчеттолит?), с содержанием U 13-16 % и Th до 10 %. Ниобаты CaTiNb₂O₅ выделяются в форме призматических кристаллов в апатите и в срастании с кальцитом, флогопитом и сульфидами. *Стронциевые минералы* представлены карбонатами и сульфатами. В зональных апатитах количество Sr в ядрах достигает 1,52 %. Кальцит содержит Sr до 0,26 ат. %. Из собственных стронциевых минералов встречаются во включениях в кальците. *Ca-Sr-Ce-Nd-карбонат (анкилит)* образует включения в Sr-барите. Он срастается со Sr-минералами, монацитом и хлоритом.

Комп.	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
S (%)				1.53	1.13								14.38
F							5.28	2.19					
Р	14.08	13.10	12.58	12.21	12.89	20.08							
Na									8.26	1.72			
Ca		0.68	1.51	2.65	2.89	37.30	1.75	0.92	11.26	14.47	0.79	0.97	
La	20.69	18.04	17.35	5.22	4.75		27.48	16.48	3.65	2.50	10.98	11.85	
Ce	30.99	29.53	24.06	27.12	26.36		28.47	26.01	5.43	5.65	22.99	22.44	
Pr		3.66											
Nd	6.15	7.71	7.83		6.50		3.44	7.91	1.14	1.72	5.09	5.18	
Sr			2.89			1.52			16.61	21.56	14.70	14.58	1.20
Ba									6.31	3.23			56.52
0	28.09	27.27	25.79	27.47	28.83	41.10	10.89	8.99	12.89	12.37	10.16	9.80	28.33
Σ	100	100	92.00	92.15	100	100	77.30	62.50	65.54	63.21	66.39	64.82	100.43
Обр.	T157- 12	157- 12	169- 3	146- 206	146- 206	169	169- 18	157- 12	169- 173.8	169- 173.8	169- 173.8	169- 173.8	169- 173.8
Уч.	6-2	15-1	3	15-1	15-6	8-3	6-1	8-1	4-6	4-2	10-3	10-9	4-1

Таблица 1. REE-RE-минералы карбонатитов: фосфаты, карбонаты, сульфаты.

Примечание. Фосфаты: 1-2 – монацит, 3 – Sr-содержащий рабдофанит, 4-5 – зональный рабдофанит (потери в сумме – вода). 6 – Sr-содержащий апатит. Карбонаты (сумма дана без учета углерода): 7-8 – ряд REE-карбонатов (бастнезит-синхизит), 9-10– зональный карбоцернаит, 11-12 – анкилит. Сульфаты: 13 – Sr-содержащий барит. Анализы выполнены на микроанализаторе с приставкой фирмы Tescan в ИГ КарНЦ РАН, здесь и далее.

Комп.	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
F (%)	5.87	6.87	2.79								
Na	3.47	1.68	2.14	1.84						2.28	
Ca	8.31	9.09	8.05	10.04	4.26	6.13	8.80	2.16	2.34	9.26	4.70
Ti	1.07	1.48	1.44	1.99	2.80	4.05	2.70	5.42	4.84	3.13	3.79
Fe		1.78	1.83	2.53	7.87	6.12	5.24	0.64	0.95	0.81	1.61
Sr	1.14	3.27	3.57	3.80						0.94	3.46
Y			1.14							0.87	
Nb	51.55	43.23	44.77	45.58	45.20	40.15	41.57	19.11	17.08	41.70	37.99
Та	0.89	4.33	3.64	4.68	5.22	3.76	3.29	15.09	21.22	1.73	9.35
Ce		2.04	1.78		1.40	3.24	2.87	6.06	5.80	2.04	5.92
Th			1.81							9.97	3.72
U					4.62	2.72	1.75	17.79	16.10		2.61
0	27.80	26.23	27.04	28.05	28.09	26.13	27.18	20.85	20.72	27.28	26.16
Σ	100	100.03	100	98.51	100	92.30	94.59	87.12	89.03	100	100
Обр.	146-206	146-205	146-206	146-206	146-206	146-206	146-206	169-18	169-18	153-1	153-1
Уч.	6-1	2-1	14-5	13-1	4-1	10-1	5-1	9-1	7-1	5-1	6-1

Таблица 2. Тантало-ниобаты в карбонатитах Тикшеозерского массива.

Примечание. 1-4 – пирохлор (высокофтористый и F-OH-содержащий), 5-7 – бетафит. 8-9 – гатчеттолит. 10-11 – Се-Th-пирохлор (10 – иринит?).

Давидковский шток гиперсольвусных сиенитов (Украинский щит)

Кульчицкая А.А., Возняк Д.К., Гречановская Е.Е., Герасимец И.Н.

Институт геохимии, минералогии и рудообразования им. Н.П. Семененко НАН Украины, Киев E – mail: kulchec@igmof.gov.ua

В связи с обнаружением богатого Zr-REE оруденения, приуроченного к Азовскому сиенитовому массиву, возникла необходимость проверить другие сиенитовые массивы Украинского щита относительно их перспективности на редкие металлы. В окрестностях Коростенского плутона уже был известен Ястребецкий сиенитовый массив петрологический аналог Азовского, с залежами циркона, но без существенной REE-минерализации. Оба массива представляют собой штоки субщелочных сиенитов, получивших название гиперсольвусных [1]. Отличительной чертой сиенитов этого типа является наличие одного полевого шпата К-Na-состава –.анортоклаз-микропертита, представляющего собой твердый раствор микроклина или ортоклаза в альбитовой матрице. Минералогическое исследование сиенитов позволило выделить 10 главных тиморфных признаков гиперсольвусных сиенитов, таких как высокая железистость фемических минералов, наличие минералов фтора, расплавные включения в рудоносных минералах, доказывающие их магматический генезис, признаки неоднократной ликвации силикатного-солевого расплава, восстановительные условия и пр. Главным отличительным признаком является состав полевого шпата, соответствующий температурному минимуму на кривой ликвидуса в системе KAlSi₃O₈–NaAl₃SiO₈, примерно Ab₆₅Or₃₅.

Наше внимание привлек Давидковский габбро-сиенитовый массив [2], расположенный на северовосточной окраине Коростенского плутона среди гранитоидов. Подобно Азовскому, он построен по принципу расслоенных интрузий, и на уровне современного эрозионного среза сложен преимущественно сиенитами. По минеральному составу порода тоже близка к сиенитам Азовского штока, но с некоторыми отличиями. Если в Азовском главный фемический минерал – представитель группы амфиболов (гастингсит), то в давидковских сиенитах доминируют пироксены (от ферро-авгита до эгирин-геденбергита). Высокая железистость породы подчеркнута ильменитом, а не магнетитом, чаще встречаются сульфиды (пирит), почти отсутствует флюорит, но распространен фторапатит. Фосфат кальция, с которым связывают повышенное содержание *REE*, кристаллизовался вместо фосфатсиликата, бритолита-(Ce) в азовской руде. В фторапатите весьма часты включения частично закристаллизованного силикатного расплава (33-52% SiO₂), свидетельствующие о магматическом генезисе сульфата кальция, а их шарообразная форма позволяет предполагать существование несмешиваемости между фосфатным и силикатным расплавами.

Среди полевых шпатов доминирует анортоклаз-микропертит с небольшой долей (до 4%) анортитового минала. Упорядоченность и триклинность К-фазы соответствует высокому микроклину, Na-фазы – максимально упорядоченному альбиту. Статистический состав анортоклаз-микропертита отражает формула Ab₇₂Or₂₈. По этому показателю щелочной полевой шпат близок к таковому Ястребецкого штока, и, особенно, к лейкократовым сиенитам в центральной части Азовского. Изменение состава может быть обусловлено влиянием давления, смещающего минимум на кривой ликвидуса как в область большей доли альбитового минала, так и более низких значений температуры.

Таким образом, зональное строение массива, минеральный состав породы и химический состав щелочного полевого шпата позволяют идентифицировать центральную часть Давидковского массива как шток гиперсольвусных сиенитов.

Литература

 Азовское редкоземельное месторождение Приазовского мегаблока Украинского щита (геология, минералогия, геохимия, генезис, руды, комплексные критерии поисков, проблемы эксплуатации) / Е.М. Шеремет, <u>В.С. Мельников</u>, С.Н. Стрекозов и др. Донецк: изд-во «Ноулидж», 2012. 374 с.

Висоцький О.Б., Черниш А.С., Висоцький Б.Л. Давидківський апатит - ільменітовий рудопрояв, особливості його геологічної будови та петрографо - геохімічна характеристика // Мінеральні ресурси України, 2008. №4. С. 26-31.

Некоторые особенности Cr-диопсид-флогопитовых ксенолитов и мегакристы клинопироксена из кимберлитов трубки им. В. Гриба

Лебедева Н.Н.*, Сазонова Л.В.*, Каргин А.В.**, Носова А.А.**

* Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, e-mail: namil@mail.ru

** Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН

Представлены результаты изучения химического состава Срх мегакристов и минералов клинопироксен-флогопитовых ксенолитов из кимберлитовой трубки им. В. Гриба (исследования проводились в лаборатории локальных методов исследования вещества Геологического факультета МГУ при помощи сканирующего электронного микроскопа Jeol JSM-6480LV). Трубка им. В. Гриба расположена в Черноозерском поле Архангельской алмазоносной провинции и является крупнейшим месторождением данной провинции, имеет классическое геологическое строение, характерное для слабоэродированных трубок данного района, с четко выраженными кратерной и жерловой частями (Ларионова и др., 2016).

Размер Сг-диопсид-флогопитовых ксенолитов составляет 1-6 см в диаметре. Ксенолиты представляют собой породу с массивной текстурой, крупнокристаллической структурой, состоящую из хромдиопсида и флогопита, которые находятся в равновесных соотношениях (рис. 1а). Количественные соотношения главных минералов близки. Флогопит иногда включен в Срх (рис. 1б), что указывает на их совместный рост. В Срх иногда встречаются мелкие округлые выделения высокомагнезиального оливина (Mg# = 91.0) (рис. 1в), состав которого близок к составам оливина из ксенолитов мантийных перидотитов (Сазонова и др., 2015). В породе в небольшом количестве присутствуют ильменит, хромшпинель, Sr-барит, встречаются единичные зерна перовскита. По трещинам развивается тонкозернистая серпентинизированная основная масса кимберлитов с поздним флогопитом, карбонатом и рудными минералами.



Рис. 1. а – Сг-диопсид-флогопитовая порода; б – клинопироксен с включениями флогопита; в – клинопироксен с включениями оливина.

Срх отдельных ксенолитов однородны по составу, однако зерна разных ксенолитов обладают широкими вариациями составов главных элементов (мас. %): $Cr_2O_3 - 0.77 \cdot 2.49$; $TiO_2 - 0.1 \cdot 0.54$; $Na_2O - 0.61 \cdot 2.03$; MgO – 15.52 · 17.33 при Mg# = 89.9 · 93.7. В большинстве зерен по тонким трещинам и по краям отмечается более поздний, более железистый Срх, для которого характерно повышение содержаний титана (мас. %): $TiO_2 - 0.13 \cdot 0.68$ (рис. 2a).

Мегакристы Срх представляют собой округлые зерна диаметром до 2 см, в которых иногда встречаются включения флогопита. В Срх мегакристов содержания основных элементов изменяются в следующих пределах (мас. %): $Cr_2O_3 - 1.18-2.96$; $TiO_2 - 0.12-0.54$; $Na_2O - 0.64-2.47$; MgO - 15.57-17.64, и по составу они близки Срх из ксенолитов. Отметим также, что эти Срх обладают сильно фракционированным спектром распределения REE: $(La/Sm)_n=0.52-0.86$, $(La/Dy)_n=5.27-11.63$.

Все изученные слюды являются флогопитами. Содержания основных элементов в центральных частях зерен следующие (мас. %): $Cr_2O_3 - 0.33-0.63$; $TiO_2 - 0.41-0.72$; FeO - 3.07-3.88; $Al_2O_3 - 11.96-13.48$ и по сравнению с вкрапленниками из кимберлита (в которых $TiO_2 - 0.47-0.92$ мас. %), они являются менее титанистыми. Края флогопитов ксенолитов имеют следующие составы (мас. %): $Cr_2O_3 - 0.82-1.95$, $TiO_2 - 2.2-3.16$, $Al_2O_3 - 12.21-15.03$, FeO - 3.78-4.3, то есть изменение составов зерен флогопитов ксенолитов от центра к краю соответствует кимберлитовому тренду изменения флогопитов (Ларионова и др., 2016):

Выводы. 1. Составы Срх Сг-диопсид-флогопитовых ксенолитов из кимберлитов трубки им. В. Гриба близки к составам Срх мегакристов из этой же трубки, что указывает на их общую природу. 2. По сравнению с предыдущими данными по мегакристам трубки им. В. Гриба (Kostrovitsky et al., 2004),

изученные нами Срх показывают более широкие вариации по содержанию Cr_2O_3 , TiO_2 , CaO. **3**. Изученные Срх имеют широкий интервал составов элементов-примесей, при относительно близких значениях Mg#: такой тренд изменения составов не может быть результатом магматической дифференциации, а скорее отражает метасоматический характер образования минерала. **4**. Большая часть изученных Срх (рис. 2a) сопоставима по химическому составу с клинопироксенами из ксенолитов мантийных гранатовых перидотитов трубки им. В. Гриба (Kargin et al., 2015) и Загадочная, Якутия (Nimis et al., 2009), широкие вариации которых по содержанию хрома и некоторых других элементов объясняются метасоматическим образованием клинопироксенов под действием просачивающихся кимберлитовых расплавов, в разной степени эволюционировавших. **5**. Часть Срх по относительно низкому содержанию Cr_2O_3 сопоставимы с Срх из деформированных перидотов из трубки им. В. Гриба и Удачной (Kargin et al., 2016, Ionov et al., 2010), образование которых также связано с инфильтрации кимберлитовых расплавов сквозь мантийный материал. **6**. Находки реликтов оливина в крупных зернах клинопироксена, идентичного по составу оливину мантийных перидотитов, что подтверждает связь изученных пород с мантийными перидотитами.



Рис. 2. а – состав Срх мегакристов и из клинопироксен-флогопитовых ксенолитов на диаграмме Mg#-Cr₂O₃. б – составы флогопита из ксенолитов Сг-диопсид-флогопитовых пород в сравнении с составами флогопита из кимберлитов трубки им. В. Гриба (по Ларионова и др., 2016). Черной стрелкой показан кристаллизационный тренд изменения флогопитов из кимберлитов.

Литература

Ларионова Ю.О., Сазонова Л.В., Лебедева Н.М., Носова А.А., Третяченко В.В., Травин А.В., Каргин А.В., Юдин Д.С. Возраст кимберлитов Архангельской провинции: Rb-Sr, ⁴⁰Ar/³⁹Ar изотопногеохронологичсекие и минералогические данные для флогопита // Петрология. В печати. 2016. DOI: 10.7868/S0869590316040026

Сазонова Л.В., Носова А.А., Каргин А.В., и др. Оливин кимберлитов трубок Пионерская и им. В. Гриба (Архангельская алмазоносная провинция): типы, состав, происхождение // Петрология. 2015. Т. 23. № 3. С. 251–284.
Ionov D.A., Doucet L.S., Ashchepkov I. V. Composition of the lithospheric mantle in the Siberian craton: New constraints from fresh peridotites in the Udachnaya-East Kimberlite // J. Petrol. 2010. V. 51. № 11. P. 2177–2210.

Kargin A.V., Sazonova L.V., Nosova A.A., Kovalchuk E.V., Minevrina E.A. Metasomatic processes in peridotite xenoliths, Grib pipe, Arkhangelsk province, Russia // Alkaline Magmatism of the Earth and Related Strategic Metal Deposits. Proceedings of XXXII International Conference. / Editor-in-chief L.N. Kogarko. – Moscow.: GEOKHI RAS, 2015. P. 55-57.

Kargin A.V., Sazonova L.V., Nosova A.A., et al. Sheared peridotite xenolith from the V. Grib Kimberlite Pipe, Arkhangelsk Diamond Province, Russia: Texture, composition, and origin // Geosci. Front. 2016. DOI: 10.1016/j.gsf.2016.03.001

Kostrovitsky S.I., Malkovets V.G., Verichev E.M., et al. Megacrysts from the Grib kimberlite pipe (Arkhangelsk Province, Russia) // Lithos. 2004. V. 77. N 1-4 SPEC. ISS. P. 511–523.

Kopylova M.G., Nowell G.M., Pearson D.G., et al. Crystallization of megacrysts from protokimberlitic fluids: Geochemical evidence from high-Cr megacrysts in the Jericho kimberlite // Lithos. 2009. V. 112. P. 284–295.

Nimis P., Zanetti A, Dencker I., Sobolev N.V. Major and trace element composition of chromian diopsides from the Zagadochnaya kimberlite (Yakutia, Russia): Metasomatic processes, thermobarometry and diamond potential //Lithos. 2009. T. 112. №. 3. C. 397-412.

Shchukina E.V., Agashev A.M., Kostrovitsky S.I., et al. Metasomatic processes in the lithospheric mantle beneath the V. Grib kimberlite pipe (Arkhangelsk diamondiferous province, Russia) // Russ. Geol. Geophys. 2015. V. 56. P. 1663–1678.

Петрологические особенности рудоносности Мезозойского магматизма Малого Кавказа

Мамедов М.Н., Бабаева Г.Дж., Гасангулиева М.Я., Абасов К.Ф. Институт геологии и геофизики НАН Азербайджана

musamamedov@rambler.ru

Мезозойские магматические комплексы в пределах Малого Кавказа, главным образом развиты в Лок-Гафанской структурно-формационной зоне.

Эта зона по внешней периферии Малого Кавказа и параллельно южному борту Куринского межгорного прогиба прослеживается с запада от Локского кристаллического массива в восточном направлении до реки Араз. Данная структурно-формационная зона согласно Шихалибейли (1994) расчленяется на Лок-Агдамский, Гейча-Гарабагский и Гафанский подзоны. В пределах Лок-Агдамской подзоны мезозойские магматические комплексы в основном развиты в пределах Алавердского, Шамшадинского, Муровдагского и Агдамского антиклинориев и Газахского, Дашкесанского, Агджакендского и Агдеринского синклинориев.

В составе перечисленных структур мезозойские магматические комплексы характеризуются среднеюрским, позднеюрским, раннемеловым и позднемеловым этапами развития Лок-Агдамской структурно-формационной зоны.

Наиболее ранние магматические процессы в пределах Лок-Агдамской зоны в эффузивнопирокластической фации проявились в раннем байосе. Вулканиты, сложенные преимущественно пирокластическими андезито-базальтами, андезитами и подчиненными лавовыми покровами этих пород, залегают несогласно на песчано-глинистых отложениях ааленского яруса. Эти же вулканиты согласно перекрываются позднебайосскими, маркирующими лава-пирокластическими фациями кварцплагиопорфиров.

В батском этапе развития Лок-Агдамской подзоны вулканический процесс сопровождался осадконакоплением. В конце батского времени доля осадочных и вулканогенно-осадочных образований резко возрастает. Вулканиты батского комплекса сложены последовательно дифференцированными базальтами, андезитами, дацитами и риолитами.

Плутонические комагматиты верхнебайосского и батского вулканических комплексов представлены Атабек-Славянским, Гиланбирским, Мехрабским, Ахнатским плагиогранитовыми и Блюльдюзским габбро-плагиогранитовым интрузивами.

Характерными и наиболее распространенными петрографическими типами пород вышеотмеченных интрузивов являются плагиограниты. Среди них по структурно-текстурным особенностям и количественному содержанию промежуточного ортоклаза различаются гранофировые, порфировидные, аплитовидные лейкократовые разности плагиогранитов.

В составе перечисленных типов пород преимущественно принимают участие кварц, олигоклазовый и альбитовый плагиоклаз (An₆₋₁₅).

Как правило промежуточный ортоклаз (2V=80-87, dhkl₂₀₁=4.223-4.236Å, Or₈₃₋₉₆) в виде ксеноморфного выделения расположен в промежутке кварца и плагиоклаза. Роговая обманка и биотит участвуют в единичных зернах. Содержание акцессорных минералов не более 1-3%, которые сложены ортитом, эпидотом, магнетитом, ильменитом, апатитом, цирконом, сфеном и др.

Однако возрастание содержания ортоклаза в составе субщелочного аплитовидного пегматитого и лейкократового гранита, а также наличие турмалина в контактовой зоне указывают на то, что при сопровождении летучих компонентов в остаточном расплаве накапливался барий, калий, рубидий, бор, флор и др.

В этой связи в ореоле Атабек-Славянского интрузива среди метасоматических образований отмечаются медно-молибденовые оруденения. В отличие от предыдуюшего, наиболее продуктивными рудоносными являются позднеюрско-раннемеловые магматические комплексы. Они широко развиты в Лок-Агдамской, Гейча-Акеринской и Гафанской подзонах Лок-Гафанской структурно-формационной зоны. Здесь интрузивы характеризуются ярко выраженными фациальным и фазовым разнообразиями. В пределах каждой фазы переход между петрографическими типами пород постепенные, т.е. благодаря кристаллизационной дифференциации габброиды сменяются диоритом, кварц диоритом. Во второй фазе кварцевый диорит постепенно переходит в гранодиорит, тоналит, банатит. Наконец, в последующей фазе появляются граниты, пегматиты, аляскиты.

Наряду с ними в пределах Муровдагского антиклинория появляются пикриты и пикробазальты. Необходимо отметить, что в большинстве случаев диориты и их кварцевые разности нередко сменяются монцо-диоритом, монцонитом, даже сиенитом. По всей вероятности, золото-колчеданные, медноколчеданные оруденения связаны с гидротермальными растворами кварц-диоритовой фазы отмеченных интрузивов. По видимому, медно-полиметаллические, барит-металлические и медно-молибденовые оруденения связаны с монцонитом, монцо-диоритом и сиенитом.

Позднемеловые золото-полиметаллические месторождения Газахского, Агджакендского и Болнисского прогибов пространственно тесно ассоциируются с альбитизированным риолитом и порфировидным субщелочным диоритом и гранитом. Очевидно, здесь так же как в предыдущих рудогенерирующим фактором явилась некогерентность щелочных элементов. В этой связи они помимо остаточного расплава, концентрировались также в составе гидротермальных растворов, благодаря чему в ореолах субщелочных порфировидных кварцевых диоритов, гранитов, и альбитизированных риолитов образовались барит-меднополиметаллические оруденения.

В результате расчленения Лок-Гафанской зоны на Лок-Агдамскую и Гафанскую подзоны, при сопровождении субдукционного процесса в юго-западном и юго-восточном плечах отмеченной зоны формировались такие грабнеобразные прогибы, как Ходжакендский, Азыхский, Гочасский. В позднемеловое время (сантон-маастрихт) в этих прогибах проявлялись щелочной и субщелочной магматизм основного и среднего состава.

С петрологической точки зрения рудообразующий потенциал рассматриваемых интрузивов, по всей вероятности, тесно связан с достаточной концентрацией этих элементов в составе исходных расплавов. В этой связи в процессе эволюции исходных расплавов, контролирующиеся различными физико-химическими и геолого-геодинамическими условиями, ведущим фактором может быть накопление основной концентрации рудообразующих элементов в гидротермальных растворах.

Состав фенокристов вулкана Гауссберг (Антарктида)

Мигдисова Н.А.¹, Сущевская Н.М.¹, Соболев А.В.², Кузьмин Д.В.³

COMPOSITIONAL CHARACTERISTICS OF GAUSSBERG PHENOCRYSTS (E.ANTARCTICA) Migdisova N.A.¹, Sushchevskaya N.M.¹, Sobolev A.V.², Kuzmin D.V.³

¹ Vernadsky Institute for geochemistry and analytical chemistry Russian academy of Sciences, 119991, Russia, Moscow, Kosygin street, 19. +7 495 939 7017, nat-mig@yandex.ru.

²(ISTerre) Institut des Sciences de la Terre (ISTerre) Université J. Fourier-CNRS Maison des Géosciences, Grenoble, France

³ V.S. Sobolev Institute of Geology and Mineralogy of the Russian Academy of Sciences (IGM SB RAS).

Olivine leucitites of late Cenozoic age form the Gaussberg extinct volcanic cone on the coast of the Antarctic ice sheet within Gaussberg rift zone possibly being a part of Lambert fracture zone. Samples gathered during 2nd Soviet Antarctic Expedition (1957-1958) are mostly pillow lavas with a well defined black glassy crust. Extinct Gaussberg volcano on the West Antarctic ice sheet coast is composed by lamproiites of the late Cenozoic age (56±5 ky [Tingey et al., 1983]). The origin and evolution of these continental alkaline melts is under discussion since_80th [Foley et al., 1987; Foley, Venturelli, 1989; Mitchell, Bergman, 1991; Foley, 2008]. Gaussberg volcano is a unique object to study alkaline continental magmatism due to its subglacial eruptions and excellent preservation of rocks often containing volcanic glass. Several pulses of such eruptions are expressed by

terraces building a 370 m high volcanic edifice. We present here the results of study of olivine (Ol), clinopyroxene (Cpx) and leucite (Lc) phenocrysts from Gaussberg rock samples collected during the 2nd Soviet Antarctic Expedition in 1957-1958. The samples are fragments of glassy rims of pillow lavas [Vyalov & Sobolev, 1959]. Major and trace in the mineral phases were analyzed by electron microprobe at Max-Plank Institute für Chemie (Mainz, Germany).

Mineral phenocryst assemblage of the Gaussberg lamproiites is represented by 20-40% Lc, 10% Ol, and 5% Cpx. Leucite, diopside, phlogopite and apatite microliths are present in glassy matrix. Some samples (e.g. 464 trachy-andesite) contain ortho- and clinopyroxene, magnetite, ilmenite, olivine, pyrrhotite sulfur globules and rare large rounded grains of ilmenite, apatite and zircon in glassy matrix. In this study we report the Gaussberg mineral collection [Vyalov O.S., 1959].

Two types of Cpx phenocrysts were detected in Gaussberg: (1) high TiO₂, low Al₂O₃ group and (2) low TiO₂, high Al₂O₃ group. Detailed electron probe microanalysis (ISTerre Université J. Fourier-CNRS, Grenoble, France) revealed the inverted zone character of Cpx grains – the core is enriched in FeO and depleted in Al₂O₃ while the rim is enriched in Al₂O₃ and depleted in FeO. Obviously Cpx imprinted the mix of two different melts. These melts can indicate the two stages of crystallization in Gaussberg magmatic system. Rare element distribution patterns in Gaussberg clinopyroxenes are higher in MREE and lower in heavy REE than clinopyroxenes from Queen Maud Land and Hobbs Coast provinces. Meanwhile rare element patterns for group (1) demonstrate specific character showing higher LILE values and appreciable lower D^{Cpx/liq} (two orders of magnitude) for LILE than it was proposed in previous studies [Foley and Jenner, 2004]. These features can be a result of fluid impact on magmatic system.

Leucite is the most abundant phenocryst in Gaussberg lavas. Leucite fractionation is restricted in near surface magma chambers. Gaussberg leucite phenocrysts have nearly ideal stechiometry K[AlSi₂O₆]. Gauss leucites are enriched in Na₂O (0,1-0,28 wt%) and depleted in K₂O (20,7-20,2 wt%) and FeO (0,7-1,2 wt%) compared to the leucites from another lamproiite provinces.

Gaussberg olivine is high magnesium (up to Fo_{93}). Coefficients of olivine/liquid distribution were calculated based on new high precision data on minor elements (Li, Al, Ca, Cu, Zn, Si, Sc, Ti, V, Cr, Mn, Co, Ni, Ga, Ge, Sr, Y, Zr, Mo, Ce, Nd, Gd, Dy, Er, Yb) in olivine and corresponding quenched glasses. Determined coefficients K_D^{OVLiq} are the larger for Ni (73) > Co (5) > Mn (1,2) > Zn (0,8) > Li (0,5) > Cu (0,02) and other non compatible lithophile elements. Gaussberg olivine has high Ni/Co ratios (20-40) implying the melting under the thickened lithosphere [Sobolev et al., 2007]. K_D^{OVLiq} in Gaussberg lamroiites differ from those of Toro Ankle region (ugandites from the southern Bunyarunguru field and leucite basanites from the northeast of the Virunga field) [Foley et al., 2011]. Gaussberg olivines have higher K_{Ds} for Li, Mn, Ca and lower K_{Ds} for Al, Cr, Zn, Mo, Ga than mentioned above olivines from East Africa. The most promising trace elements for deciphering the early history of mafic melts are the transition elements and highly charged elements such as phosphorous, niobium, titanium and zirconium, as they better preserve zoning due to their slow but varying diffusion rates [Foley et al., 2011]. The main Gaussberg olivine phenosrysts population show common but relatively subtle zonation for such elements as Ca, Fe, Al, P meanwhile olivine phenocrysts from ugandites and leucite basanites demonstrate zonation for another elements (Mn, Sc, Ni μ Cr).

Presented results make a contribution to lamproiite's database expanding the data for weakly studied (due to their rarity) leucitite rocks.



Fig. 1. Distribution coefficients in olivine phenocrysts from Gaussberg Mountain and Toro Ankle region.

References:

- Foley S. F., Venturelli G. High K₂O rocks with high MgO, high SiO2 affinities // In Boninites and Related Rocks (ed. A. J. Crawford) Unwin Hyman. London. 1989. P. 72–88.
- Foley S.F. Petrological characterization of the source components of potassic magmas: geochemical and experimental constraints // Lithos. 1992a. V.28. P. 187–204.
- Foley S.F. Rejuvenation and erosion of the cratonic lithosphere // Nature Geoscience. 2008. V. 1. P. 503– 510.
- Foley S. F., Jacob D.E., O'Neill H.St.C. 2011. Trace element variations in olivine phenocrysts from Ugandan potassic rocks as clues to the chemical characteristics of parental magmas.// Contrib. Mineral. Petrol., 162, pp. 1-20.
- 5. Mavrogenes, J.A., O'Neill, H.S.C. 1999. The relative effects of pressure, temperature and oxygen fugacity on the solubility of sulfide in mafic magmas. Geochim. Cosmochim. Acta 63, pp.1173-1180.
- 6. Mitchell R.H., Bergman S.C. Petrology of Lamproites // Plenum Press, New York. 1991. 408 p.
- Murphy D.T., Collerson K.D., Kamber B.S. 2002. Lamproites from Gaussberg, Antarctica: Possible Transition Zone Melts of Archaean Subducted Sediments. J.Petrol., 43. pp. 981-1001.
- Sobolev, A.V., Hofmann, A.W., Kuzmin, D.V., Yaxley, G.M., Arndt, N.T., Chung, S.-L., Danyushevsky, L.V., Elliott, T., Frey, F.A., Garcia, M.O., Gurenko, A.A., Kamenetsky, V.S., Kerr, A.C., Krivolutskaya, N.A., Matvienkov, V.V., Nikogosian, I.K., Rocholl, A., Sigurdsson, I.A., Sushchevskaya, N.M., Teklay, M., 2007. Published online 28 March 2007. The amount of recycled crust in sources of mantle-derived melts. Science 316, 412–417. doi:10.1126/Science.1138113.
- Tingey R.J., McDougall I., Gleadow A.J.W. The age and mode of formation of Gaussberg, Antarctica // Journal of the Geological Society of Australia. 1983. № 30. P.241-246.
- Vyalov O.S. and Sobolev V.S. Gaussberg, Antarctica // International Geology Review. 1959. № 1 (7). P. 30-40.
- Сущевская Н.М., Мигдисова Н.А., Антонов А.В., Крымский Р.Ш., Беляцкий Б.В., Кузьмин Д.В., Бычкова Я.В. Геохимические особенности лампроитовых лав четвертичного вулкана Гауссберг (Восточная Антарктида) - результат влияния мантийного плюма Кергелен // Геохимия. 2014. №12. С.1-21.

This work is supported by grant RNF 16-17-10139.

Новое о природе галита в кимберлитах (на примере трубки Интернациональная, Западная Якутия)

Минин В.А., Толстов А.В.

V.S. Sobolev Institute of Geology and Mineralogy SB RAS, Novosibirsk, Russia, minin@igm.nsc.ru, tolstov@igm.nsc.ru

Вопросы природы галита в кимберлитах неоднократно вызывали дискуссии ученых, позиции которых зачастую отличаются радикально. Западной Якутии Трубка Интернациональная приурочена к западному флангу Мирнинского кимберлитового поля Мало-Ботуобинского алмазоносного района Якутии. Отличительной чертой геологического строения района является присутствие в разрезе вмещающих кембрийских отложений эвапоритовой толщи. На глубине 550 м от поверхности кимберлиты контактируют с многометровыми эвапоритовыми толщами чарской и толбочанской свит раннего кембрия. Пласты галита в пределах этой толщи чередуются с уступающими им по мощности пластами доломита. Кимберлитовое тело наследует структуру этого «слоеного пирога», образуя раздувы в галитовой матрице и пережимы – в доломитовой. Кимберлиты трубки Интернациональная помимо уникальной алмазоносности аномально обогащены хлоридами, природа которых однозначно не установлена. Изучение минералов-индикаторов геологических процессов (магматических, гидротермальных, эндогенных, гипергенных и пр.) дает дополнительную информацию для решения поставленной проблемы. Подмечено, что хлориды в кимберлитах трубки Интернациональная входят в состав жил, либо выполняют пространство между кристаллами оливина (серпентина), флогопита и кальцита основной массы породы, образуя рассеянную вкрапленность. Жилы распространены преимущественно в эндоконтактовых частях трубки в области соприкосновения с пластами галита, используя ортогональную систему трещин. Зачастую они формируют в кимберлитах решетку, либо сеть ветвящихся с многочисленными апофизами тонких (0.5-10.0 мм) прожилков. Минеральный состав соляных жил и прожилков типичный: галит (95%), ангидрит, доломит, сильвин, мирабилит. В зальбандах жил появляются железистый хлорит и слабо раскристаллизованный серпентин (данные рентгенофазового анализа). Постоянной примесью соляных жил является впервые обнаруженная в кимберлитах Na-K разновидность антарктикита CaCl₂*6H₂O – минерала, встречающегося в отложениях соляных озер (Сонненфелд, 1988) либо в гидротермальных жилах (Rucklige at al., 1977). Галит является основной Cl-содержащей фазой и в собственно кимберлитовой матрице. В большинстве случаев он образует мелкие (первые мкм) кристаллы и их скопления в промежутках между серпентином, кальцитом флогопитом. В составе его, по данным сканирующей микроскопии, фиксируется до 1% сильвина. Следующей по распространенности фазой, также впервые установленной в кимберлитах, является хиббингит Fe₂(OH)₃Cl (табл), встреченный в виде единичных кристаллов неправильной формы с размытыми границами размером до 20 мкм.

Состав минерала хибингита (среднее из 7 определений) из кимберлитов трубки Интернациональная

Si	Ti	Cr	Fe	Mn	Mg	Ca	Cl
0.27	0.26	0.32	43.13	1.41	5.92	0.70	19.22

Состав минерала получен на сканирующем микроскопе с полупроводниковым детектором TESCAN и энергетическом спектрометре X-MAX-80 в ИГМ им В.С. Соболева СО РАН.

Изредка он образует скопления кристаллов. Хиббингит был обнаружен в породах Садбери, но название и статус нового минерала получил после исследования троктолитов комплекса Дулут (Saini-Eidukat at al., 1994). Образование хиббингита связывают с процессами серпентинизации оливина, протекающими при активном участии хлора, поступающего извне $4(Mg_{0.75}Fe_{0.25})_2SiO_4+5H_2O+HCl=2Mg_3Si_2O_5(OH)_4+Fe_2(OH)_3Cl$ (Saini-Eidukat at al., 1994, Rucklige at al., 1977). Так, в рудах Коршуновского железорудного месторождения (Иркутская область) хиббингит тесно ассоциирует с галитом, цементирующим магнетит (Saini-Eidukat at al., 1994). Причиной возникновения такой ассоциации, по общему мнению, являются концентрированные рассолы, поступающие в зону рудообразования из палеозойских соляных отложений Сибирской платформы. С постмагматическими Cl-содержащими флюидами связано образование хиббингита в сульфидных рудах Норильска, где он тесно ассоциирует с платиноидами (Saini-Eidukat et al., 1998). Соляные жилы, а также ассоциация галита с антарктикитом однозначно указывают на гидротермальную природу данного парагенезиса в кимберлитах. Ведущую роль в возникновении столь концентрированных растворов, очевидно, играли вмещающие пласты галита. Факт присутствия хиббингита наряду с галитом в промежутках между породообразующими минералами кимберлита позволяет относить их к постмагматическим гидротермальным образованиям, но не определяет источник минералообразующих растворов, главным образом в отношении концентрации Na и Cl. Если источником этих компонентов являлся кимберлитовый расплав, то мы вправе ожидать повышенных концентраций натрия и хлора в породообразующих минералах – апатите и флогопите. Однако анализ апатитов и флогопитов трубки Интернациональная показал, что они практически не содержат Na и Cl, а по составу не отличаются от аналогичных минералов кимберлитов, лишенных хлоридной минерализации (например, кимберлиты Верхне-Мунского поля). Если же источником Na и Cl считать вмещающие соленосные толщи, то в зоне контакта кимберлита и галита должны сохраниться следы их взаимодействия. Детальные исследования разрезов многочисленных буровых скважин и горных выработок, пройденных в глубоких горизонтах трубки Интернациональная, позволили выявить следующее: практически мономинеральные галитовые отложения эвапоритовой толщи повсеместно соприкасаются с кимберлитом через реакционную зону (1-20 мм), сложенную агрегатом галита, кальцита, хиббингита, барита и целестина (рис).



Контакт кимберлита трубки Интернациональная с эвапоритовой толщей чарской свиты. Электронное изображение полированной поверхности в обратно рассеянных электронах. Кимберлит сложен серпентином, кальцитом, апатитом, хромитом (по мере увеличения яркости изображения). Отметка -350 м.

Контакты галита с кимберлитом резкие, в сторону последнего часто отходят выклинивающиеся на расстоянии 10-15 см тонкие ответвления. Характер взаимодействия позволяет констатировать, что минералы реакционной зоны отлагались из растворов, возникших при взаимодействии кимберлитов и соленосных отложений. Эти же растворы ответственны за появление рассеянной вкрапленности хлоридных минералов в кимберлите. Процессы реакционного взаимодействия кимберлита и соляных отложений наряду с давлением внедряющегося расплава обусловили и своеобразную (с раздувами и пережимами) форму трубки. Высокотемпературные, обогащенные Cl растворы, как известно, являются благоприятной средой для образования и миграции хлоридных комплексов РЗЭ (Haas J.R. et al., 1995). Попадая в кимберлиты, они должны были участвовать в перераспределении лантаноидов. Na, как геохимический спутник Cl при этом должен обнаруживать устойчивые корреляционные связи с РЗЭ. Однако проведенный нами анализ показал, что статистически значимые связи между Na₂O и РЗЭ в кимберлитах трубки Интернациональная отсутствуют, следовательно, энергетический потенциал гидротерм, переносящих Na и Cl был невысоким, что однозначно свидетельствует в пользу эвапоритовой природы галита в кимберлитах трубки Интернациональная.

Литература

1. Сонненфелд П. Рассолы и эвапориты: Перевод с английского - Мир, 1988. 480 с.

2. Haas J.R. et al. Rare earth elements in hydrothermal systems: estimates of standard partial molal thermodynamic properties of aqueous complexes of rare earth elements at high pressures and temperatures // Geochim. Cosmochim Acta. – 1995. Vol. 59. – No. 21. – P. 4329-4350.

3. Taner H., Williams-Jones A.E., Wood S.A. The nature, origin and physicochemical controls of hydrothermal Mo-Bi mineralization in the Cadillac deposit, Quebec, Canada // Miner. Deposit. - 1998. - Vol. 33. - N_{\odot} 6. - P. 579-590.

4. Saini-Eidukat B., Kucha H., Keppler H. Hibbingite, Υ-Fe2(OH)3Cl, a new mineral from Duluth Complex, Minnesota, with implications for the oxidation of Fe-bearing compounds and transport of metals // Am. Mineral., 1994, V. 79, p. 555-561.

5. Saini-Eidukat B., Rudashevsky N.S., Polozov A.G. Evidence for hibbingite-kempite solid solution // Mineral. Mag. 1998, V. 62(2), p. 251-255.

6. Rucklige J.C., Patterson G.C. The role of chlorine in serpentinization // Contr. Mineral. Petrol. 1977, V/ 65, p. 39-44.

Изотопно-геохимические характеристики, модельный возраст субстрата и модели магмогенерации карбонатитовых комплексов Уральской складчатой области (на основе Rb-Sr, Sm-Nd- и Lu-Hf изотопных данных)

Недосекова И.Л.

Институт геологии и геохимии УрО РАН, Екатеринбург, Россия; vladi49@yandex.ru

Получены новые изотопные характеристики карбонатитовых комплексов Урала и связанных с ними REE-Zr-Nb месторождений. С использованием Sm-Nd- и Lu-Hf изотопных систем для ильмено-

вишневогорского карбонатит-миаскитового комплекса (ИВК) определен возраст субстрата ($T_{DM} = 700-850$ млн лет, $T_{DMC} = 900-1200$ млн лет), возраст кристаллизации (428-417 млн лет) и последующих метаморфических преобразований (380-250 млн лет). Установлен деплетированный характер субстрата плавления для магм ИВК с вероятным смешением деплетированного источника с нижнекоровым и (или) плюмовым компонентом: изотопные параметры для пород ИВК: ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr₄₄₀ = 0.70336–0.70380, εNd₄₄₀ (+2.9...+5.8), εHf₄₄₀ (+4.7...+11.4) [1].

Для булдымского карбонатит-ультрабазитового комплекса определен возраст субстрата (T_{DM} = 900-1300 млн лет), возраст формирования рудных (редкометальных) щелочных метасоматитов и карбонатитов (T = 325 млн лет, T = 285-250 млн лет). Изотопные характеристики ультрабазитов и карбонатитов булдымского массива соответствуют умеренно обогащенным мантийным составам типа EM1: ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr₄₄₀ = 0.70421–0.70470, єNd₄₄₀ (+0.7...-2.8), и єHf₄₄₀ (0...-2).

В результате обобщения данных по Sm-Nd- и Lu-Hf изотопным системам установлено, что булдымский карбонатит-ультрабазитовый комплекс имеет умеренно деплетированный характер субстрата плавления, отличающийся от субстрата магм ильмено-вишневогорского карбонатитмиаскитовый комплекса возрастом и изотопным составом (долей деплетированного и обогащенного материала в мантийном субстрате) (рис. 1). Так для миаскит-карбонатитового комплекса (ИВК) модельный возраст субстрата $T_{DM} = 600-900$ млн лет (рассчитан по одностадийной модели, предполагающей генерацию магм из деплетированной мантии), а для булдымского карбонатитультрабазитового комплекса модельный возраст субстрата $T_{DM} = 900-1300$ млн лет [2]. Расчет модельного возраста субстрата по двухстадийной модели, предполагающей коровый источник магмогенерации (T_{DMC}), также показывает разницу в возрастах субстрата этих комплексов ($T_{DMC} = 900-1250$ млн лет – ИВК карбонатит-миаскитовый комплекс, $T_{DMC} = 1000-1450$ млн лет – булдымский комплекс). При этом необходимо отметить, что модельные возраста субстрата T_{DMC} ИВК (900-1250 млн лет) и T_{DM} Булдыма (900-1300 млн лет) практически совпадают.



Рис. 1. Линии эволюции изотопного состава Hf в цирконах и время образования модельных источников ильмено-вишневогорского миаскит-карбонатитового (ИВК) и булдымского ультрабазит-карбонатитового комплексов.

Эти данные позволяют обсуждать две модели магмогенерации ильмено-вишневогорского и булдымского комплекса:

1) разновременное формирование субстрата булдымского (1300-900 млн лет назад) и ильменовишневогорского (900-600 млн лет назад) комплексов из различающихся изотопным составом мантийных источников, при этом являющимися исходно обедненным мантийным веществом (DM);

2) синхронное образование субстрата ильмено-вишневогорского (T_{DMC} = 900-1300 млн лет) и булдымского (T_{DM} = 900-1300млн лет, T_{DMC} = 1200-1450 млн лет) комплексов, предполагающее участие как мантийных, так и коровых источников вещества, что может быть связано с одновременной магмогенерацией на различных глубинах. Необходимо отметить, что время формирования субстрата Булдымского комплекса соответствует рифейским эпизодам континентального рифтогенеза (1450?, 1385-1350 млн лет – машакское событие), фиксируемым излияниями щелочных базальтов и рифтогенным магматизмом в рифейских породах Башкирского антиклинория на Уфимском выступе Русской платформы [3].

Литература

 Недосекова И.Л. Возраст и источники вещества Ильмено-Вишневогорского щелочного комплекса (Ю. Урал): геохимические и Rb-Sr, Sm-Nd, U-Pb и Lu-Hf изотопные данные // Литосфера. 2012. № 5. С. 77-95.

2. Недосекова И.Л., Белоусова Е.А., Шарыгин В.В. Источники вещества Ильмено-Вишневогорского щелочного комплекса по данным Lu–Hf-изотопии в цирконах // ДАН. 2010. Т. 435. № 2. С. 234-239.

3. Пучков В. Н. Геология Урала и Приуралья (актуальные вопросы стратиграфии, тектоники, геодинамики и металлогении). Уфа ДизайнПолиграфСервис, 2010. 280 с.

Гранаты перидотитового и эклогитового парагенезисов из палеопротерозойских метакимберлитов Кимозеро: значение для реконструкции особенности древней литосферной мантии Карельского кратона

Носова А.А.*, Каргин А.В.*, Щербакова Т.Е.**, Колесникова Т.И.**, Кондрашов И.А.*, Докучаев А.Я.*, Юткина Е.В.*

*Институт геологии рудных месторождений петрографии, минералогии и геохимии Российской академии наук (ИГЕМ РАН), Москва, Россия, nosova@igem.ru

**Центральный научно-исследовательский геологоразведочный институт цветных и благородных металлов (ЦНИГРИ), Москва, Россия

Гранаты из кимберлитов (перидотитовых и эклогитовых ксенолитов либо концентрата тяжелых минералов) служат важнейшим источником информации о составе и строении литосферной мантии к моменту внедрения кимберлитов. Большая часть кимберлитов Земли имеет фанерозойский или неопротерозойский возраст, и гранаты из них в своем составе фиксируют главным образом события, непосредственно предшествовавшие внедрению кимберлитов, так как более ранние события часто

затушеваны интенсивными метасоматическими процессами, связанными с формированием кимберлитовых расплавов. Изучение мантийных ксенолитов и ксенокристов из палеопротерозойских кимберлитов позволяет получить информацию как об особенностях генерации протокимберлитовых расплавов в раннедокембрийской мантии, так и о ранних этапах становления литосферной мантии кратонов.

Кимберлиты Кимозера палеопротерозойского возраста (1.92 млрд. лет, Priyatkina et al., 2014) являются одними из древнейших кимберлитов мира. Кимозерское проявление локализовано в Карельском кратоне, в центральной части Онежской палеопротерозойской мульды, среди углеродистых сланцев, базальтовых покровов и долеритовых силлов заонежской свиты (~2.1–1.92 млрд. лет, Priyatkina et al., 2014).

Кимберлиты Кимозера активно изучаются с момента их открытия в 1992 году (Ушков, 2001; Самсонов и др., 2009; Устинов и др., 2009; Каргин, 2014; Priyatkina et al., 2014; Каргин и др., 2015), однако испытанный кимберлитами метаморфизм зеленосланцевой фации и тектонические деформации (Каргин и др., 2015) затрудняют обнаружение многих глубинных минералов, типичных для кимберлитов (пиропы, хромдиопсиды).

Вероятно, в силу указанных причин особенностью Кимозерского проявления, кимберлиты которого содержат алмазы (найдено около 100 алмазов размером до 2 мм, Устинов и др., 2009), является специфическая ассоциация минералов-спутников: среди них широко представлены хромшпинелиды, марганцовистые ильмениты, и практически отсутствуют пироп и хромдиопсид как в составе когерентных кимберлитов из даек, так и вулканокластических жерловых и кратерных фаций. На единичные находки хромдиопсидов и пиропов указывается в (Устинов и др., 2009; Priyatkina et al., 2014). Хромшпинелиды и ильмениты Кимозера детально описаны в упомянутых работах, однако о составах гранатов и хромдиопсидов информация крайне скудная.

В нескольких пробах, отобранных нами из дайки кимберлитов и пирокластической кимберлитовой брекчии проявления Кимозера, были обнаружены в значительных количествах хромдиопсиды и десятки знаков высоко-Cr пиропов, а также многочисленные гранаты эклогитовой ассоциации. Составы Crдиопсидов и пиропов были изучены микрозондовым, SIMS и LA-ICP-MS методами. В настоящем сообщении мы остановимся на составах гранатов.

Гранаты принадлежат к эклогитовому и перидотитовому типам. Эклогитовые гранаты происходят из эклогитов В и С типов, согласно классификации (Coleman et al., 1965; Taylor, Neal, 1989). Гранаты из эклогитов С типа имеют состав Py(0.15-0.16)Grs(0.25-0.30)Alm(0.50-0.54). Распределение P3Э характеризуется «плоским» профилем в области тяжелых P3Э ((Lu/Gd)_n 0.5-1.0), присутствием как положительной, так и отрицательной Еu аномалий (положительная Eu/Eu* = 2.0, т.е. сильно выражена, а отрицательная выражена слабо – Eu/Eu* около 0.8). Протолитами пород, из которых происходят эти гранаты, могли быть океанические базальты. Гранаты из эклогитов В типа имеют состав Py(0.33-0.42)Grs(0.12-0.30)Alm(0.50-0.54). По распределению P3Э они могут быть разделены на подтипы B1 и B2. Гранаты B1 содержат несколько больше Grs минала, чем гранаты B2. Они резко обеднены Li и B относительно гранатов из С эклогитов. В распределении P3Э для них характерны умеренно до сильно фракционированные профили в области тяжелых P3Э ((Lu/Gd)_n 1.5-4.5). Знакопеременная Eu аномалия выражена сильнее, чем в гранатах С типа (Eu/Eu* 2.7 и 0.9-0.5). Гранаты B2 типа имеют «опрокинутое» распределение тяжелых P3Э ((Lu/Gd)_n 0.5-0.6) с пиком положительной Eu аномалии (Eu/Eu* = 2.1- 2.3). Для гранатов В типа имеют состав с влиянием

протокимберлитового флюида. Характер распределения РЗЭ в гранатах указывает, что протолитами их пород могли быть обогащенные плагиоклазом кумулаты океанических габбро (В2), реститы частичного плавления эклогитов по океаническим габбро или базальтам (В1).

Перидотитовые гранаты по соотношениям Са-Сг принадлежат к лерцолитовому (G9) и верлитовому (G12) парагенезисам. Пиропы G9 типа имеют ярко-фиолетовую окраску и характеризуются высокими концентрациями CaO (7.3-9.2 мас. %) и Cr₂O₃ (9.1-12.6 мас. %). Распределение P3Э в этих гранатах имеет специфический характер – они резко деплетированы как тяжелыми P3Э, так и легкими лантаноидами, поэтому их профиль имеет пикообразный вид с резким максимумом для Sm. Они могли образоваться при высокобарной фракционной кристаллизации базитовых расплавов, как это предполагается в модели (Ivanic et al., 2003).

Гранаты верлитового парагенезиса относятся к редкому типу «зеленых» или «серо-зеленых» гранатов (Sobolev et al., 1973) с очень высокими содержаниями Са и Сг (9.3-13.1 мас. % СаО и 8.3-12 мас. % Сг₂О₃). Они характеризуются распределением РЗЭ с выраженным максимумом в области Pr-Sm, минимумом в области Eu-Ho и менее выраженным максимумом для Er-Lu, т.е. имеют синусоидальное распределение РЗЭ, характерное для гарцбургитовых гранатов.

Происхождение подобных гранатов дискуссионное (Kopylova et al., 2000; Klemme et al., 2009; Ivanic et al., 2012; Hill et al., 2015). В координатах Ca/(Ca+Fe+Mg)-Cr/(Cr+Al) составы этих гранатов образуют так называемый «гарцбургитовый тренд» (Hill et al., 2015), который может указывать на ультрадеплетированный характер мантии и условия низко-Т геотермы, в которых значительно расширяется поле устойчивости Gar-Sp парагенезиса (Ziberna et al., 2013, Hill et al., 2015). Кроме того, тренд составов этих гранатов соответствует реакции Sp+Px \rightarrow Gar+Ol, (Px=Opx+Cpx, Ivanic et al., 2012) и может отражать изменение PT условий при изохимическом составе (Klemme et al., 2009). Кроме того, возможно метасоматическое происхождение таких гранатов.



Рис. 1. Распределение РЗЭ в ксенокристах гранатов из кимберлитов Кимозера. а – эклогитовые гранаты; гранаты из эклогитов В типа, спектры характеризуются наличием как положительной, так и отрицательной Еu аномалией, их протолитом могли быть реститы MORB и кумулативные океанические габбро; б – «лерцолитовые» гранаты, деплетированные HREE; они могли образоваться при высокобарной фракционной кристаллизации базитовых расплавов; в – высоко-Cr-Ca («верлитовые») гранаты, демонстрирующие гарцбургитовый тренд; имеют характерный для гранатов из гарцбургитов синусоидальный профиль REE.

Полученные данные по составу мантийных гранатов из кимберлитов Кимозера указывают на значительную гетерогенность раннедокембрийской литосферной мантии Карельского кратона. Составы гранатов являются свидетельством присутствия в ней фрагментов субдуцированной океанической коры; в ней также присутствуют тела базитов, кристаллизовавшиеся в высокобарных условиях. Присутствие высоко-Ca-Cr гранатов, демонстрирующих «гарцбургитовый» тренд, может быть указанием на ультрадеплетированный характер мантии или отражать РТ – переуравновешивание перидотитов (мантийные течения).

Литература

Каргин А.В. Геохимические особенности мантийного метасоматоза при формировании кимберлитов севера Восточно-Европейской платформы // Геология рудных месторождений. 2014. Т. 56. № 6. С. 461–485.

Каргин А.В., Бабарина И.И., Богатиков О.А. и др. Палеопротерозойские кимберлиты Кимозера (Карельский кратон): геолого-структурная позиция и геохимическая типизация // Доклады Академии наук. 2015. Т. 465. № 1. С. 78–81.

Устинов В.Н., Загайный А.К., Смит К.Б. и др. Раннепротерозойский алмазоносные кимберлиты Карелии и особенности их формирования // Геология и геофизика. 2009. Т. 50. № 9. С. 963–977.

Ушков В.В. Кимозерское проявление алмазоносных кимберлитов в Онежской структуре // Геология и полезные ископаемые Карелии. Петрозаводск: Вып.3, 2001.

Coleman R.G., Lee E.D., Beatty L.B., Brannock W.W. Eclogites and eclogites: their differences and similarities. // Geological Society of America Bulletin. 1965. V. 76. P. 483–508.

Hill P.J.A., Kopylova M., Russell J.K., et al. Mineralogical controls on garnet composition in the cratonic mantle // Contrib. to Mineral. Petrol. 2015. V. 169. N 2. P. 13.

Ivanic T., Harte B., Burgess S., Gurney J. Factors in the formation of sinuous and humped REE patterns in garnet from mantle harzburgite assemblages // Extended abstracts. 8th International Kimberlite Conference, Victoria, BC. 2003

Ivanic T.J., Harte B., Gurney J.J. Metamorphic re-equilibration and metasomatism of highly, garnet-rich peridotitic xenoliths from South African kimberlites // Contrib. Mineral. Petrol. 2012. V. 164. P. 505–520.

Kopylova M.G., Russel J.K., Cookenboo H. Garnet from Cr- and Ca-saturated mantle: implications for diamond exploration // J. Geochem. Explor. 2000. V. 68. P. 183–199.

Klemme S., Ivanic T.J., Connolly J.A.D., Harte B. Thermodynamic modelling of Cr-bearing garnets with implications for diamond inclusions and peridotite xenoliths // Lithos. 2009. 112: 986-991.

Priyatkina N., Khudoley A.K., Ustinov V.N., et al. // Precambr. Res. 2014. V. 249. P. 162-179.

Sobolev N.V., Lavrent'ev Y.G., Pokhilenko N.P., Usova L.V. Chrome-rich garnets from the kimberlites of Yakutia and their parageneses // Contributions to Mineralogy and Petrology. 1973. V. 40. P. 39–52.

Taylor L.A., Neal C.R. Eclogites with oceanic crustal and mantle signatures from the Bellsbank kimberlite, South Africa, part 1: Mineralogy, Petrography, and whole rock chemistry // Journal of Geology. 1989. V. 97. P. 551–567.

Рудоносность расплавов, формировавших лампрофиры Томторского массива

Панина Л.И., Рокосова Е.Ю., Исакова А.Т., Толстов А.В.

V.S. Sobolev Institute of Geology and Mineralogy SB RAS, Novosibirsk, Russia

panina@igm.nsc.ru

Уникальный Томторский массив щелочных ультраосновных карбонатитовых пород располагается на С-В склоне Анабарского щита в Якутии. С ним связано одно из крупнейших месторождений мира Sc-REE-Y-Nb руд. Массив относится к вулкано-плутоническим комплексам центрального типа, имеет почти изометричную форму и площадь около 250 км². Его периферическая зона сложена нефелиновыми и щелочными сиенитами калиевого (рисчорритоподобного) и натриевого (хибинитопобными) типами, ядро – карбонатитовым штоком, между которыми располагаются неполнокольцевая интрузия якупирангит-уртитового состава. Карбонатитовый шток прорван дайковой и эффузивной серией порфировых калиевых щелочно-ультраосновных пород, образующих переслаивающуюся карбонатитвулканитовую толщу мощностью до 300 м и диаметром 6-7 км. Вулканическая свита составляет основную часть "нижнего рудного горизонта", который является источником рудных минералов "верхнего рудного горизонта" Sc-REE-Y-Nb месторождения (Кравченко, 2003). Из-за интенсивной карбонатизации и дважды отмеченного выветривания состав вулканитов и даек установить было трудно. Среди дайковых пород разными исследователями были выделены щелочные пикриты, авгититылимбургиты, меланефелиниты, мончикиты, лампрофиры, лампроиты, фонолиты, щелочные трахиты. Н.В. Владыкин и Т.С. Торбеева (2005) отнесли вулканит-карбонатитовую толщу к пикрит-лапроиткарбонатитовой ассоциации, но Ю.А. Багдасаров (2009) выступил с резкой критикой. Первые же исследования методами термобарогеохимии малоизмененных калиевых порфировых пород из скважины 1625 (гл. 114 м), по химическому и микроэлементному составу близких к выделяемым Н.В. Владыкиным и Т.С. Торбеевой (2005) лампроитам, показали правоту Ю.А. Багдасарова. Выяснилось (Panina et al., 2015), что эти породы кристаллизовались не из лампроитовой магмы, а из смешивающихся разнонагретых базитовых расплавов разного типа щелочности и разной магнезиальности. Химический состав породообразующих минералов из этих дайковых пород, отнесенных нами к щелочным лампрофирам, также свидетельствовал об их кристаллизации из разных смешивающихся расплавов. Особенно отчетливо это отразилось на составах вкрапленников фемических и рудных минералов, которые были преимущественно зональными. Их многократная зональность была незакономерной, отражала не эволюцию одного исходного расплава в процессе кристаллизации, а фиксировала составы двух разных магм и их смешение (Панина и др., 2013). Так, ядра вкрапленников клинопироксена (Срх I) характеризовались повышенной железистостью, высокими количествами MnO и низкими количествами CaO и Al₂O₃, а промежуточные зоны (Cpx II) отличались высокой магнезиальностью, высокими содержаниями CaO, TiO₂ и низкими Na₂O. Краевые зоны вкрапленников и часть промежуточных зон имели смешанный состав. Характерно, что во вкрапленниках клинопироксена в зонах Срх I присутствовали расплавные силикатные включения натриевого типа с анальцимом, эгирином, титанитом, магнетитом, биотитом ± кальцитом ± амфиболом; в зонах же Срх II отмечались силикатные включения калиевого типа с калишпатом, биотитом, альбитом, титанитом, рутилом, ильменитом. Гомогенизация включений осуществлялась при 1150-1190 °С и 1250-1200 °С, соответственно (Panina et al., 2015). Включения натриевого и калиевого типов были обнаружены также во вкрапленниках керсутита, апатита, титанита.

В данном исследовании мы попытались выяснить какими редкими компонентами – прежде всего Nb, Y, REE, формировавших руды на Томторском массиве, были обогащены конкретно натриевые и калиевые базитовые расплавы, учавствовавшие в образовании щелочных лампрофиров. С этой целью мы проанализировали примесные элементы в дочерних минералах из натриевых и калиевых типов включений, а также постарались наиболее тщательно изучить единичные мельчайшие редкометальные фазы, присутствующие там.

Изучение показало, что дочерние фазы из натриевого и калиевого типов включений, в том числе одноименные, содержат разные примесные элементы. Выяснилось, что Nb и Zr характерны только для калиевого типа включений. В Na-типе включений дочерние фазы содержат примесь V и Zn. Редкоземельные элементы отмечаются в обоих типах включений, но в Na-типе REE и Y входят в виде примесей преимущественно в карбонатные фазы и образуют редкоземельные карбонатные минералы, а в K-типе включений REE входят в виде примесей в силикатные минералы и апатит и образуют силикатсодержащие редкоземельные минералы. Так, было установлено, что в *K-mune включений* из клинопироксена титанит содержит (мас.%): 0.8 Nb₂O₅ и 1.2 ZrO₂, а из апатита – 0.7-0.4 Nb₂O₅ и 1.9-2.0 ZrO₂; в дочернем рутиле из включений в титаните в виде примеси присутствует 1.4 Nb₂O₅ и 0.5 MnO. Характерно, что мелкие зерна ильменита из основной массы породы содержат также Nb₂O₅ и MnO: 0.7-1.5 и 2.1-4.2, соответственно. Очень мелкие фазы Zr-минерала, близкого по составу к *гуариниту* – Ca₂NaZr[SiO₄]F (группа куспидина) были обнаружены во вторичных карбонатных включениях в Cpx I (кальцит+титанит+амфибол+ Zr минерал). В его составе установлено (мас.%): 23-26.3 SiO₂, 0.5-0.7 FeO, 0.3-0.6 MgO, 24.6-33.5 CaO, 22.6-25.7 ZrO₂, 0.8-1.1 Nb₂O₅, 3-4.9 Na₂O, 0.1-0.3 K₂O.

REE в K-типе включений из апатита были обнаружены в титаните (1.2 мас.% Ce₂O₃) совместно с Nb₂O₅ (0.4 мас.%). В этом же включении присутствовал редкоземельный минерал, предположительно являющийся *ринколитом* – (Ca,Na,Ce)₇Ti[SiO₄]₄[F,OH]₂. В его составе отмечалось (мас.%): 27 SiO₂, 16.3 TiO₂, 1.6 FeO, 14.1 CaO, 2.3 Na₂O, 0.6 K₂O, 9.0 Ce₂O₃, 7.3 La₂O₃, 1.1 Nd₂O₃, 0.8 ThO₂, 2.5 F. Примесь Ce₂O₃ (1.7 мас.%) была зафиксирована также в апатите: в дочернем из включений в керсутите, в кристаллитах из Cpx I (0.4-0.5 Ce₂O₃, ~ 2 SrO, \pm 0.3 Nd₂O₃), а также в крупных вкрапленниках. В последних содержание Ce₂O₃ уменьшалось от центра к краю (мас.%): 0.8 – 0.4 – 0, соответственно.

В *Na-mune включений* в Срх I для дочерних фаз характерна примесь V_2O_3 , которая присутствует в титаните (0.4 мас.%) и эгирине (0.3 мас.%). Она совместно с MnO отмечается также в кристаллитах титаномагнетита (0.6 мас.% V_2O_3 и 2.3 мас.% MnO), содержащихся в Срх I и во вкрапленниках титаномагнетита (0.4-0.6 мас.% V_2O_3 и 0.5-1.4 мас.% MnO). Вкрапленники, кроме того, обогащены ZnO (0.4-1.0 мас.%). Примечательно, что в Na-типе включений из апатита был обнаружен дочерний редкоземельный карбонат, по составу близкий к *peмoндиту* – Na₃(Ca, Ce, Na, La)₃(CO₃)₅. В его составе отмечалось (мас.%): 3.1-3.2 CaO, 15.7-15.8 Na₂O, 10.8-11.5 SrO, 8.1-8.2 Ce₂O₃, 3.7-3.8 La₂O₃, 2.4-2.5 Nd₂O₃. В дочернем же кальците содержалось 1.2-1.4 SrO и 0.4 Y₂O₃ и 1.2-1.8 мас.% SrO). Кальцит из карбонатного прожилка в анальциме содержал 0.6 мас.% Y₂O₃, 1.4-2.2 мас.% SrO. В прожилке также присутствовал стронцианит, в котором отмечалось (мас.%): 0.6 Ce₂O₃ и 2.0 BaO.

Полученные данные свидетельствуют о том, что законсервированные во включениях калиевые базитовые расплавы были обогащены Nb, Zr, REE, а натриевые – V, Zn, REE. Считается (Расс, 2011), что редкометальная специализация наследует геохимию родоначальных магм. Различные же по составу и

геохимии родоначальные магмы выплавляются из разных мантийных источников, по разному метасоматизированных на разных глубинах. Более глубинные мантийные магмы имеют более высокое К/Na отношение и содержание CaO, являются более высокотемпературными и обогащены более тугоплавкими компонентами (Ryabchikov, Boettcher, 1980; Когарко и др., 1988; Kravchenko et al., 1992). Результаты наших исследований согласуются с этими данными. Обогащенными Nb и Zr оказались именно калиевые расплавы, которые по сравнению с натриевыми были более высокотемпературными, более богатыми Ca и, по-видимому, более глубинными. Присутствие в мелких зернах ильменита примеси Nb и Zr примерно в тех же количествах, что и в дочернем ильмените из включений, говорит о том, что эти элементы сохранились в расплаве практически до полной его раскристаллизации. Обнаружение гуаринита в карбонатном включении и карбонатном прожилке в Cpx I, по-видимому, связано с некоторым перераспределением Zr в карбонатитовый расплав при проявлении карбонатно-силикатной несмесимости.

Нахождение ринколита и Ce₂O₃ в виде примеси в титаните и апатите в калиевом типе включений, а ремондита и Y в виде примеси в кальците из натриевого типа включений говорит о том, что при проявлении несмесимости в Na-расплавах по сравнению с K-расплавами произошло более масштабное экстрагирование REE в карбонатитовый расплав, по-видимому, в связи с их более значительным эволюционным преобразованием.

Литература

Багдасаров Ю.А. Петрохимические критерии лампроитового семейства магматических пород и особенности формирования массива Томтор (северо-западная Якутия) // Геология и геофизика. 2009. т. 50. № 10. с. 1178-1185.

Владыкин Н.В., Торбеева Т. С. Лампроиты Томторского массива (Восточное Прианабарье) // Геология и геофизика. 2005. № 10. с. 1038-1049.

Кравченко С.М. Калиевые щелочно-ультраосновные порфировые породы центральной части массива Томтор (Полярная Сибирь): карбонатизированные лампроиты//Геология и геофизика.2003. т.44. №9. с. 906-918.

Когарко Л.Н., Лазуткина Л.Р., Кригман Л.Д. Условия концентрирования циркония в магматических процессах. М.: Наука. 1988. 121 с.

Панина Л.И., Рокосова Е.Ю., Николаева А.Т., Толстов А.В. Новое о щелочных лампрофирах Томторского массива // Геодинамика и минерагения Северо-Восточной Азии. Материалы конференции. Улан-Удэ: ИД «Экос». 2013. С. 275-279.

Расс И.Т. Карбонатиты – производные мантийных магм // Электронный сборник тезисов VII международной школы по наукам о Земле I.S.E.S. Одесса, Украина. 2011. http://www.ises.su/2011/pdf/rass_carbonatites.pdf.

Kravchenko S.M., Rass I.T., Ryabchikov I.D., Dikov Yu.P. Ca-content increasing in mantle alkalineultramafic melts by increasing in mantle alkaline-ultramafic melts by increasing of melting depth // 29th IGC Kyoto. Japan. 1992. Abstracts vol. 2 of 3. p. 654.

Panina L.I., Rokosova E.Yu., Isakova A.T., Tolstov A.V. New data about the genesis of potassic lamprophyre of the Tomtor massif based on melt inclusions // Alkaline Magmatism of the Earth and related strategic metal deposits. M., GEOKHI RAS. 2015. p. 84-85.

Ryabchikov I.D., Boettcher A.L. Experimental evidence at high pressure for potassic metasomatism in the mantle of the Earth // Am Mineral. 1980. v. 65. p. 915-919.

Особенности химизма минералов из слюдитов трубки Удачная

Похиленко Л.Н.

Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, Новосибирск, lu@igm.nsc.ru

Среди ксенолитов из трубки Удачная Восточная (Якутия) были обнаружены породы, практически полностью состоящие из оливина и флогопита. Четыре таких образца с различными вариациями минерального и химического состава представлены в данном исследовании.

Минеральный состав исследуемых пород показан в таблице. Породообразующие минералы выделены.

Минерал	LUV709/11	LUV659/11	LUV736/11	LUV681/11
Флогопит (phl)	+	+	+	+
Оливин (ol)	+	+	+	+
Клинопироксен	+	+		+
(cpx)				
Амфибол (amp)			+	
Ортопироксен			+	+
(opx)				
Гранат (grt)				+
Хромит (chr)		+	+	+
Maгнетит (mgt)			+	
Ильменит (ilm)	+	+		
Рутил (rut)	+			
Сульфиды (su)	+		+	+
Серпентин (spt)	+	+	+	+
Хлорит (chl)	+	+		
Кальцит (cat)	+	+	+	
Монацит (mnz)			+	
Доломит (dlt)	+			
Сульфаты			+	+
И др. акцессории		+	+	

Флогопит представлен в породах крупными пластинками (до 2 мм), их скоплениями, образующими широкие полосы или пятна. Такие выделения относят к первично метасоматическим [1] и связывают с процессами древнего обогащения на ранних этапах проработки континентальной литосферы [2]. Кроме крупных чешуек матрицы, мелкие зерна флогопита были обнаружены в виде включений в амфиболе и сульфиде, интерстиционных выделениях между минералами матрикса, в каймах граната УВ681/11. Флогопит из кайм считается проявлением позднего этапа мантийного метасоматоза литосферы Сибирского кратона, предшествующего зарождению кимберлитовых очагов [3]. На диаграмме Mg#-TiO₂ (Рис.1) матричные флогопиты образцов LUV681/11 (с лерцолитовым гранатом) и LUV736/11 (с амфиболом) располагаются в поле флогопитов-включений в алмазы гарцбургитдунитового парагенезиса. Сюда же попадают флогопиты из гранатовых кайм LUV681-11. Матричные флогопиты двух других образцов (с ильменитом), LUV709/11 и LUV659/11, располагаются между полями флогопитов-включений в алмазах лерцолитового и эклогитового типов парагенезисов, представляя, по-видимому, иной тип метасоматоза. Магнезиальность оливинов варьирует: LUV709/11 -86-93 (пик 87), LUV659/11 - 83-91 (пик83), LUV736/11- 89-91 (пик 89), LUV681/11- 86-92 (пик 91). Клинопироксен является породообразующим для LUV681/11. По составу на диаграмме Чермакит-Диопсид-Энстатит он идентичен породообразующим пироксенам перидотитов и пироксенитов. В других образцах он присутствует в виде редких мелких вкраплений, срастаний с кальцитом, включений во флогопите. В последнем случае имеет несколько повышенную железистость.



Рис. 1. Составы флогопитов из слюдитов тр. Удачная. L, H, E – поля флогопитовых включений в алмазах лерцолитового, гарцбургит-дунитового и эклогитового парагенезисов, взятые из работы [4].

Амфибол является породообразующим лля LUV709/11. Он представлен формулой $(K_{0.12}Na_{0.38})_{\Sigma 0.5}(Mg_{0.12}Na_{0.47}Ca_{1.41})_{\Sigma 2}(Mg_{4.69}Fe_{0.22}Mn_{0.05}Al_{0.04})_{\Sigma 5}(Si_{7.93}Al_{0.07})_{\Sigma 8} \text{ и на классификационной схеме}$ из работы [5] располагается между винчитом, тремолитом и рихтеритом. <u>Хромиты</u> присутствуют как включения в породообразующих минералах, в межзерновом пространстве, в каймах граната LUV681/11. Наиболее хромистыми являются хромиты LUV736/11. Хромиты LUV681/11 имеют большой разброс составов: включения в срх близки к хромитам из гарцбургит-дунитов, включения в оливине и зерна из гранатовой каймы аналогичны первичным хромитам из полимиктовой брекчии SH-18-20 [6]. Сульфиды встречены в большом количестве в межзерновом пространстве трех образцов. Размеры варьируют от первых микрон до 1 мм. Тонких структур распада не наблюдалось, отмечались вростки и пятна пентландита (реже – халькопирита, джерфишерита) неправильной формы в пирротине. Описываемые породы отражают, по-видимому, процессы обогащения метасоматическими флюидами KREEP-типа архейской литосферы Сибирского кратона, о чем свидетельствуют особенности их минерального и химического состава.

Работа выполнена при поддержке гранта РФФИ 16-05-00811а.

Литература

[1] Delaney, J.S., Smith, J.V., Carswell, D.A., and Dawson, J.B. (1980) Chernistry of micas from kimberlites and xenoliths: II. Primary- and secondary-textured micas from peridotite xeDoliths. Geochimica et Cosmochimica Acta, 44, 8 57 -87 2.

[2] Erlank A.J., Water F.G., Haggerty S.E., Hawkesworth C.J. Characterisation of metasomatic processes in peridotite nodules contained in kimberlite // 4-th Int. Kimb. Conf.: Ext. Almt. -Perth, 1986. P. 232 – 234.

[3] Соловьева Л.В., Владимиров В.М., Днепровская Л.В. и др. Кимберлиты и кимберлитоподобные породы: вещество верхней мантии под древними платформами. Новосибирск: ВО «Наука», 1997. 256 с.

[4] N.V. Sobolev, A.M. Logvinova, E.S. Efimova. Syngenetic phlogopite inclusions in kimberlite-hosted diamonds: implications for role of volatiles in diamond formation// Russian Geology and Geophysics 50 (2009) 1234–1248.

[5] Leake B. E., Woolley A. R., Arps Charles E. S., et al. Nomenclature of amphiboles: report of the subcommittee on amphiboles of the international mineralogical association, commission on new minerals and mineral names. The nomenclature of minerals: a complication of IMA reports. – 1998. – P. 49–77.

[6] Pokhilenko L.N., Afanasiev V.P., Pokhilenko N.P. Polymict breccia xenolith from Noyabrskaya pipe (Yakutia) // 30th International Conference on "Ore Potential of Alkaline, Kimberlite and Carbonatite Magmatism" Abstract Book Akdeniz University-Antalya / UCTEA Chamber of Turkish Geological Engineers-Ankara / 2014. P. 131-134.

Особенности эволюции состава и строения литосферной мантии Сибирской платформы в связи с процессами формирования алмазных месторождений и перспективами их выявления

Похиленко Н.П., Агашев А.М., Афанасьев В.П., Мальковец В.Г., Похиленко Л.Н. Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, г. Новосибирск

Анализ особенностей размещения одновозрастных кимберлитов в пределах Сибирской платформы и их комплексное изучение позволили выявить ряд специфических характеристик, общих для полей одновозрастных кимберлитов и контролирующих их размещение и уровень алмазоносности. В свою очередь, эти характеристики показали наличие тесной связи процессов формирования алмазоносных кимберлитов a) с особенностями эволюции состава и строения литосферной мантии и б) с конкретными этапами геодинамической эволюции платформы. Полученные результаты показали наличие значительных вариаций роли первичных алмазоносных пород в вертикальном разрезе литосферной мантии для различных кимберлитовых районов и полей на время конкретных возрастных этапов внедрения кимберлитов, и эти различия связываются с вариациями мощности литосферы и характером метасоматических преобразований мантийного вещества в предкимберлитовое время. Изучение ксеногенного материала, вынесенного к поверхности кимберлитами и самих пород карбонатиткимберлитового ряда выявило важную роль метасоматических процессов в эволюции состава литосферной мантии, кристаллизации алмаза и петрогенезисе кимберлитов других внутриплитных магм. Выделяется два основных геохимических типа мантийного метасоматоза: карбонатитовый и силикатный. Карбонатитовый метасоматоз проявлен, прежде всего, в обогащении пород и минералов несовместимыми элементами без значительных изменений модального состава (Kogarko et al., 1991) и наиболее часто наблюдается в деплетированных (в том числе алмазоносных) дунит-гарбургитах средней части мантийного разреза. Силикатный приводит к значительному росту модальных содержаний граната и клинопироксена в перидотитах литосферной мантии и приурочен к корневым частям литосферы (Pokhilenko et al, 1999; Pokhilenko, 2009; Agashev et al, 2013; Похиленко и др., 2015).

Результаты Re-Os датирования мегакристаллических перидотитов, минеральных включений сульфидов в алмазах и Sm-Nd модельного датирования субкальциевых высокохромистых пиропов из мегакристаллических перидотитов свидетельствуют о формировании мощной алмазоносной

92

литосферной мантии Сибирского кратона уже в раннем архее (Похиленко и др., 1993; Pearson et al., 1995; Pearson et al., 1999). Однако наличие более молодых Re-Os и Sm-Nd датировок может свидетельствовать как о более широком временном интервале образования, так и о более позднем наложенном метасоматическом изменении мегакристаллических перидотитов (Pearson et al., 1995). Вещество мегакристаллических перидотитов открыто для воздействия метасоматических флюидов/расплавов, интенсивно модифицировавших алмазоносную литосферную мантию Сибирской платформы с момента ее формирования в раннем архее (Похиленко и др., 1993; Pearson et al., 1995). Состав пиропов гарцбургит-дунитового парагенезиса при взаимодействии с метасоматизирующими силикатными или карбонатитовыми расплавами неминуемо эволюционирует в сторону более высококальциевых и низкохромистых составов. Тем не менее, ключевые минералогические показатели (высокие Мg# и Cr2O3, низкое содержание TiO2, Fe³⁺/(Fe³⁺+Cr+Al)), сходство химического состава минералов мегакристаллических перидотитов с минералами включениями в алмазах позволяют нам сделать вывод либо о незначительной метасоматической проработке, либо об ее отсутствии в примерно половине изученных нами образцов мегакристаллических гарцбургит-дунитов. Таким образом, наряду с включениями в алмазах, мегакристаллические перидотиты трубки Удачная также несут информацию о составе "первичной" архейской деплетированной литосферной мантии Сибирской платформы. По результатам изучения включений в алмазах было сделано заключение об их метасоматической природе (Klein Ben-David et al, 2004, Liu et al, 2009), причем состав флюидных включений в алмазах указывает на преимущественно карбонатитовый характер среды алмазообразования (Zedgenizov et al, 2007; Klein Ben-David 2009). Результаты изучения сверхглубоких кимберлитов дайкового комплекса Снэп Лейк (Agashev et al, 2008) показали, что породы этого комплекса могут быть получены из метасоматизированных карбонатсодержащих лерцолитов в основании сверхмощной литосферной мантии. Было показано, что первичный расплав был карбонатитовым, а при достижении степени частичного плавления в >1% и ассимиляции силикатных минералов литосферной мантии он становился по составу кимберлитовым.

Анализ последовательности и характера событий геодинамической эволюции Сибирской платформы, связанных с активизацией кимберлитового магматизма внутри сравнительно коротких временных интервалов показывает, что основные перспективы коренной алмазоносности территории Сибирской платформы, с учетом масштаба и характера воздействия на литосферную мантию Сибирского пермо-триасового суперплюма, связываются со среднепалеозойскими кимберлитами, В то же время, по результатам U/Pb датирования цирконов кимберлитового облика из аллювия рек Севера ЯАП можно сделать следующие выводы об истории развития и источниках сноса кимберлитового материала. Большинство изученных цирконов имеют юрский возраст. Распределения возрастов указывают на три цикла активности кимберлитового магматизма в течение юрского времени, с преобладающим этапом около 170-175 млн. лет, который проявлен во всех изученных объектах. Главным тектоническим процессом, определяющим поступление кимберлитового материала в современный аллювий рек севера Сибирской платформы, является восходящее движение земной коры в районе Оленекского поднятия. Сопутствующая эрозия обеспечивает поступление кимберлитового материала во все стороны от Оленекского поднятия, включая Прианабарье. Даже в россыпях реки Эбелях, где ближайшие кимберлитовые тела имеют триасовый возраст, преобладают цирконы юрского возраста. Цирконов среднепалеозойского возраста на изученной площади среди более 300 изученных зерен не было выявлено, хотя присутствие алмазоносных кимберлитов этого возраста на новых перспективных территориях платформы достоверно обосновывается: 1) наличием в регионе уже

выявленных слабоалмазоносных кимберлитовых тел среднепалеозойского возраста; 2) наличием в регионе алмазоносных гравелитов среднепалеозойского возраста; 3) наличием в россыпях этих территорий гранатов кимберлитового происхождения, глубоко кородированных в латеритной коре выветривания позднедевонского возраста (коры выветривания более позднего времени не имели латеритного характера и не оставили на гранатах признаков выветривания). С испольованием методики LAM-ICP-MS (Университет Макуайри, Австралия) было проведено U-Pb датирование коровых цирконов из концентрата тяжелой фракции кимберлитов Куойкского поля, северо-восток Сибирской платформы. В результате проведенных исследований установлено, что более 8% исследованных цирконов имеют архейский возраст (>2,5 млрд. лет. Древнейший циркон имеет возраст 2,84 млрд. лет). Полученные результаты однозначно свидетельствуют об архейском возрасте фундамента Биректинского террейна. До настоящего времени считалось, что фундамент террейна был сформирован в палеопротерозое, и самые древние датировки не превышали 2,4 млрд. лет. Эти результаты, помимо их ценности для построения обоснованных моделей геодинамической эволюции региона, в корне меняют перспективы этой территории на коренную алмазоносность, поскольку согласно правилу Клиффорда промышленно алмазоносные кимберлиты обнаруживаются практически всегда в пределах архейских кратонов.

Минеральный состав лампроитов Южного Урала

Прибавкин С.В.

Институт геологии и геохимии УрО РАН, 620016, г. Екатеринбург pribavkin@igg.uran.ru

На восточном склоне Южного Урала известно несколько участков развития лампроитового магматизма, объединяемых в калымбаевский гипабиссальный лампрофир-лампроитовый комплекс. Первый участок расположен в Магнитогорской мегазоне на площади Магнитогорского и Александринского рудного района. Он подробно описан в ряде работ (Лукьянова и др., 1992; Сурин, 1999). Второй и третий участок расположен в Восточно-Уральской мегазоне: один в 40 км южнее г. Челябинска (Савельев и др., 2000), другой в 25 км западнее г. Троицка ([Прибавкин, Пушкарев, 2004). Абсолютный возраст лампроитов комплекса принят как среднетриасовый (240 млн. лет по данным К-Аг метода (Краснобаев и др., 1993)). Альтернативные возрастные датировки соответствуют позднему карбону (данные Ar-Ar и Rb-Sr метода) (Мосейчук и др., 2000; Прибавкин и др., 2007) и поздней перми – ранней юре (данные Rb-Sr метода) (Лукьянова и др., 1992).

Петрографический состав лампроитов комплекса однотипен. Преобладают порфировидные оливин-флогопитовые, оливин-диопсид-флогопитовые и диопсид-флогопитовые разности. Суммарное количество вкрапленников не превышает 50%. Количество оливиновых вкрапленников варьирует от первых процентов до 25%. Они замещены тальком, карбонатом, боулингитом. Вкрапленники флогопита кристаллизовались совместно или после оливина; их количество не превышает 30%. Они характеризуются снижением mg' от 0.91 до 0.80 и ростом TiO_2 от 1.0 до 2.5 мас.% к краям кристаллов при постоянном или слабо меняющемся Al_2O_3 в диапазоне 11-14 мас.%. Клинопироксен вкрапленников в количестве менее 10% представлен низкоглиноземистым хромсодержащим диопсидом и диопсид-

авгитом. От центра к краям вкрапленников понижается mg' от 0.91 до 0.65, уменьшается Cr, растет Al, Ti. Ранее описываемые псевдоморфозы по лейциту в количестве до 25% (Лукьянова и др., 1992; Сурин, 1999) при рассмотрении представляются глобулами или глазками – характерным структурным элементом пород лампрофирового семейства (Rock, 1984). Они сложены лейстами калишпата, занимающими 30-95% объема, и интерстициальным стеклом. Стекло преобразовано в агрегат смешанослойных минералов близких по составу сапониту в композиции с кальцитом и альбитом. Глобулы могут облекаться кристаллами флогопита, что создает видимость внешних кристаллографических очертаний.

Базис лампроитов сложен остаточным девитрифицированным стеклом, содержащим микролиты флогопита, клинопироксена, санидина. Микролиты пироксена имеют состав диопсид-авгита с mg'=0.70-0.55, относительно вкрапленников они характеризуются высоким содержанием глинозема от 2.0 до 7.5 %, входящим преимущественно в позицию кремния (пироксен фассаитового типа). Такой пироксен крайне не обычен для пород лампроитового семейства (Mitchell and Bergman, 1991). Другой не обычный для лампроитов пироксен встречается в колличестве менее 2 обь.% и представлен серией эгирин-авгит – эгирин. Он образует как собственные микролиты, так и каймы на диопсид-авгите. Содержит от 2 до 14 мас.% Na₂O; до 4 мас.% TiO₂; обладает высокой железистостью. Микролиты слюды имеют состав флогопита – магнезиобиотита с mg'=0.79-0.57. В отдельных случаях на контакте с глобулами встречается биотит с mg'=0.24 и содержанием TiO₂=5.6 мас.%. Содержание Al близко вкрапленникам флогопита. Лейсты санидина Ort₇₀₋₉₈ содержат менее 3.1 мас.% Na₂O и 2 мас.% BaO. Девитрифицированное стекло сложено тонкочешуйчатым агрегатом слюдистого минерала близкого по составу железосодержащему сапониту (минералу из группы монтмориллонита). Постоянно присутствуют вторичный альбит и кальцит.

Акцессорные минералы представлены хромшпинелидом, титаномагнетитом, серосодержащим Fапатитом (0.6-1.3 мас.% SO₃), титанитом (иногда содержащим до 1.3% ZrO₂, 0.8% Nb₂O₅, 3% суммы P3Э), Се-эпидотом (до 25 мас.% суммы P3Э). В тяжелых фракциях по данным Т.Н. Сурина (1999) установлен гранат, циркон, ортопироксен, ильменит, недиагностированные титанаты, самородный свинец, золото.

Таким образом, типоморфными минералами лампроитов калымбаевского комплекса являются оливин, флогопит и клинопироксен, погруженные в апостекловатый или санидиновый базис. В то же время, описанные ранее псевдолейцит, рихтерит, арфведсонит – отсутствуют. За них ошибочно принимали глобулы, состоящие из санидина и девитрифицированного стекла, а также глиноземистый диопсид-авгит, эгирин-авгит и эгирин – минералы не типичные для пород лампроитового семейства. Кроме того отсутствуют и типоморфные для лампроитов акцессории: К-Ва-титанаты (прайдерит, джеппеит) и К-(Zr,Ti)-силикаты (вадеит, делиит, щербаковит), их место занято титанитом и эпидотом.

Необычный для лампроитов химический состав минералов, неоднозначность геохронологических датировок, значительная роль субдукционных компонентов в источнике делает актуальным проведение прецизионных изотопных геохронологических и геохимических исследований, от которых во многом будет зависеть геодинамическая интерпретация лампроит-лампрофирового магматизма Южного Урала.

Работа выполнена при финансовой поддержке гранта РФФИ № 15-05-00576-а, № 16-05-00508а и программы УрО РАН № 15-18-5-24.

Литература

1. Краснобаев А.А., Кузнецов Г.П., Калеганов Б.А. Состав и возраст лампроитов куйбасовского комплекса // Ежегодник-1992. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 1993. с. 35-39.

2. Лукьянова Л.И., Мареичев А.М., Мащак И.М., Кузнецов Г.П., Мосейчук В.М., Петров В.И., Шалагинов В.Э. Первые находки проявлений лампроитового магматизма на Южном Урале // Доклады РАН, 1992. Т. 324. №. 6. с. 1260-1264.

3. Мосейчук В.М., Яркова А.В., Михайлов И.Г. и др. Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1:200 000. Издание второе. Серия Южно-Уральская. Лист N-40-XXX. Объяснительная записка. Челябинск, 2000. 222 с.

4. Прибавкин С.В., Пушкарев Е.В. Калиевые субщелочные магматиты из Нижне-Санарского массива (Южный Урал) // Геология и металлогения ультрамафит-мафитовых и гранитоидных интрузивных ассоциаций складчатых областей. Материалы научной конференции (Х Чтения А.Н.Заварицкого). Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2004. с. 145-148.

5. Савельев В.П., Кузнецов Н.С., Пужаков Б.А. Геологическая позиция и особенности проявлений лампроитового магматизма на Челябинской площади // Петрография на рубеже XXI века: итоги и перспективы. Материалы Второго Всероссийского петрографического совещания. Т. IV. Сыктывкар, 2000. с. 147-149.

6. Сурин Т.Н. Триасовые лампроитоиды и лампрофиры (калымбаевский комплекс) Восточно-Магнитогорской зоны Южного Урала: минералогия, геохимия и петрогенезис. Уфа, 1999. 126 с.

7. Mitchell, R.H., Bergman, S.C. Petrology of Lamproites. Plenum Press, New York, 1991. 446 p.

8. Rock N.M.S. Nature and origin of calc-alkaline lamprophyres: minettes, vogesites, kersantites and spessartites // Transactions of the Royal Society of Edinburgh: Earth Sciences, 1984. Vol. 74. № 4. p. 193-227.

Зональность породообразующих магнетитов, апатитов и карбонатов карбонатитов и фоскоритов Ковдорского щелочно-ультраосновного комплекса,

Кольский п-ов

Расс И.Т.

ИГЕМ РАН, rass@igem.ru

Ковдорский массив – типичный и один из наиболее изученных кольцевых комплексов щелочноультраосновных пород, карбонатитов и фоскоритов, с приуроченным к последним уникальным магнетит-апатит-редкометальным месторождением. Фоскориты – магматические породы, состоящие из магнетита, апатита, карбоната и силиката (оливина или флогопита), известные в тесной ассоциации с карбонатитами в 21 комплексе мира (Krasnova et al., 2004). В Ковдорском массиве фоскориты и карбонатиты являются, по-видимому, последовательными дифференциатами некоей родоначальной магмы, содержащей кроме карбонатных компонентов значительные количества железа, фосфора и редких элементов. Основными концентраторами редких элементов являются комплексные окислы Ti, Nb и Zr, минералы перовскитовой, пирохлоровой и ильменитовой групп (Chakhmouradian, 2006), и именно они в большей мере представлены в фоскоритах, чем в карбонатитах. Экспериментальные данные по распределению редких земель при частичном плавлении в системе перидотит-карбонат-фосфат фиксировали несмесимость силикатных и фосфатоносных карбонатитовых расплавов при высоких давлениях (20-30 кбар) и температурах 950-1000°С (Рябчиков и др., 1989; Ryabchikov et al., 1993), и концентрирование REE и Ti в последних. До последнего времени считалось, что высокие содержания Nb, Zr и REE приурочены к карбонатитам и возникают при несмесимости карбонатных и силикатных магм при достаточной степени дифференциации первичных расплавов. Но эксперименты последних лет по определению коэффициентов распределения между несмесимыми силикатной и магмами другого состава (Veksler et al., 2012) показали, что эти элементы концентрируются в силикатной жидкости по сравнению с карбонатной, но во фторидных или фосфатных, а не карбонатных расплавах, по сравнению с силикатными.

Исследованы 16 образцов фоскоритов и 8 – карбонатитов, которые кристаллизовались в последовательные стадии образования фоскорит-карбонатитового комплекса, выделенные Н.И. Красновой с соавторами (Римская-Корсакова, Краснова, 2002; Krasnova et al., 2004). Наибольшие концентрации Sr определены в кальцитовых карбонатитах, а Zr и Nb в фоскоритах заметно выше, чем в одновременно с ними образованных карбонатитах. На парных логарифмических графиках концентраций некогерентных элементов (Zr-Y и др.) видны различные тенденции изменения их концентраций в фоскоритах и карбонатитах, причем, ни та, ни другая не являются продолжением тенденции их изменения в силикатных породах – дифференциатах первичной магмы.

Зональность минералов, будучи отражением смены последовательных локальных (Коржинский, 1973) равновесий между поверхностным слоем твердых фаз и жидкой фазой фиксирует изменение физико-химических условий во время роста кристалла. Исследование зональности сосуществующих минералов в сочетании с принципом фазового соответствия Л.Л. Перчука (Перчук, Рябчиков, 1976) позволяет выявить связи между зональностью минералов и физико-химическими условиями (P, T, fO₂, pCO₂ αSiO₂) их генезиса для магматических пород. Выявлены различные составы и зональность породообразующих сосуществующих магнетита, апатита, кальцита и доломита (и, где удалось определить – акцессорных ильменита, и пирохлора) в карбонатитах и фоскоритах.

Во всех проанализированных магнетитах содержания магнезиоферритового компонента убывают от ранних фосфоритов и карбонатитов к поздним, и концентрации MgO тех и других уменьшаются от центра к периферии кристаллов. Температура кристаллизации раннего фоскорита по ильменитмагнетитовому термометру (Spencer, Lindsley, 1981) = 647°C, и lgfO₂ -18; позднего – 474°C. Концентрации Nb2O5 увеличиваются от центра к периферии кристаллов ильменита в фоскоритах.

Апатиты фоскоритов и карбонатитов – фтор-апатиты. Содержания **F** в них варьируют от 1.09 до 2.5 вес.% в фоскоритах и от 1.5 до 2.4 в карбонатитах. Почти все зональны: концентрации **F** возрастают от центров к краям кристаллов.Этот факт может свидетельствовать о том, что при понижении температуры и кристаллизации апатита (и пирохлора) из существенно карбонатных магм, также как и из силикатных (Когарко, Кригман, 1981) концентрации F в последовательных дифференциатах увеличиваются. Относительно **SrO апатиты** практически незональны, его концентрации в пределах 0.20-0.44, и около 0.6 вес.% в апатитах поздних фоскоритов и карбонатитов. Концентрации **Ce2O3 в апатитах** фоскоритов и карбонатитов также близки, но несколько повышаются от ранних к поздним. Это, по-видимому, находится в соответствии с тем, что Kd Sr Ар/карбонатитовый расплав = 2.4, а Kd **Ce2O3** Ар/карбонатитовый расплав = 0.49 (Klemme, Dalpe, 2003).

Карбонаты представлены кальцитом и доломитом в карбонатитах и фоскоритах. По сравнению с сосуществующим апатитом кальцит содержит гораздо меньшие концентрации REE, но большие – Sr. Коэффициенты распределения SrO между апатитом и кальцитом в ранних фоскоритах и карбонатитах одинаковые и равны, соответственно, 0.50-0.51. Коэффициенты распределения MgO между магнетитом и кальцитом в ранних фосфоритах и карбонатитах также одинаковые и равны 3.97-4.08.

Геологические исследования Ковдорского комплексного магнетит-апатит-редкометального месторождения (Krasnova et al., 2004), исследования зональности пирохлора в фоскорит-карбонатитовом комплексе Сокли, Финляндия (Lee et al., 2006), наши петрохимические данные позволяют предполагать существование несмесимости фосфат-магнетитовой и карбонатитовой жидкостей при относительно меньшей температуре, возможно, немного превышающей температуры солидуса карбонатитовой магмы. Несмесимость фосфатной и карбонатной жидкостей, замеченная в расплавных включениях (Andreeva, Kovalenko, 2003) при предполагаемых 500<T<900°C и экспериментальные данные по наибольшей растворимости циркония во фторидных комплексах (Migdisov et al., 2011) подтверждают гипотезу возможного расслоения фосфатных и карбонатных расплавов, и полученные нами результаты исследования зональности сосуществующих магнетитов, апатитов и кальцитов Ковдорских фоскоритов и карбонатитов могут быть подтверждением этой гипотезы.

Литература

Когарко Л.Н., Кригман Л.Д. Фтор в силикатных расплавах и магмах. М.: Наука, 1981.

Коржинский Д.С. Теоретические основы анализа парагенезисов минералов. М.: Наука, 1973.

Перчук Л.Л., Рябчиков И.Д. Фазовое соответствие в минеральных системах. М.: Недра, 1976.

Римская-Корсакова О.М., Краснова Н.И. Геология и месторождения Ковдорского массива. СПб: СПб Университет, 2002.

Рябчиков И.Д., Бэйкер М., Уайли П.Дж. Фосфатоносные карбонатитовые расплавы, равновесные с мантийными лерцолитами при 30 кбар. // Геохимия 1989. (5), 725-729.

Andreeva I.A., Kovalenko V.I. Magma compositions and genesis of the rocks of the Mushugai-Khuduk carbonatite-bearing alkaline complex (southern Mongolia): evidence from melt inclusions // Per. Mineral. 2003. 72,

Chakhmouradian A.R. High-field-strength elements in carbonatitic rocks: Geochemistry, crystal chemistry and significance for constraining the sources of carbonatites // Chem. geol. 2006. 235, 138-160.

Klemme S., Dalpe C. Trace-element partitioning between apatite and carbonatite melt // Amer. Mineral. 2003. 88, 639-646.

Krasnova N.I., Balaganskaya E.G., Garcia D. Kovdor – classic phoscorites and carbonatites // Phoscorites and carbonatites from mantle to mine: the key example of the Kola alkaline province. Zaitsev A., Wall F. – eds., 2004. 99-132.

Lee M.J., Lee J.I., Garcia D., Moutte J., Williams C.T., Wall F., Kim Y. Pyrochlor chemistry from the Sokli phoscorite-carbonatite complex, Finland: Implications for the genesis of phoscorite and carbonatite association // Geochemical Journal. 2006. 40, 1-13.

Migdisov A.A., Williams-Jones A.E., van Hinsberg V., Salvi S. An experimental study of the solubility of baddeleyite (ZrO₂) in fluoride-bearing solutions at elevated temperature // Geoch. Cosmoch Acta. 2011. 75, 7426-7434.

Ryabchikov I.D., Orlova G.P., Senin V.G., Trubkin N.V. Partitioning of rare earth elements between phosphate-rich carbonatite melts and mantle peridotites. // Mineral. Petrol. 1993. 49, 1-12.

Spencer K.J., Lindsley D.H. A solution model for coexisting iron-titanium oxides // Amer. Mineral. 1981. 66, 1189-1201.

Veksler I.V., Dorfman A.M., Dulski P, Kamenetsky V.S., Danyushevsky L.V. Jeffries T., Dingwell D.B. Partitioning of elements between silicate melt and immiscible fluoride, chloride, carbonate, phosphate and sulfate melts, with implications to the origin of natrocarbonatite // Geoch. Cosmoch Acta. 2012. 79, 20-40.

U-PB SHRIMP-II датирование титанита: оценка времени образования апатитнефелиновой минерализации Хибинского и Ловозерского щелочных массивов (Кольский полуостров)

Родионов Н.В.*, Лепехина Е.Н.*, <u>Антонов А.В.</u>*, Беляцкий Б.В.*, Арзамасцев А.А.**, Сергеев С.А.* *Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А.П. Карпинского, Санкт-Петербург, Россия, avlan.online@gmail.com

*Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, Санкт-Петербург, Россия, arzamas@ipgg.ru

На основании изучения коллекции титанитов из силикатных пород и апатит-нефелиновых руд палеозойских полифазных массивов щелочных нефелиновых сиенитов Хибин и Ловозера показана возможность их локального уран-свинцового датирования с помощью ионного зонда SHRIMP-II с погрешностью 1-1.5% сопоставимой с U-Pb анализом циркона.

Титанит из пород Хибинского массива, представленный как образцами из мельтейгитов-ийолитов (пробы A-1078, A-1079, 301/500), К-нефелиновых сиенитов (рисчорритов) из юго-восточной части массива и из центральной интрузии фойяитов (пробы L03-05, 466/856), имеет близкие изотопногеохимические характеристики: содержание урана не превышает 2-3 г/т, тория колеблется от 10 до 20 г/т, редко поднимаясь до 30-40, торий-урановое отношение варьирует в интервале 4-11, а доля обыкновенного (нерадиогенного) свинца от первых процентов до 60, а в отдельных случаях и до 70%. При этом содержание радиогенного изотопа ²⁰⁶Pb достаточно низкое от 0.1 до 0.3 г/т. Геохимические характеристики этих титанитов также очень близки (Puc.1a): Zr – 2300-4500, Nb – 2700-5600, Hf – 60-130, Ta – 200-700, a Y – 400-600 г/т, при сумме редкоземельных элементов 14000-16000 г/т, (La/Yb)n – 50-100, слабой цериевой аномалии и отчетливой европиевой: Ce/Ce* – 1.2-1.3, Eu/Eu* – 0.7-1.05. Возрасты, рассчитанные по результатам U-Pb SHRIMP-II анализа титанита отдельных проб, варьируют в узком интервале 367-382 млн лет при величине погрешности определения возраста ± 7-11 млн лет, что позволяет предполагать синхронность развития уран-свинцовой системы изученных титанитов магматических пород Хибин (Puc.16).



Рис. 1. (а) Вариации состава титанитов Ловозерского и Хибинского массивов в координатах Fe-Na (в формульных единицах), и диаграммы с конкордией в координатах Тера-Вассербурга без коррекции на обыкновенный свинец для титанита из щелочных силикатных пород Хибинского массива (б), из луяврита дифференцированного комплекса (в), и апатит-титанитового луяврита Ловозерского массива (г)

В Ловозерском массиве титанит из луяврита дифференцированного комплекса в районе г. Аллуайв отличается повышенным содержанием урана от 5 до 12 г/т и тория до 40 г/т, устойчивым торийурановым отношением (2.2-3.2) и существенно большей по сравнению с титанитом из Хибин долей нерадиогенного свинца, которая колебалась в интервале 50-70 %, тогда как содержание радиогенного ²⁰⁶Рb не превышало 1 г/т. Однородность состава титанита отразилась и на его уран-свинцовой изотопной системе – вся совокупность фигуративных точек 52 анализов располагается компактной группой в середине уран-свинцовой диаграммы на удалении от конкордии (Рис.1в). Используя наблюдаемую аналитическую дисперсию уран-свинцовых отношений, можно рассчитать и построить линейный тренд, соответствующий возрасту 383 ± 13 млн лет и СКВО равному 1.1, тогда как линия смешения, построенная в предположении о компоненте смешения с ²⁰⁷Pb/²⁰⁶Pb равном 0.86 (с возрастом 380 млн лет), определяет значимо более молодой возраст – 359.8 ± 3.6 млн лет и повышенное СКВО – 1.3. Расчет средневзвешенного ²⁰⁶Pb/²³⁸U возраста при коррекции изотопного состава по измеренному 207 изотопу свинца по 47 анализам (5 анализов с максимальными индивидуальными погрешностями были исключены из расчета) позволяет получить оценку возраста 380.9 ± 4.5 млн лет (1.2%, 25) при наилучших статистических параметрах – СКВО 1.1 и вероятность 0.24, которая и принимается нами за время образования изотопной системы и кристаллизации титанита при внедрении луяврита дифференцированного комплекса Ловозерского массива.

По совокупности 88 измерений для трех образцов титанита 2015-е1, 2015-е2 и 2207-К из апатиттитанитовых луявритов на участке Сулуай Ловозерского массива рассчитаны суммарные линии смешения, которые образуют единый линейный тренд на диаграмме в координатах Тера-Вассербурга (Рис.1г), что позволяет рассчитать ²³⁸U/²⁰⁶Pb возраст по пересечению с конкордией с хорошими статистическими параметрами - СКВО по построению 1.6 (учитывался только аналитический разброс данных), а погрешность ± 8.7 млн лет (2.4%, 2^o). Сравнение результатов расчета возраста, выполненных различными способами: 366.1 \pm 8.7 млн лет и 361.5 \pm 3.4 млн лет (при ²⁰⁷Pb/²⁰⁶Pb = 0.86 для обычного свинца захваченного при кристаллизации; СКВО = 1.6, вероятность конкордантности 0.13), позволяет с высокой степенью вероятности рассматривать средневзвешенный ²⁰⁶Pb/²³⁸U возраст 361.4 ± 3.2 млн лет (0.9%, 25, СКВО – 1.2, вероятность 0.13) как оценку времени кристаллизации титанита из обогащенного редкоземельными элементами рудного флюида и образования титанитсодержащих агпаитовых нефелиновых сиенитов. Близкие геохимические характеристики изученных титанитов из пород дифференцированного комплекса и их оруденелых разностей: содержание высокозарядных элементов Zr: 3050 и 5000, Nb: 6700 и 6000, Hf: 114 и 129, Та: 850 и 600 г/т, соответственно, содержание Y - 750 и 550, и суммы редкоземельных элементов – 12400 и 13000 г/т, а также параметров уран-торий-свинцовой системы этих титанитов – содержание урана 5-10 г/т, торий-урановое отношение в пределах 2-4 и 3-7, соответственно, и доля обычного свинца 40-70%, свидетельствуют о возможной близости происхождения титанита: единый источник вещества, магматическая система или расплав-флюид. Однако, временной интервал в 20 млн лет, значимо превышающий аналитическую погрешность определения возраста, между образованием титанита силикатных пород комплекса и апатит-титанитовых руд, позволяет предположить, что магматический очаг Ловозерского массива был активным в течение значительного промежутка времени (по крайней мере 20 млн лет) и его гидротермальнометасоматическая активизация происходила возможно неоднократно с момента формирования основного комплекса агпаитовых пород 381 ± 5 млн лет назад вплоть до образования поздних титанитовых руд и оруденелых ийолитов 361 ± 3 и микроклин-альбитовых жил с ильменитом и цирконом 359 ± 5 млн лет назад (Арзамасцев и др., 2007).

Уран-свинцовая изотопная система титанита устойчива в условиях флюидонасыщенных щелочноультраосновных расплавов и, несмотря на низкие концентрации урана (1-2 г/т), позволяет производить U-Pb изотопное датирование методом локальной воторично-ионной масс-спектрометрии на SHRIMP-II девонских полифазных массивов Кольского полуострова с погрешностью не хуже 1-1.5% (2 σ). Возраст интрузии агпаитовых нефелиновых сиенитов Хибинского массива согласно уран-свинцовым датировкам титанита составляет 374.1 ± 3.7 млн лет и практически совпадает с возрастом апатит-нефелиновой рудной минерализации 371.1 ± 4.2 млн лет, тогда как кристаллизация интрузии дифференцированного комплекса луявритов-фойяитов-уртитов Ловозерского массива происходила 380.9 ± 4.5 млн лет назад, а наложенная рудная минерализация начала формироваться 361.4 ± 3.2 млн лет назад. Полученные оценки возраста титанитов позволяют существенно ограничить временной интервал эволюции крупнейших агпаитовых комплексов Ловозера и Хибин, который, очевидно, не превышал 20 млн лет, но функционирование рудно-магматической системы могло иметь пульсационный характер.

Работа выполнена при поддержке Роснедра в рамках госконтракта № К.41.2014.014, Российского фонда фундаментальных исследований (грант 15-05-02116), Санкт-Петербургского государственного университета (грант 3.38.224.2015).

Литература

Арзамасцев А.А., Арзамасцева Л.В., Травин А.В. Беляцкий Б.В., Шаматрина А.М., Антонов А.В., Ларионов А.Н., Родионов Н.В., Сергеев С.А. Длительность формирования полифазной магматической системы палеозойских щелочных комплексов центральной части Кольского полуострова: U-Pb, Rb-Sr, Ar-Ar данные // Доклады АН. 2007. Т. 413. №5. С. 666–670.

Окислительно-восстановительные параметры мантийных источников кимберлитов и щелочно-ультрамафических магм

Рябчиков И.Д. ИГЕМ РАН, Москва

Экспериментальные данные при сверхвысоких давлениях показывают, что при параметрах сублитосферных зон значительная часть двухвалентного железа в перидотитовом материале диспропорционирует с образованием Fe₂O₃ и богатого железом металлического сплава. В этих условиях карбонатные компоненты должны восстанавливаться с образованием алмаза или карбидов. Тем не менее, присутствие в нижней мантии карбонатных расплавов подтверждается изучением минеральных включений в алмазах нижнемантийного источника. Это показывает, что нижняя мантия гетерогенна в отношении окислительно-восстановительных характеристик.

С целью оценки редокс-потенциала нижнемантийных минералообразующих систем был проведен термодинамический анализ равновесий, с участием породообразущих минералов нижней мантии пиролитового состава и кристаллических соединений углерода. Показано, что диапазон фугитивностей кислорода, при которых может происходить образование алмаза, отделен от области формирования богатого железом металлического сплава полем устойчивости карбидов железа. Отсюда вытекает, что для формирования в нижней мантии алмаза требуются более окислительные условия, чем это предполагается для преобладающей части этой геосферы.

Отсутствие металлической фазы среди минералов нижнемантийного алмазсодержащего парагенезиса согласуется с высокими (около 1%) содержаниями Ni в ферропериклазах, включенных в алмазы (богатый железом металлический сплав будет интенсивно экстрагировать Ni). Повышенный редокс-потенциал подтверждается измерениями состояния окисления железа в ферропериклазах, включенных в нижнемантийные алмазы.

В качестве главной причины повышения фугитивности кислорода в отдельных участках нижней мантии представляется смещение окислительно-восстановительных равновесий с ростом температуры в сторону уменьшения количества, а затем исчезновения Fe-Ni сплава.

Важную роль в формировании алмазов может играть зарождение, миграция и взаимодействие с боковыми породами карбонатно-фосфатных и силикатных расплавов, возникающих в высокотемпературных зонах. Связь сублитосферного алмазообразования с высокотемпературными условиями подтверждает приуроченность этих процессов, а также формирование кимберлитовых магм к деятельности мантийных плюмов.

Относительно окислительные условия, характеризующие мантийные плюмы, отражаются также в повышенных значениях фугитивности кислорода, характерных для меймечитов и интрузивных пород Маймеча-Котуйской провинции щелочно-ультраосновных пород и карбонатитов (полярная Сибирь).

Работа получила финансовую поддержку Программы "Фундаментальные научные исследования направленные на развитие Арктгической зоны Российской Федерации".

Возраст и источники платиноносных дунитов массива Кондёр (Алданский щит) Саватенков В.М. *,** , Мочалов А.Г. **

Санкт-Петербургский государственный университет, институт наук о Земле, Россия *Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, Санкт-Петербург, Россия

Массив Кондёр расположен в пределах Батомгского геоблока Алданского щита. В геологическом строении массива принимают участие ультраосновные породы: дуниты, верлиты и пироксениты, косьвиты, горнблендиты, габбро, щелочные пегматиты, щелочные сиениты, субщелочные диориты, монцодиориты и субщелочные граниты. Все магматические породы прорывают кристаллические образования архея и терригенные породы протерозоя и формируют единую кольцевую структуру с центральным «дунитовым ядром». Под влиянием основных и щелочных интрузий кумулятивное «дунитовое ядро» подверглось синмагматической рекристаллизации и метасоматическому преобразованию. Это выразилось в широком распространении метасоматитов – клинопироксеновых, апатит-титаномагнетит-биотит-амфибол-клинопироксеновых, амфиболовых и серпентинитовых. В породах Кондёрского массива установлено скопления элементов и минералов платиновой группы: 1) дунитах и распространенных в них сегрегациях и прожилках хромшпинелидов; 2) клинопироксенитах; 3) косьвитах; 4) сульфидизированных щелочных сиенитах; 5) сульфидизированных габбро; 6) жилах клинопироксеновых метасоматитов; 7) сульфидно-малахитовых скоплениях среди апатиттитаномагнетит-биотит-клинопироксеновых, амфиболитовых, серпентинитовых цеолитовых И метасоматитов. Массив Кондёр является коренным источником уникального россыпного месторождения платиновых металлов рек Кондёр-Уоргалан.

Представления о возрасте более ранних ультраосновных пород – дунитов, верлитов и оливиновых пироксенитов противоречивы - протерозой или мезозой, возраст косьвитов и других пород установлен как ранний меловой – 110-130 млн. лет. Дискуссионным является петрогенезис ультраосновных, основных и щелочных пород массива. Так на основании детального геологического картирования и подробных исследований петрологии массива Кондёр большинство исследователей придерживается о интрузивном происхождении всех магматических пород. В то же время дуниты массива Кондёр истолковывают и как внедренные кристаллические диапиры мантии. В этой связи надо констатировать, что вопрос о возрасте и генезисе дунитов, верлитов и пироксенитов до сих пор остается открытым.

Изотопно-геохимическая изученность пород Кондёрского массива, представляющих наиболее раннюю фазу внедрения (дуниты, верлиты, пироксениты), является крайне малой в виду низкого содержания редких элементов в этих породах, включающих, в том числе, и компоненты радиогенных изотопных систем (Sm-Nd, Rb-Sr, U-Pb). В этой связи ранние попытки оценки возраста дунитов методами

(K-Ar, Rb-Sr, Sm-Nd) либо давали большой разброс полученных значений возраста, либо большую погрешность. Породы раннего дунит-пироксенитового комплекса Кондёрского массива характеризуются существенным преобразованием вещественного состава, связанными с внедрением более поздних щелочных фаз представленных дайковым комплексом апатит-биотит-амфиболовых клинопироксенитов, щелочных пегматитов, нефелиновых сиенитов и гранитоидов. В силу достаточно высоких содержаний Nd и Sr в породах дайкового комплекса их Rb-Sr и Sm-Nd изотопные систематики были хорошо изучены – 126-130 млн. лет.

Нами было проведено изотопно-геохимическое изучение пород дунитов, верлитов, пироксенитов и косьвитов Кондёрского массива Rb-Sr и Sm-Nd методами, с целью проведения прямой оценки возраста дунитов изотопным методом, а также оценки источника ультраосновных пород и их генетической связи со щелочными породами, представляющими более поздние фазы внедрения. Для изучения изотопных характеристик Sr и Nd были выбраны клинопироксены (Cpx) ультраосновных пород. Образцы отбирались в пределах «дунитового ядра», а также из пироксенитового обрамления Кондёрского массива. Лабораторные исследования проведены в институте геологии и геохронологии докембрия РАН (г. Санкт-Петербург).

На принадлежность дунитов массива Кондёр к кумулятивным образованиям указывают особенности химического состава (минералообразующе элементы) клинопироксенов. По магнезиальности (Mg#) и содержаниюТiO2 и других минералообразующих окислов наблюдается закономерный ряд дифференциации полей: перекристаллизованные и рекристаллизованные дуниты → мелкозернистых гипидиоморфнозернистые дуниты → жильных клинопироксениты → верлиты и клинопироксениты → косьвиты. По составу и направленности развития Срх ультраосновных пород массива Кондёр полностью соответствует тренду магматической дифференциации кумулятивных габбро-пироксенит-дунитовых массивов Корякского нагорья и Аляски.

Sm-Nd изотопные данные для Срх из дунитов, отвечают изохронной зависимости с возрастом 128±40 млн. лет. Изменение изотопных характеристик Nd и Sr от дунитов к пироксенитам (рис. 1), отражает процесс ассимиляции коровых пород пикритовым расплавом на фоне его эволюции в ходе кристаллизационной дифференциации, что отвечает модели АФК – ассимиляции-фракционной кристаллизации. Изотопные характеристики дунитов, представляющих собой кумулят, отражают параметры расплава на раннем этапе его магматической эволюции, когда кристаллизовался оливин. Пироксениты и верлиты характеризуют изотопные параметры оставшегося расплава. Изотопные характеристики Sr и Nd для косьвита находятся в продолжение изотопного тренда от дунитов к пироксенитам) и могут рассматриваться как более поздний продукт кристаллизации общего с дунитами и пироксенитами расплава.

Примечательно, что изотопные характеристики Nd в апатит-флогопит- магнетитовых пироксенитах, представляющих собой продукт метасоматического взаимодействия дунитов с расплавами более поздних фаз внедрения, отвечают большей доли деплетированного компонента в источнике этих пород по сравнению с ультраосновными породами (рис. 1). Это обстоятельство позволяет говорить о различной природе косьвитов и апатит-флогопит-магнетит-пироксенитовых метасоматитов.



Рисунок 1. Диаграмма εSr(t) – εNd(t) с данными для пород Кондёрского массива. 18, 21,30 – образцы дунитов; 31, 33, 25, 26, 23 – образцы пироксенитов; 28 – образец косьвитов; ДМ – поле составов деплетированной мантии; КК – поле составов древней континентальной коры; Е – изотопные характеристики апатит-флогопит-магнетитовых пироксенитов (Ефимов и др., 2012); П – изотопные характеристики щелочных сиенитов (Пушкарёв и др, 2002).

Полученные результаты изотопно-геохимического изучения Срх из дунитов, верлитов, пироксенитов и косьвитов Кондёрского массива позволяют сделать следующие выводы:

1. Sm-Nd изотопным методом получено окончательное обоснование одновозрастности пород «дунитового ядра», верлитов, пироксенитов, косьвитов и щелочных пород (последующего этапа внедрения) в Кондёрском массиве. Sm-Nd изотопные характеристики Срх из дунитов Кондёрского массива отвечают регрессии с возрастом 128±40 млн. лет.

2. Вариации химического состава Срх из дунитов, верлитов, клинопироксенитов и косьвитов отвечают единому магматическому тренду, что указывают на образование этих пород из одного расплава.

3. Вариации изотопных характеристик Sr и Nd в дунитах, верлитах, пироксенитах и косьвитах являются результатом контаминации пикритового расплава породами континентальной коры в ходе его магматической (кумулятивной) эволюции, что позволяет исключить модель диапирового внедрения мантийных дунитов.

Литература

Ефимов А.А., Ронкин Ю.Л., Малич К.Н., Лепихина Г.А. // ДАН. 2012. Т. 445. № 5. С. 564–569.

Пушкарев Ю.Д., Костоянов А.И., Орлова М.П., Богомолов Е.С. // Региональная геология и металлогения, 2002. № 16. С. 80-91.

Минеральный состав и геохимия щелочных метасоматитов Онгуренского карбонатитового комплекса (Западное Прибайкалье)

Савельева В.Б., Базарова Е.П.

ФГБУН Институт земной коры СО РАН, г. Иркутск, vsavel@crust.irk.ru

Выделенный в Западном Прибайкалье новый дайково-жильный комплекс карбонатитов [Савельева и др., 2016], называемый онгуренским, сопровождается широким проявлением во вмещающих гнейсах, мигматитах и гранитах щелочного метасоматоза – калиевого и натриевого. Онгуренский комплекс выделен в южной части Байкальского краевого выступа Сибирского кратона и включает в себя кальцитовые и доломит-анкеритовые карбонатиты, силикокарбонатиты, флогопитовые метапикриты и фоскориты. Породы комплекса образуют дайки и жилы мощностью от 1–3 см до 1.5 м, прорывающие гнейсы и мигматиты сарминской серии PR₁ и раннепротерозойские син- и постколлизионные граниты. Наиболее достоверное значение возраста комплекса получено ⁴⁰Ar-³⁹Ar методом по магнезиорибекиту из щелочного метасоматита на контакте с карбонатитом и составляет 1017.4 \pm 3.2 млн. лет.

Калиевый метасоматоз представлен калишпатизацией, которая проявлена в катаклазированных, местами брекчированных мигматитах, гнейсах и гранитах на участках выходов жил доломитанкеритовых карбонатитов. В катаклазированных породах появляются каемки решетчатого микроклина вокруг плагиоклаза и прожилки, сложенные перьевидными зернами *К*-полевого шпата, корродирующие плагиоклаз и кварц. *К*-полевой шпат по данным РСА является максимальным микроклином. Биотит замещается микроклином с вростками оксидов железа и сагенитовых сростков рутила. Возрастает количество магнетита; он замещен гематитом и гидроокислами железа, что придает породам красноватобурую окраску. Более раннее по отношению к доломит-анкеритовым карбонатитам образование метасоматитов определяется по присутствию включений микроклина в карбонатитах и прожилков доломита в метасоматитах.

Натриевый метасоматоз представлен рибекитизацией, развитой на участке протяженностью около 10 км, шириной до 2 км. Она проявлена как в алюмосиликатных породах и кварцитах, так и в доломитанкеритовых карбонатитах и микроклиновых метасоматитах. На начальной стадии на границах зерен в алюмосиликатных породах появляется тонкоигольчатый актинолит. В более интенсивно измененных породах появляются лучистые агрегаты винчита и магнезиорибекита. Альбитизация проявлена слабо, микроклин сохраняется. Породы тыловой зоны представлены меланократовыми прослоями мощностью 2-5 см среди рибекитизированных мигматитов, гнейсов, гранитов, кварцитов. Они сложены на 85-90% винчитом и/или магнезирибекитом и содержат в переменных количествах кварц, альбит, микроклин, флогопит, апатит.

Микроклиновые метасоматиты резко обогащены по сравнению с мигматитами и гранитами K_2O (до 13 мас.%), и обеднены SiO₂ и Na₂O; отношение Na₂O/K₂O=0.01–0.14. В них также повышены содержания TiO₂, FeO_{общ} (за счет Fe₂O₃) и P₂O₅. Для метасоматитов характерны высокие содержания Nb (до 460 г/т), повышенные содержания F, S, Cl, элементов группы железа, Cu, Th, лантаноидов (за счет Ln_{Sm}), в отдельных пробах Ва (до 3600 г/т), и невысокие содержания Zr (в основном до 100 г/т).

Начальные стадии рибекитизации в мигматитах и гранитах сопровождаются возрастанием содержания Na₂O при снижении K_2O , SiO₂ и Al₂O₃, ростом отношения Na₂O/K₂O до 1.4–5.1 и K_{ar} до 1.10.

Проявлены вынос Rb и небольшой рост концентраций P_2O_5 , CO_2 , Zr и Nb. Для меланократовых амфиболовых метасоматитов тыловой зоны характерны низкое содержание SiO₂ (49–55 мас. %), умеренные содержания оксидов щелочей (в сумме 5–7 мас. %) при преобладании Na над K (Na₂O/K₂O=3.8–8.4), очень низкое содержание Al₂O₃, высокая агпаитность (K_{ar}=3.8–8.4). Им также присущи высокие содержания FeO_{общ} (при преобладании Fe₂O₃), MgO, TiO₂, F (до 0.6 мас. %) и низкие CO₂. Содержания CaO составляют от менее 1 мас. % до 8–10 мас. %. Количество P₂O₅ в низкокальциевых метасоматитов тыловой зоны характерны высокие концентрации Zr (до 2900 г/т), Nb (до 1500 г/т), повышенные Th (до 180 г/т), Ta (до 8.5 г/т), лантаноидов (до 800 г/т) с преобладание Ln_{Ce}.

Акцессорные минералы в метасоматитах представлены простыми и сложными оксидами, силикатами, фосфатами, сульфатами и сульфидами. Наиболее распространены магнетит, гематит, гётит, фторапатит, барит. Концентраторы Nb и Ta представлены ильменитом, ферроколумбитом, псевдорутилом, рутилом, эшинитом-(Се), минералом группы кричтонита и титанитом. Ильменит содержит до 4.2 мас. % MnO, до 2 мас. % Nb₂O₅; в анализах ильменита из микроклинизированного мигматита присутствует Ta₂O₅ в количестве до 4.8 мас. %. Ферроколумбит характерен только для микроклиновых метасоматитов, где образует зерна величиной до 10 микрон. Содержание Ta₂O₅ в анализах до 6 мас. %; Ta₂O₅/Nb₂O₅=0.1, FeO/MnO=7-8, TiO₂=3.8-7.4 мас. %. Псевдорутил наблюдался как вторичный минерал по Nb- и Ta-содержащему ильмениту. Содержит 7.1 мас. % Ta₂O₅ и 2.7 мас. % MnO. Рутил является основным концентратором Nb и Ta. Содержания Nb₂O₅ в анализах в основном до 3 мас. %, а Ta_2O_5 до 1 мас.%, однако часто зерна неоднородны: в рутиле из рибекитового метасоматита на отдельных участках количество Nb₂O₅ составляет 7-15 мас. %, а в рутиле из микроклиновых метасоматитов присутствует Та₂O₅ в количестве до 11 мас. %. Эшинит-Се из рибекитового метасоматита содержит 16 мас.% оксидов Nb и Ta, отношение Ta₂O₅/Nb₂O₅=0.1. Минерал группы кричтонита (граммачиолиит-(Y)?) содержит 0.6-1.0 мас. % Nb₂O₅. Содержание Nb₂O₅ в анализах *титанита* до 1.8 мас. %.

Концентратором Zr является *циркон*. В наибольших количествах он присутствует в амфиболовых метасоматитах в срастаниях с магнезиорибекитом. Содержание HfO₂ ниже пределов обнаружения, в единичных анализах 1.3–1.4 мас. %.

Главным концентратором Ln_{Ce} является *монацит-(Ce)*. Монацит из рибекитовых метасоматитов наиболее цериевый, в монаците из микроклиновых метасоматитов повышены содержания Sm и Ln_{Sm} *Фторапатит* из рибекитовых метасоматитов содержит до 2.9 мас. % (Ln_{Ce})₂O₃. В рибекитовых метасоматитах обнаружены также церит-(Ce), ферриалланит-(Ce), эшинит-(Ce). Содержание Ln_2O_3 в последнем 40 мас. %. Концентраторы Y и Ln_Y представлены таленитом-(Y) (?) и граммачиолиитом-(Y), содержащим 2.7–3.3 мас. % Y_2O_3 .

Положительная корреляция между содержаниями Се и Тh в метасоматитах показывает, что основными концентраторами Th являются минералы цериевых редких земель, прежде всего монацит. Содержания ThO₂ в *монаците-(Ce)* и *эшините-(Ce)* составляют 1–4 мас. %. *Торит* в амфиболовых метасоматитах встречается в виде включений в цирконе. Содержание U в минерале ниже пределов обнаружения.

Сопоставление редкоэлементных спектров метасоматитов и карбонатитов позволяет сделать вывод, что флюид с пониженным отношением aNa⁺/aK⁺ отделялся от глубоко дифференцированного

феррокарбонатитового расплава, тогда как источником натриевого щелочного флюида был менее дифференцированный расплав.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ, проект № 16-05-00320.

Литература

Савельева В.Б., Демонтерова Е.И., Данилова Ю.В., Базарова Е.П., Иванов А.В., Каменецкий В.С. Новый карбонатитовый комплекс в Западном Прибайкалье (юг Сибирского кратона): минеральный состав, возраст, геохимия и петрогенезис // Петрология. 2016. Т. 24. № 3. С. 1-33.

Петрологическая интерпретация составов клинопироксенов девонских субщелочных базитов Восточного Приазовья (юг Восточно-Европейской платформы)

Сазонова Л.В.***, Носова А.А.*, Юткина Е.В.*, Каргин А.В.*, Шумлянский Л.В.***

*Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, Геологический факультет **Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН ***ИГМР НАН Украины

Значительную информацию для реконструкции петрологических механизмов генерации и эволюции мантийных расплавов дает изучение клинопироксенов (*Cpx*), количество и характер распределения элементов-примесей в которых отражают особенности мантийного источника: его состав, степень плавления, наличие реакционного взаимодействия с просачивающимися мантийными расплавами.

В зоне сочленения южной части Днепрово-Донецкого рифта и Приазовского мегаблока Украинского щита известен девонский Покрово-Киреевский комплекс, включающий одноименный габбро-пироксенитовый массив, покровы базальтов и пикробазальтов, а также трубки и дайки кимберлитов (Бутурлинов, 1979; Кимберлитовые ..., 1978; Базит-гипербазитовый ..., 1973; Кривдик и др., 2009; Юткина и др., 2003; 2004 и др.)

Изучался Cpx субщелочных габбро Покрово-Киреевского массива и вкрапленников пикробазальтов из покровной серии. В габбро на основании морфологии зерен и содержания петрогенных элементов выделен Cpx высокомагнезиальных, хромистых корродированных ядер (Cpx1), магнезиальных ядер (Cpx2a), внешних зон зерен (Cpx3a). Соответственно, в базальтах фиксируется Cpx магнезиальных ядер (Cpx2d), внешних зон зерен (Cpx3d). Отмечаются близкие составы Cpx2a и Cpx2d, а также, Cpx3a и Cpx3d.

В Срх субщелочных габбро и пикробазальтов определен состав элементов-примесей методом SIMS. Все изученные Срх имеют сходные спектры распределения РЗЭ (рис. 1а), при этом они резко деплетированы тяжелыми РЗЭ относительно легких ((La/Yb)_n = 0.9-1.9; (Ce/Yb)_n =2.3-7.4, нормировано к хондриту С1), и в то же время в области легких-средних РЗЭ их спектр имеет куполовидную форму (рис. 1а). Деплетирование *Срх* тяжелыми РЗЭ и высокие отношения ((Dy/Yb)_n = 1.3-3.1; (Gd/Er)_n=1.6-3.9) связано с устойчивостью граната в области частичного плавления мантийного источника, что весьма

характерно для континентальных рифтов. Обогащение расплава, из которого кристаллизовались изученные *Срх* легкими и средними РЗЭ, вероятно, определялось малыми степенями плавления источника на большой глубине в условиях гранатовой фации глубинности.

Обогащение *Cpx* элементами-примесями (рис. 1a и 1б) растет одновременно с уменьшением их Mg#: от высокомагнезиальных ядер *Cpx1* в габбро, к магнезиальным ядрам *Cpx2a* и *Cpx2b* из габбро и пикробазальтов и к краевым зонам *Cpx3a* и *Cpx3b* из габбро и пикробазальтов, что несомненно отражает кристаллизацию из все более дифференцированных расплавов, в которых, по мере увеличения степени дифференциации, происходит накопление некогерентных элементов.

Спайдерграммы для Cpx1 и Cpx2 характеризуются резкой положительной аномалией Ti относительно P3Э (рис. 16), что является указанием на то, что расплавы уже на данной стадии фракционирования были весьма титанистыми. Положительная аномалия Ti сменяется на отрицательную на спайдерграммах Cpx3, что указывает на массовое фракционирование титаномагнетита. С этим же связано и уменьшение Zr-аномалии. Начиная с Cpx2, появляется отрицательная аномалия Sr относительно Ce и Pr, резко возрастающая для Cpx3, что указывает сначала на слабое (Cpx2), а затем интенсивное (Cpx3) фракционирования плагиоклаза.

По экспериментальным данным, при равновесной кристаллизации вкрапленников Cpx из базальтового расплава, значение $K_D^{Fe2+/Mg}$ должно быть близко 0.27±3. Для всех Cpx субщелочных габбро и пикробазальтов были рассчитаны эти коэффициенты. Параллельно по коэффициентам распределения Срх/расплав для малых элементов, полученным в экспериментах с щелочными базальтами при высоких температурах и давлениях (Hart, Dunn, 1993; Hauri et al., 1994) были рассчитаны содержания элементов-примесей в модельных расплавах, равновесных с Cpx различных групп, и проведено их сравнение с валовым составом пород (рис. 1в). Выявилась следующая картина особенностей кристаллизации изученных вкрапленников Cpx.

Cpx1, встречающийся в виде ядер в некоторых зернах габбро имеет $K_D^{Fe2+/Mg} = 0.14-0.16$ (относительно состава породы, в которой они найдены), что указывает на то, что кристаллы Cpx1 были равновесны с менее дифференцированным расплавом с более высокой Mg#. Уровень содержания элементов-примесей в модельном расплаве, равновесном с ядрами ранних кристаллов Cpx1 ниже, чем в габбро, в котором эти Cpx найдены. Распределение элементов-примесей в модельном расплаве отличается от спектра распределения элементов-примесей в габбро (рис. 1в), прежде всего, наличием резкого минимума в области Zr-Hf. Экспериментальные работы по плавлению перидотит-карбонатных и эклогит-карбонатных систем указывают на высокие значения коэффициентов распределения Zr, Hf между гранатом и расплавом и низкие значения Xi_{Cpx}/Xi_{melt} в присутствии карбонатной компоненты в расплаве. Отсюда можно предположить, что Cpx1, найденный нами в виде ядер в зернах Cpx в габбро, был в равновесии с существенно карбонатным расплавом, и ядра (Cpx1) сформировались из ранних высокомагнезиальных мантийных источников. В дальнейшем увеличение степени плавления источника приводит к появлению высокомагнезиальных и высокотитанистых субщелочных основных расплавов, в которые Cpx1 попадает как реликтовый минерал.

Ядра *Cpx2a* и *Cpx2b*, найденные как в габбро, так и в пикробазальтах, имеют практически идентичные составы равновесных им расплавов (рис. 1в); наиболее вероятно, что они кристаллизовались из близких расплавов, имевших единый исходный расплав.
Сравнение модельных расплавов, находящихся в равновесии с *Cpx3*, с валовым составом пород (рис. 1в) показывает, что равновесный расплав был уже более дифференцированным, характер распределения элементов-примесей в них отражает фракционирование не только более магнезиального клинопироксена, но и титаномагнетита и плагиоклаза.



Рис. 1. Характер распределения РЗЭ (а) и других элементов-примесей (б) в клинопироксенах разных групп и сравнение (в) составов пород субщелочного габбро и базальта (по данным ICP MS) с рассчитанными (модельными) составами расплавов, равновесными клинопироксенам разным групп.

Выводы: 1) хромистые и высокомагнезиальные ядра Cpx1 габбро возникали на ранних стадиях фракционирования расплава с высокой долей карбонатной составляющей и являются ксеногенными в габбро; 2) субщелочные габбро и пикробазальты образовались путем дифференциации единого расплава, о чем говорит одинаковый характер распределения элементов-примесей в Cpx2 изученных базитов; 3) дальнейшая эволюция габбро и пикробазальтовых расплавов протекала по близкому сценарию, о чем говорят подобные составы Cpx3 поздней генерации; 4) все субщелочные базиты, вероятно, образовались из сравнительно глубинных расплавов, возникающих при относительно низкой степени частичного плавления мантийного субстрата в присутствии граната; 5) детальное изучение составов Cpx позволило показать генетическую связь между габбро Покрово-Киреевского массива и покровными базальтами.

Литература

Базит-гипербазитовый магматизм и минерагения юга Восточно-Европейской платформы (платформенная стадия развития). Под ред. Гоньшаковой В.И. М.: Недра, 1973. С. 158-171.

Бутурлинов Н.В. Магматизм грабенообразных прогибов юга Восточно-Европейской платформы в фанерозое. Дисс. на соискание степени доктора геолого-минералогических наук. Донецк, 1979.

Кимберлитовые породы Приазовья. Под ред. Кононовой В.А. М.: Наука, 1978. 320 с.

Кривдик С.Г., Гуравский Т.В., Дубина А.В. Химизм пироксенов из рудоносных основных и ультраосновных пород Украинского щита // Геол. журн. 2009. № 3. С. 51-59

Юткина Е.В., Кононова В.А., Козарь Н.А., Князьков А.П. Sr–Nd-изотопия и ICP-MS геохимия кимберлитов Восточного Приазовья, их возраст и природа литосферного источника // Докл. АН. 2003. Т. 391. №1. С. 108-111.

Юткина Е.В., Кононова В.А., Богатиков О.А., Князьков А.П., Козарь Н.А., Овчинникова Г.В., Левский Л.К. Кимберлиты Восточного Приазовья (Украина) и геохимические характеристики их источников // Петрология. 2004. Т.12, № 2. С. 157-175.

Hart, S.R. and Dunn, T. Experimental cpx/melt partitioning of 24 trace elements. Contributions to Mineralogy and Petrology. 1993. V. 113. P. 1-8.

Hauri, E.H., Wagner, T.P. and Grove, T.L. Experimental and natural partitioning of Th, U, Pb and other trace elements between garnet, clinopyroxene and basaltic melts. Chemical Geology. 1994. V.117. P. 149-166.

Геохимия циркона из редкометалльных месторождений безнефелиновых сиенитов Украинского щита

Скублов С.Г.*, **, Левашова Е.В.*, Ли С.-Х. ***, Кривдик С.Г.****, Возняк Д.К.****, Кульчицкая А.А.****

* Институт геологии и геохронологии докембрия РАН

** Национальный минерально-сырьевой университет «Горный»

*** Лаборатория эволюции литосферы, Институт геологии и геофизики Китайской академии наук **** Институт геохимии, минералогии и рудообразования им. Н.П. Семененко НАНУ

Украинский щит (УЩ) – уникальная провинция протерозойского щелочного магматизма. Особенностью щелочных пород этого региона является наличие в их составе безнефелиновых щелочных сиенитов, с которыми связаны богатые руды циркония, редких земель и иттрия.

Исследование циркона из редкометалльно-редкоземельных месторождений УЩ (Ястребецкое, Азовское, Пержанское) показало многообразие морфологии и состава минерала, выявило близкий возраст и схожие условия образования Ястребецкого и Азовского месторождений. Характерной особенностью циркона Ястребецкого и Азовского месторождений является их гетерогенная структура, одинаковые тенденции в накоплении элементов-примесей, значительные концентрации REE и других элементов. Циркон характеризуется высоким и часто аномальным содержанием REE и Y, в частности аномалии возникают в каймах зонального циркона (REE – до 40600, Y – до 81500 ppm). Столь высокие значения ранее были выявлены только в цирконе из зон интенсивной флюидной переработки свекофеннского возраста на Фенноскандинавском щите (REE – до 96800, Y – до 84800 ppm) (Скублов и др., 2011). Однако в большинстве зерен циркона из месторождений в сиенитах УЩ не были обнаружены признаки метасоматических изменений.

В зернах циркона (преимущественно в темных в BSE каймах) из сиенитов Ястребецкого и Азовского месторождений были установлены выположенные спектры распределения REE с редуцированной Се- и с отрицательной Eu-аномалиями, которые, как мы предполагаем, возникли в результате дифференциации магматического расплава на заключительном этапе формирования месторождений, когда возросла роль флюидов, обогащенных Y, REE и другими редкими элементами, а также тяжелым кислородом (по данным изучения изотопного состава кислорода в цирконе из Ястребецкого месторождения). Каймы циркона из Ястребецкого месторождения отличаются своим аномальным составом (рисунок), – содержание редких и редкоземельных элементов в них существенно выше, чем в краевых частях циркона из Азовского месторождения, что можно объяснить более высокой

степенью магматической дифференциации пород Ястребецкого месторождения. Генетически связанными с сиенитами Ястребецкого месторождения следует считать редкометалльные граниты Пержанского месторождения, в каймах циркона из которого также обнаружены высокие содержания REE и Y (REE – до 23300 ppm, Y – до 35600 ppm).

В результате детального исследования циркона из рудоносных сиенитов Ястребецкого месторождения получены доказательства магматического генезиса Y-REE месторождения – для неизмененного циркона характерен магматический спектр распределения REE со значением δ^{18} О несколько выше мантийного (в среднем 6.63‰). На заключительном этапе формирования месторождения возросла роль флюидов, обогащенных Y, REE, Nb и тяжелым кислородом, что нашло прямое отражение в аномальных геохимических характеристиках кайм и зон изменения циркона (содержание Y до 81500 ppm, Nb – 10300 ppm, Be – 1750 ppm, δ^{18} O до 13.89‰, F до 1%, H₂O больше 5%).



Рисунок. Состав (BSE-фото) и U-Pb возраст циркона из Ястребецкого месторождения.

Сопоставление особенностей распределения ряда элементов в цирконе из рассматриваемых месторождений демонстрирует единый тренд изменения состава по наиболее важным, с точки зрения рудоносности, элементам. Так, суммарное содержание тяжелых REE и Y начинается для большинства проанализированного, главным образом неизмененного, циркона с уровня в 1000 ррт. Измененный циркон уже содержит примерно от 7000 ррт этих элементов, при этом характерно отсутствие значительного разрыва между составом неизмененного и измененного циркона из Ястребецкого месторождения. Максимальное содержание HREE и У установлено в цирконе из Ястребецкого месторождения, минимальное – в цирконе из Азовского месторождения. Изученный циркон практически равномерно «заполняет» линейный тренд соотношения HREE и Y в пределах двух порядков содержания, что свидетельствует о постепенной и закономерной эволюции состава циркона в процессе его кристаллизации. Сравнение содержания Nb и Y также демонстрирует положительную корреляцию между этими элементами в составе циркона. Неизмененные цирконы из всех трех месторождений содержат от 40 до 200 ppm Nb, измененные – уже больше на порядок, от 400 до 2000 ppm. Аномальная по составу кайма циркона из Ястребецкого месторождения содержит до 10000 ppm Nb. Для измененного циркона содержание Са превышает в среднем 2000 ррт, при этом содержание Ті в нем не ниже 50 ррт. Очевидно, что для измененного циркона оценка температуры кристаллизации по титановому термометру

будет нереально завышенной и отражать не температуру кристаллизации, а степень насыщения циркона неформульными элементами, к которым относится и титан, при увеличении метамиктности циркона.

Таким образом, изученный циркон из редкометалльных месторождений УЩ демонстрируют значительные вариации состава по содержанию индикаторных высокозарядных и других неформульных элементов, отличаясь по ним в ряду неизмененный – измененный циркон. Единые тренды изменения состава циркона в этом ряду подтверждают точку зрения о неразорванном во времени, едином процессе кристаллизации циркона на магматической стадии. При этом отличия в геохимии циркона из рассматриваемых месторождений Украинского щита не столь существенны.

U-Pb возраст циркона из Ястребецкого и Азовского месторождений совпадает в пределах погрешности и составляет около 1770-1780 млн. лет. Такой же или близкий возраст имеют Октябрьский целочной массив, Коростенский и Корсунь-Новомиргородский анортозит-рапакивигранитные плутоны и связанные с ними сиениты. Это говорит о том, что данные месторождения образовались в результате одного и того же глобального процесса палеопротерозойского щелочного магматизма, широко проявленного на УЩ, и имеющего редкометалльно-редкоземельную геохимическую специализацию.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (16-05-00125) и Минобрнауки России (№ 5.2115.2014/К на 2014-2016 гг.).

Карбонатные фазы из айликитов, Ильбокическое поднятие, ЮЗ Сибирь Смирнова М.Д*. Носова А.А**. Минервина Е.А.** *- МГУ

**-ИГЕМ РАН

Объектом изучения являются карбонатные фазы в малощных дайках девонского возраста [Каргин и др, 2016], обнаруженных в керне скважины Ильбокичская-3, пробурённой на Ильбокичском выступе Ирнкенеево-Чадобецкого прогиба на ЮЗ Сибирской платформы. Дайки внедрялись в карбонатные толщи рифей-вендского возраста. Дайки сложены айликитами (ультрамафическими лампрофирами) породами обогащёнными карбонатом, содержащие фенокристы оливина, погруженные в основную массу, сложенную преимущественно карбонатом и флогопитом. Высокое содержание (15-20%) карбонатной составляющей в породе определяет специфику изучаемых пород. Поэтому для понимания механизмов и процесса образования Ильбокичских айликитов, необходимо изучение особенностей образования карбонатных минералов.

В краевых частях даек породы представлены вариолитовыми массивными порфировидными разностями с вкрапленниками оливина, замещенного серпентином и карбонатом, с каймой из флогопитов и рудных минералов, основной массой до 75% состоящей из карбоната и флогопита. В центральных частях даек, доля силикатных минералов увеличивается, наблюдаются не полностью изменённые фенокристы оливина, в основной массе доля карбоната уменьшается до 40-50%, рудные минералы получают бо́льшую распространённость. Наблюдается увеличение содержания Fe, Mg в карбонатах по мере удаления от эндоконтакта.

Изучаемые карбонаты в соответствие со структурной позицией в породе можно разделить на 4 группы: первичный карбонат основной массы, карбонатные глобули, поздние карбонатные микрожилки и карбонат, замещающий оливины. Наиболее интересны изучаемые породы наличием карбонатных глобулей в приконтактовых частях (рис. 1) и сложной зональностью карбонатов по содержанию Ca-Mg-Fe (рис. 2) и Sr-Ba в центральных частях даек.



Рис. 1. Карбонатный глобуль, характерный для контактовых частей даек.

Рис. 2. Сложная зональность по содержанию Ca, Fe, Mg в карбонате основной массы в центральных частях даек.

Глобулярные структуры характерны для айликитов в частности и ультрамафических лампрофиров в общем [Rock, 1986; Попов, 1972]. В Ильбокичских породах подобные структуры встречаются в зонах эндоконтакта; их количество и размер увеличивается при приближению к контакту. Характерные размеры глобулей - 80-120 мкм. Подобные образования встречаются только во флогопитовых каймах вокруг оливина, часто имеют тонкую обрамляющую «корку» из лейст слюды, могут быть представлены одним или несколькими зёрнами карбоната. Такие глобули могут иметь включения высоко-Са пироксена, сульфидов железа и никеля (рис. 1).

Результаты исследования составов карбонатов эндоконтактовых зон методом LA -ICP-MS приведены на (рис. 3-4). Наиболее обогащены всеми редкими элементами, в том числе РЗЭ, карбонаты из поздней жилки. В их мультиэлементных диаграммах выражены отрицательные аномалии Nb-Ta, Zr-Hf, Ti и положительная аномалия Sr. РЗЭ сильно фракционированы, как в области тяжёлых, так и в области лёгких лантаноидов. Карбонаты из глобулей и из основной массы отличаются от карбонатов вторичных жилок более низкими концентрациями всех элементов примесей. Наблюдаются на спайдерграмме отрицательные аномалии Nb-Ta и Ti. РЗЭ имеют более низкие концентрации по сравнению со вторичной жилкой, тяжелые РЗЭ менее фракционированные, чем лёгкие (рис. 3, 4).

Существуют несколько гипотез образование глобулярных структур в лампрофирах: псевдоморфное замещения анальцима и лейцита, их рассматривают как конкреции в застывающей магме, либо как газовые пузыри, заполненные остаточным расплавом, также их трактуют как проявление несмесимости между силикатным и карбонатным расплавом [Попов, 1972; Rock, 1986; Phillips, 1973].





Рис. 3. Распределение РЗЭ. Данные LA- ICP – MS. Составы хондритов по [McDonough & Sun, 1995].

Рис. 4. Спайдер-диаграмма для карбонатов. Нормировано на примитивную мантию по [McDonough & Sun, 1995].

Карбонаты из глобулей имеют состав близкий к карбонатам основной массы и резко отличаются от составов вторичных карбонатов, поэтому наиболее вероятной кажется гипотеза о происхождении глобулей за счёт несмесимости.

В центральных частях даек в основной массе встречаются резко зональные карбонаты с признаками перекристаллизации, в которых часты включения сульфатов стронция и бария (рис. 2). Наиболее интересны отдельные субидиоморфные зерна, центральные части которых обогащены Mg, промежуточные Fe, а внешние зоны имеют кальцитовый состав.

В литературе приводится следующие механизмы образования подобной зональность: первичная кристаллизация карбонатов, карбонатизация первичных силикатов, доломитизация первичного кальцита, доломитизация вторичного кальцита [Rock, 1986]. В нашем случае мы наблюдаем первичные карбонаты со следами перекристаллизации.

Литература

Каргин А.В. " Девонские ультрамафические лампрофиры Иркинеево-Чадобецкого прогиба югазапада Сибирской платформы: возраст, состав и значение для прогноза алмазоносности" *Геология рудных месторождений* (2016) в печати.

Попов, В. С. "О глобулярной текстуре лампрофиров." Зап. Всесоюз. минерал общ 6 (1972): 370-378.

McDonough, William F., and S-S. Sun. "The composition of the Earth." *Chemical geology* 120.3 (1995): 223-253.

Phillips, W.J. 1973. Interpretation of crystalline spheroidal structures in igneous rocks. Lithos, 6, 235-44.

Rock, N. M. S. "The nature and origin of ultramafic lamprophyres: alnöites and allied rocks." *Journal of Petrology* 27.1 (1986): 155-196.

Перовскит из титаномагнетит-перовскитовой руды месторождения Африканда Соколов С.В., Нечелюстов Г.Н., Быстров И.Г.

ФГБУ «ВИМС»; vims-sokol@mail.ru

Установленные на месторождении Африканда минеральные типы железо-титановых руд (пироксенитовые, оливинитовые, пегматоидные пироксен-нефелиновые, кальцит-амфиболпироксеновые) характеризуются преобладанием, и нередко значительным, титаномагнетита над перовскитом (Каледонский комплекс..., 1965). Изученная в ВИМСе проба, отобранная на месторождении местными геологами, принципиально отличалась от них соотношением главных рудных минералов (содержала 65% перовскита и только 7% титаномагнетита) и, как следствие, содержанием TiO₂ – 37.5% и FeO_{oбm} – 10.91% (Соколов, 2015).

По количественному соотношению рудных минералов в изученной пробе можно выделить существенно перовскитовую (с небольшой примесью титаномагнетита) и титаномагнетитперовскитовую разновидности. Они перемежаются в пространстве, не образуя самостоятельных рудных тел и постепенно переходя друг в друга. Столь тесная пространственная связь в сочетании с тем, что перовскит и титаномагнетит ассоциируют с одинаковыми первичными минералами (амфибол, титанит, кальцит, диопсид, флогопит, пектолит – перечислены в порядке убывания содержаний), дают основание относить данную рудную пробу к одному титаномагнетит-перовскитовому технологическому типу.

Перовскит изученной пробы характеризуется разнообразными формами выделений и изменчивыми размерами кристаллов и зёрен. Идиоморфные кристаллы перовскита (суб)кубического, реже (суб)октаэдрического габитуса, имеющие размеры в диапазоне от 0,1 до 0,5 мм, а в ряде случаев достигающие 1-1,5 см в поперечнике, отмечаются в пустотах рудной массы либо приурочены к скоплениям кальцита или титанита. Минерал нередко образует полосчатые обособления тонковкрапленных зернистых агрегатов, но наибольшим распространением пользуется перовскит, слагающий мелко-тонкозернистые гнёздообразные выделения и даже целые участки, как мономинеральные, так и в ассоциации с титаномагнетитом, а иногда также с нерудными минералами. Подобные его скопления, обладающие размерами в поперечнике от 5-7 до 12-15 и более см, концентрируют основную массу перовскита в рудной пробе.

Разнообразие морфометрических особенностей перовскита могло свидетельствовать о наличии в пробе по крайней мере двух его генераций. Это предположение нашло подтверждение в результатах определения элементного состава более крупных по размерам идиоморфных кристаллов (перовскит-1) и индивидов, слагающих мелкозернистые скопления (перовскит-2). Состав перовскитов изучался на рентгеноспектральном микроанализаторе (с электронным зондом) Jeol JXA-8100 (Япония, Jeol Ltd.), который был оснащен энергодисперсионным (Link Pentafet, Oxford Inst., Великобритания) и тремя кристалл-дифракционными спектрометрами. Полученные результаты представлены в таблице.

Ранний перовскит-1 характеризуются самыми высокими содержаниями кальция и титана, отсутствием натрия и тория, низкими концентрациями ниобия (установлен в 3-х анализах из 18) и лёгких лантаноидов, из которых в значимых количествах присутствует только церий.

Состав следующего по времени образования перовскита-2 заметно изменился. Это выразилось в снижении количества Са и Ті, появлении Na и в постоянном присутствии ниобия. Необходимо также отметить повышение роли REE, о чём свидетельстует рост содержания Се и фиксация во многих анализах La, Pr и Nd.

Кристаллизация титаномагнетита, раннего перовскита и нерудных минералов, способствующая накоплению в рудообразующей среде щелочей, редких, редкоземельных и радиоактивных элементов, обусловила появление в тесной ассоциации с перовскитом (главным образом с поздним) дизаналита и затем лопарита-(Се). В составе этих минералов – членов группы перовскита – наблюдается дальнейшее (относительно перовскитов) снижение количества кальция и титана при одновременном возрастании содержаний натрия, ниобия, тория, и особенно легких лантаноидов.

Дизаналит, не получивший широкого распространения, образует небольшие участки в кристаллах/зёрнах перовскита или выделяется в виде каёмок, предшествующих образованию лопарита. Кристаллизация минералов перовскитовой серии заканчивется лопаритом, который либо сменяет непосредственно перовскит, либо слагает внешнюю зону после дизаналита (рис.). Мелкие зерна лопарита в единичных случаях также встречались в интерстициях перовскитового агрегата.

К дизаналиту мы отнесли фазу, обогащенную относительно перовскита Nb₂O₅, Na₂O и REE₂O₃. К сожалению, из-за низкого содержания её не удалось идентифицировать рентгенографическим методом. Лопарит, в отличие от перовскита и дизаналита, относится к кубической сингонии и обладает более высокими содержаниями натрия, ниобия и особенно цериевых лантаноидов, что подтверждается данными таблицы. Помимо того, его присутствие в пробе однозначно установлено по главным диагностическим отражениям (1,943, 1,587, 1,370 Å) на рентгенограммах.

Компоненты	Перовскит-1 (18)*	Перовскит-2 (16)	Дизаналит (7)	Лопарит (12)
Na ₂ O	0,00	0,00÷1,19/0,56**	2,48÷3,72/3,15	5,49÷7,17/6,68
CaO	38,07÷39,19/38,86	33,88÷38,31/35,60	21,10÷25,94/24,02	3,46÷12,14/6,86
TiO ₂	56,80÷58,68/57,77	52,64÷58,04/54,88	48,67÷51,44/50,49	41,14÷47,50/44,54
Fe ₂ O ₃	0,86÷1,53/1,03	0,30÷1,99/1,39	0,77÷1,10/0,95	0,00÷1,90/0,58
Nb ₂ O ₅	0,00÷0,90/0,13	0,62÷2,29/1,68	2,23÷5,52/3,17	1,13÷8,51/4,89
La_2O_3	0,00	0,00÷2,86/1,30	2,92÷4,00/3,46	6,43÷10,79/8,52
Ce_2O_3	0,96÷2,33/1,41	0,77÷4,57/3,04	7,84÷10,89/9,12	16,19÷23,63/19,15
Pr_2O_3	0,00	0,00÷0,63/0,13	0,00	0,96÷2,31/1,72
Nd_2O_3	0,00	0,00÷1,27/0,64	2,51÷3,31/3,00	3,17÷7,72/5,12
ThO ₂	0,00	0,00	0,96÷2,97/1,66	0,00÷2,82/1,52
Сумма	99,20	99,22	99,02	99,58

Таблица. Химический состав минералов группы перовскита (мас. %)

* В скобках показано количество анализов.

** Предельные содержания/среднее значение.





Рис. Слева: выделение лопарита (белое) по границам зерна перовскита-1 (серое); справа: смена в ходе кристаллизации перовскита-2 (серое) дизаналитом (светло-серое) и затем лопаритом (белое).

Литература

Каледонский комплекс ультраосновных щелочных пород и карбонатитов Кольского полуострова и Северной Карелии. М.: Недра, 1965, 772 с.

Соколов С.В. О новом нетрадиционном типе титановых руд. Месторождения стратегических металлов: закономерности размещения, источники вещества, условия и механизмы образования. Материалы Всероссийской конференции, посвященной 85-летию ИГЕМ РАН. М., 2015, с. 243-244.

Метан и свободный углерод в первичной базальтовой магме (о. Диско, Гренландия)

Соловова И.П., Аверин А.А., Рябчиков И.Д., Ширяев А.А.

Институт геологии рудных месторождений (ИГЕМ РАН), Москва, Россия. solovova@igem.ru

Многолетнее изучение флюидных включений в минералах мантийных перидотитов, основных и ультраосновных пород глубинного генезиса свидетельствует о доминирующей роли двуокиси углерода. Однако в последние десятилетия появились сведения о присутствии в них дополнительных летучих компонентов, таких как N₂, H₂O, CH₄, H₂S, SO₂, CO (напр. Li et al., 1999; Berkesi et al., 2009; Соловова и др., 2015), подтвержденные современными аналитическими методами. На данный момент такие многокомпонентные флюидные включения изучены в мантийных перидотитах Балканской провинции, восточной Антарктики и Юшигоу комплекса, Китай. Нами получены новые данные по составу аналогичных флюидов в магнезиальных базальтах о. Диско, западная Гренландия. Сведения по экспериментальному изучению сложной газовой системы COHNS отсутствуют, что затрудняет интерпретацию результатов криометрического исследования флюидных включений. В связи с этим были дополнительно применены методы Раман- и ИК-спектроскопии.

Вкрапленники базальта представлены оливином Fo 78.8-85.9, погруженным в интенсивно окрашенное в зеленовато-бурый цвет стекло. Кристаллы размером до 300 мкм занимают не более 15 % породы. В стекле присутствуют каплевидные агрегаты сульфидов (троилит и халькопирит) с равномерно распределенными в нем зернами металлического сплава Fe-Ni+(Co, Cu) (рис. 1). Размер агрегатов колеблется в пределах 1-25 мкм, однако встречены обособления до 300 мкм. Сплав содержит (ат.%): 71.2-82.2 Fe, 14.6-25.4 Ni, до 2.7 Co и 1.3 Cu. Сульфиды представлены троилитом и халькопиритом. В составе агрегатов присутствует также редкие зерна магнетита, хромита и графита (Pedersen, 1979).



Рис. 1. Глобула сульфида и металлического сплава в стекле породы.



Рис. 2. Расплавные, флюидные, сульфидные и графитовые включения в оливине.



Рис. 3. Флюидное включение в стекле породы, содержащее графит.



Рис. 4. Осветление стекла вокруг флюидного включения.

Оливин и стекло породы содержат многочисленные флюидные включения. В оливине они сингенетичны расплавным. Дополнительно во вкрапленниках оливина присутствуют мелкие включения сульфидов и графита, образующие комбинированные разности с расплавными и флюидными включениями (рис. 2). Флюидные обособления округлой и чечевицеобразной формы в стекле основной массы также содержат твердую фазу – графит (рис. 3). Вокруг вакуолей наблюдается отчетливое осветление стекла.

Температура гомогенизации расплавных включений в оливине варьирует в пределах 1170-1200°С, температура затвердевания (размягчения) стекла основной массы породы 750 – 800°С.

Криометрическое изучение флюидов однозначно свидетельствует о многокомпонентном и сложном составе флюидов. Замеренные температуры фазовых переходов газов при низких температурах не отвечают таковым для CO₂ и предполагают присутствие углеводородов. В процессе проведения низкотемпературных экспериментов во включениях были выращены кристаллы газгидрата, появление которых возможно только в присутствии H₂O. Температура их плавления варьирует в пределах 7.5 - 9°C.

Учитывая необычное поведение включений при криометрии, флюидные включения были изучены методами Раман- и ИК-спектроскопии. Получены доказательства того, что твердая фаза внутри вакуолей представляет собой графит (пики 1361, 1582, 2715, 3254 cm⁻¹). Газовая составляющая состоит из CO₂ (1284, 1387 cm⁻¹), N₂ (2329 cm⁻¹), CH₄ (2917 cm⁻¹). Слабо выраженный пик 3334 cm⁻¹ на ИК-спектре относится к H₂O.



Рис. 3. Раман-спектр флюидного включения в стекле породы.

Оценка плотности углекислоты в составе флюида базируется на данных Raman-спектроскопии. Установлено, что смещение основных пиков CO₂ на спектре прямой зависимостью связано с ее плотностью.

Сочетая данные по температурам размячения стекла основной массы и гомогенизации расплавных включений с оцененной плотностью CO₂ в составе флюида, давление при кристаллизации оливина могло достигать 0.3 ГПа, а при затвердевании остаточного расплава не превышало 0.05 ГПа.

Кристаллизация исходной магмы происходила в условиях низкого редокс-потенциала, что согласуется с присутствием в породе ассоциации сульфид-металлический Fe-Ni сплав. Для расплавов, находящихся в равновесии с металлическим железом при температуре 1450° K logfo₂ = -13.95 (Solovova et al., 2002). При давлении в несколько сот бар во флюиде должны доминировать H₂+CH₄, а выше 0.1 ГПа - CH₄. Метан является единственной углеводородной фазой, которая может находиться в магмах при высоких температурах. Отсутствие на Раман-спектрах пиков H₂ может быть связано с его потерей в

процессе диффузии за пределы вакуолей. Подтверждением прохождения H_2 является осветление стекла за счет восстановления Fe⁺³ до Fe⁺² в стекле породы (рис. 4).

Литература

Berkesi M., Hidas K., Guzmics T., Dubessy J., Bodnar R.J., Szabo C., Vajnad B., Tsunogaee T. Detection of small amounts of H₂O in CO₂-rich fluid inclusions using Raman spectroscopy // J. Raman Spectrosc. 2009. 40. 1461–1463

Li S., Shuguang S., Zhihai W. CH₄-rich fluid inclusions in the Yushigou mantle peridotite and their implications, north Qilian Mountains, China // Chinese Science Bull. 1999. 44 (21) 1992-1995.

Pedersen A.K. Basaltic glass with high-tempereture equilibrated immiscible sulphide bodies with native iron from Disko, ctntral west Greenland // Contrib. Mineral. Petrol. 1979. 69. 397-407

Solovova I.P., Ryabchikov I.D., Girnis A.V., Pedersen A., and Hansteen T. Reduced magmatic fluids in basalt from the island of Disko, central West Greenland // Chem. Geol. 2002. 183. 365-371

Соловова И.П., Когарко Л.Н., Аверин А.А. Условия формирования сульфидов в метасоматизированной мантии восточной Антарктики // Петрология. 2015. 23 (6). 563-588.

Работа выполнена при финансовой поддержке НИР и программы фундаментальных исследований ОНЗ РАН № 8.8.

Урановое оруденение щелочных гранитов массива Гремяха-Вырмес, Кольский п-ов

Сорохтина Н.В.*, Шпаченко А.К.**, Когарко Л.Н.*, Кононкова Н.Н.* *ГЕОХИ РАН, Москва; **ГИ КНЦ РАН, Anamumы, nat sor@rambler.ru

Гранитные интрузии являются типичными объектами локализации урановых месторождений (Cuney, 2014). Основные месторождения и рудопроявления радиоактивных металлов на Кольском п-ве сосредоточены в Лицевском районе, где выделено 4 разновозрастных типов урановой минерализации, связанных с щелочногранитными интрузиями - их метасоматитами и пегматоидами (Савицкий и др., 1995). В районе развития щелочно-гранитного комплекса Кейвы находится Ельозерская группа проявлений, представленная жильными щелочными гранитами и метасоматитами с редкометально-редкоземельно-торитовой минерализацией (Петров 1996, Baginski et al., in press).

В последние годы нашими исследованиями подтверждена перспективность щелочных гранитов массива Гремяха-Вырмес на радиоактивное оруденение. Впервые урановые аномалии были открыты в 80-х годах прошлого века в зоне тектонической трещиноватости северо-западной части интрузии при канавном опробовании и бурении на глубину до 100 м (Шолохнев и др., 1985). Нами определено точное пространственное положение пород в зоне тектонических преобразований гранитной интрузии, выделены участки гидротермальной переработки с зонами поздней урановой минерализацией.

В щелочно-гранитном комплексе массива Гремяха-Вырмес выделяются породы более ранней стадии внедрения - энигматит-эгиринового граниты и более поздней - биотитового состава, с повышенной концентрацией урана. Для всех типов гранитов характерны полосчатые текстуры, обусловленные вытянутыми скоплениями темноцветных минералов - эгирином, щелочными

амфиболами, энигматитом, слюдами. По соотношению лейкократовых минералов (кварц, альбит, микроклин) Т кристаллизации энигматит-эгириновых гранитов отвечает 700°С, более поздних биотитовых гранитов - 500°С. Средний коэффициент агпаитности для гранитов близок к 1, Na>K.

Щелочных граниты ранней стадии по сравнению с хондритом обогащены несовместными элементами, исключение составляют Sr, P и Ti. B биотитовых гранитах концентрируются (ppm) U - 231.99, Mo - 252, LREE - 58.69, Zr - 583, Hf - 13.97. Эти элементы начинают накапливаться в акцессорных минералах магматических ассоциаций, число которых в породе не превышает 5 об.%. Наиболее распространёнными являются – титанит, ильменит, рутил, алланит-(Ce), циркон, фторапатит, флюорит. Алланит-Се кристаллизуется в породе как один из наиболее поздних магматических минералов, обладает выраженной зональностью. Во внешних перекристаллизованных под воздействием флюида зонах минерала установлены браннерит, болтвудит, вульфенит, бастнезит-(Ce) и не идентифицированные Si- Zr-Fe-REE-U фазы. Полученные данные по составу примесных компонентов (IMS-4F, CAMECA, метод ВИМС): в магматическом цирконе позволили оценить температуру формирования биотитовых гранитов в 680 °C.

Установлена генетическая закономерность смены ранних магматических парагенезисов биотитовых гранитов – поздними, гидротермальными и гипергенными, формирующими рудные горизонты в верхних трещиноватых участках этих гранитов. В измененных биотитовых гранитах формируются собственные минералы U, Mo, Nb, Zr - минералы гр. пирохлора, гидроциркон, вульфенит и уран-обогащенный «вульфенит», оксиды и силикаты 4 и 6 валентного урана. Рентгеновская диагностика и последующее микрозондовое определение состава позволили идентифицировать иригинит, уранофан, казолит, ричетит, болтвудит, скупит, масюйит или фурмарьерит. U минерализация сформировалась благодаря гидротермально-метасоматической переработке гранитов остаточными фтор-карбонатными растворами, обогащенными U и Mo, при последующих окислительных процессах происходило формирование вторичных оксидов и силикатов шестивалентного урана.

Известно, что гранитные магмы могут сильно обогащаться U, растворимость UO2 увеличивается с ростом щелочности (Na+K/Al) от высокоалюминиевых гранитных расплавов (100 ppm U) к ультраагпаитовым гранитным расплавам (> 1 мас.% U), среднее содержание U в гранитных системах составляет 3-4 ppm [Cuney, 2014]. Согласно классификации урановых месторождений, связанных с кислым магматизмом, по соотношению главных петрогенных компонентов (Na+K>Al), парагенезису акцессорных минералов и Th/U=0.02 отношению, ураноносные граниты массива Гремяха-Вырмес соответствуют ультращелочным гранитным системам, но отличаются от них резкой обедненностью в отношении тория (таблица).

Мы полагаем, что начало формирования уранового оруденения в массиве Гремяха-Вырмес связано с магматической кристаллизацией биотитовых гранитов. В ходе более поздней тектонической активизации, биотитовые граниты гидротермально преобразовывались, отделившимся от гранитного расплава фтор-карбонатным флюидом. По мере просачивания через граниты флюид обогащался ураном, молибденом, свинцом, ниобием. Последующая инфильтрация насыщенного раствора в ослабленные трещиноватые зоны гранитов, понижение температуры и изменение окислительновосстановительного потенциала привели к формированию урановых ассоциаций. На магматический стадии U4+ входит в состав минералов-включений наиболее позднего акцессорного алланита-(Се), в низкотемпературных парагенезисах образуются уран-обогащенные пирохлор и «вульфенит». В зоне

эпитермальной переработки гранитов оксиды урана 4+ становятся неустойчивыми, уран переходит в 6 валентное состояние и образуются поздние «корки» в трещиноватых участках гранита с водосодержащими оксидами и силикатами U6+. По видимому главным процессом эволюции первичного гранитного расплава в сторону обогащения U, Mo, Ta, Nb, Zr, Hf, REE является кристаллизационная дифференциация с последующим гидротермальным переотложением руд и их эпитермальной переработкой, осложненная процессами фракционирования ряда минералов.

Таблица. Сопоставление средних содержаний (ppb) U и Th в различных типах пород, хондрите, мантийном и коровом материале

Вещество	U,	Th, ppb	Th/U	Источник
Углистый хондрит	7.8	29.8	3.8	Palme & Jones, 2003
Примитивная мантия	20.3	81.3	4	Hofmann, 1988
Континентальная кора	1700	8500	5	Wedepohl, 1995
Гранито-гнейсы Лицевского района	2500	1500	0.6	Савицкий и др., 1995
	Гремях	ха-Вырмес		
Основные и ультраосновные породы	340	850	2.5	Арзамасцев и др., 2006
Ийолиты	840	1660	2	Наши данные
Фоидолиты	1050	1186	1.2	
Сиениты	544	720	1.3	
Эгириниты	33275	8528	0.3	
Альбититы	150454	20928	0.1	
Карбонатиты	400	447	1.1	
Эгиринитовые граниты	452	1189	2.6]
Биотитовые граниты	231990	5350	0.02	

Работа выполнена при поддержке программы ОНЗ РАН.

Литература

Cuney M. Felsic magmatism and uranium deposits//Bulletin de la Societe Geologique de France. 2014. v. 185. P. 75-92.

Савицкий А.В., Громов А.Д., Мельников Е.К., Шариков П.И. Урановое оруденение Лицевского района на Кольском полуострове (Россия) // ГРМ. 1995. Т.37. №5. С. 403-416.

Петров С.И. Редкометальные метасоматиты Кейвско-Колмозерской зоны (Кольский полуостров) // ЗВМО. 1996. №1. С. 14-24.

Baginski B., Zozulya D., Macdonald R., Kartashov P.M., Dzierzanowski P. Low-temperature hydrothermal alteration of a rare-metal rich quartz-epidote metasomatite from the El'ozero deposit, Kola Peninsula, Russia // Europ. Jour. Of Miner. In press.

Шолохнев В.В., Горбачева С.А., Романов В.Е. и др. Отчет о результатах поисково-оценочных работ на апатит и другие полезные ископаемые в западной части массива Гремяха-Вырмес за 1982-85 гг. (РСФСР, Мурманская область, Кольский район). Мончегорск, ЦККГЭ. 1985. Т. 1, кн. 2. Гос. Рег. №29-88-385/5.

Арзамасцев А.А., Беа Ф., Арзамасцева Л.В., Монтеро П. Протерозойский полифазный массив Гремяха-Вырмес, Кольский полуостров: пример смешения базитовых и щелочных мантийных расплавов // Петрология. 2006. Т. 14. N 4. С. 384-414.

Palme H., Jones A. Solar system abundances of the elements / in Treatise on Geochemistry. V.1: Meteorites, Comets, and Planets (ed. Davis A.M.). 2003. Elsevier. Oxford. P. 41–61.

Hofmann A.W. Chemical differentiation of the Earth: the relationship between mantle, continental crust, and oceanic crust // Earth & Planet. Sci. Lett.1988. 90. P. 297–314

Wedepohl H. The composition of the continental crust // Geochem. Cosmochem. Acta. 1995.V.59. P. 1217-1239.

Влияние плюма Тристан-да-Кунья на толеитовый магматизм в Южной Атлантике (по результатам изучения материалов скв. 513a DSDP)

Сущевская Н.М., Шишкина Т.А., Портнягин М.В., Батанова В.Г. ГЕОХИ РАН

Глубоководная скважина 513а (47°34.99' ю.ш.; 24°38.40' з.д.), пробуренная в рамках программы DSDP на глубине 4370 м под уровнем моря на западном фланге CAX восточнее Аргентинского бассейна, вскрыла около 6 м афировых базальтов, представляющих собой коренные породы данного региона [Ludwig et al., 1983]. Возраст базальтов, определенный по магнитным аномалиям, составляет около 38 млн лет. Предполагается, что данный район ЮСАХ мог быть подвержен влиянию плюма Тристан-да-Кунья [Siebel et al., 2000; Tanimoto, Zhang, 1992]. Вскрытые в скв. 513 базальты ранее не изучались.



Fig. 1. Variations of Ag, Au and Cu in DSDP Site 513a basalts in comparison to MORB (Portnyagin, unpublished data.)

Составы стекол и оливинов были проанализированы с применением усовершенствованного метода микрозондового анализа, содержания рассеянных элементов, в том числе ультранизкие концентрации золота и серебра были определены с помощью метода ICPMS с лазерной абляцией. По результатам исследования было установлено, что по содержанию некогерентных элементов первичные магмы представляют собой типичные деплетированные расплавы. Низкие значения Na и повышенные Fe в примитивных стеклах (Na₈=2.4, Fe₈=10 вес.%) [Klein, Langumuir, 1987] отражают более глубинный уровень выплавления первичных расплавов по сравнению с большинством океанических толеитов (глубины более 30км), что может свидетельствовать о влиянии горячей точки [Сущевская и др., 1999].

Содержания литофильных элементов, а также Zn, Sb, As, Pb, Tl, Bi, в закалочных стеклах не отличаются от типичных значений для океанических толеитов и указывают на то, что источником магм может являться деплетированная мантия. В то же время в слабофракционированных стеклах отмечаются повышенные

содержания Cu (~110 ppm), Ag (~33 ppb) и особенно Au, концентрация которого достигает 1.6-1.8 ppb (Рис.1). Отношение Cu/Ag составляет примерно 3170, что близко к значениям для деплетированных толеитов (3070±196), при этом значение отношения Cu/Au составляет около 65000, что значительно ниже типичных океанических базальтов (275 000±135000).

Повышенные содержания халькофильных металлов были ранее отмечены в магмах, связанных своим происхождением с глубинными плюмами, например, для золота (Исландия: Webber et al., 2013) или меди (Гавайи, Исландия, Галапагос и Реюньон: Jenner et al., 2012). Подобное обогащение типичными халькофильными элементами в районах влияния мантийных плюмов может объясняться разными причинами. С одной стороны, оно может быть связано с исходной обогащенностью первичных магм этими элементами. С другой стороны, может объясняться протеканием процессов дифференциации в несколько более окисленных условиях по сравнению с базальтами СОХ или недосыщенностью глубинных магм серой в низкобарических коровых условиях, что препятствует стабильности



Fig. 2. Cu (ppm) vs Zr (ppm) plot for basalts from the Site 513a, Rio Grande Rise, Walves Ridge and MAR

халькофильных элементов.

фазы,

сульфидной

Повышенные содержания Au, Ag и Cu в базальтах скв. 513, а также повышенные содержания Cu, отмеченные ранее в базальтах поднятия Рио-Гранде [Thompson et al.,1983], могут являться подтверждением возможного влияния плюма Тристанда-Кунья на процессы магмогенерации в этом районе.

является

концентратором

которая

Тренд фракционирования магм в процессе кристаллизации, отмеченной возрастанием содержания Zr, характеризуется увеличением концентраций меди от более примитивных базальтов скв. 513 (~110 ppm Cu) к более продвинутым базальтам поднятия Рио-Гранде (~220 ppm Cu)

(Рис.2). Наблюдаемый тренд отличается от тренда типичных деплетированных океанических толеитов, в которых содержание меди падает в ходе дифференциации (например, Jenner et al., 2012). Возможно, процессы дифференциации магм в районе скв.513 и поднятия Рио-Гранде протекали в более окисленных условиях, по сравнению с типичными базальтами СОХ, что препятствовало стабильности сульфидной фазы и способствовало накоплению меди в силикатном расплаве. Состав оливинов в базальтах скв.513а



имеет диапазон от Fo 88 до Fo 84.5, что отражает процесс фракционной кристаллизации. Определенные с высокой точностью концентрации примесных элементов в оливинах демонстрируют закономерные изменения содержания в ходе дифференциации: происходит увеличение концентраций Mn, Na, Ті, Zn, Co и понижение Al, Cr, Ni. Оцененная доля пироксенитового компонента по методу из работы Sobolev et al. (2007) в наиболее магнезиальных разностях оливинов не превышает 20%. указывает преимущественно что на перидотитовый состав мантийного источника. В ходе дифференциации поведение Ni и Co различно. Отношение NiO/CoO в оливинах падает от 12 до 7, что отражает существенно различные коэффициенты их распределения между оливином и расплавом в процессе фракционной кристаллизации (Рис.3).



Таким образом, на основании полученных данных, можно предположить, что в процессе раскрытия южной Атлантики в районе 45-48° ю.ш. спрединговый магматизм продолжал испытывать затухающее плюмовое воздействие, выражающееся в генерации первичных более глубинных и более высокотемпературных толеитовых магм, а также примеси плюмовых компонентов в источнике магм (повышенные содержания Cu, Ag, Au), типичных для формирования базальтов хребта Китовый и поднятия Рио-Гранде.

Работа выполнена при поддержке гранта РФФИ № 15-05-2086

Литература

Jenner F.E., Arculus RJ, Mavrogenes JA, Dyriw NJ, Nebel O, Hauri EH (2012) Chalcophile element systematics in volcanic glasses from the northwestern Lau Basin.Geochem. Geophys. Geosyst.13

Klein E. M., Langmuir C. H. (1987) Global correlations of ocean ridge basalt chemistry with axial depth and crustal thickness J. Geophys. Res. V.92(B4), pp.8089 – 8115.

Ludwig, et al. (1983) Init. Rep. DSDP, 71, Pt. 1: Washington (U.S. Govt. Printing Office).

Siebel, W., Becchio, R., Volker, F., Hansen, M.A.F., Viramonte, J., Trumbull, R.B., Haase, G. & Zimmer,

M. (2000) Trindade and Martin Vaz islands, South Atlantic: isotopic (Sr, Nd, Pb) and trace element constraints on plume related magmatism. Journal of South American Earth Sciences. 13, 79-103.

Sobolev, A.V. et al. (2007) The amount of recycled crust in sources of mantle-derived melts. Science v.316, pp.412–417.

Tanimoto, T., Zhang, Y.S. (1992) Cause of low velocity anomaly along the South Atlantic hotspots // Geophys. Res. Lett. V.19, pp.1567-1570.

Thompson et al. (1983) Petrology and Geochemistry Of Basaltic Rocks From the Rio Grande Rise, South Atlantic: Deep Sea Drilling Project Leg 72, Hole 516F, Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, vol. 72, U.S. Government Printing Office, Washington D.C., pp. 457–466.

Webber, A.P., Roberts, S., Taylor, R.N. and Pitcairn, I.K. (2012) Golden plumes: substantial gold enrichment of oceanic crust during ridge-plume interaction. Geology. v. 41 (1), pp. 87–90.

Сущевская и др. (1999) Особенности процесса кристаллизации и геохимии толеитовых магм западного окончания Африка-Антарктического хребта (хребет Шписс) в районе тройного сочленения Буве. 1999. Российский журнал наук о Земле Т.1. №3.

Проблемы разведки Северного и Южного участков Томторского рудного поля

Толстов А.В.*, Слепцов А.П.**, Рылов Д.А.**, Баранов Л.Н.*

* – ИГМ им. В.С. Соболева СО РАН, г. Новосибирск,
** - ГУ ГГП «Якутскгеология», г. Якутск

В конце 80-х г прошлого века в пределах крупнейшего в мире карбонатитового массива Томтор (Север Сибири) был выявлен новый геолого-промышленный тип Nb-TR руд в переотложенных корах выветривания карбонатитов, который сегодня занимает ведущее место в мире по ресурсам. Их открытие потребовало разработки методики разведки, специфика которой обусловлена уникальными параметрами рудоносности. Массив Томтор имеет округлую форму диаметром 20 км, площадью 250 км² и зональное строение. Ядро сложено рудоносными карбонатитами, которые являются субстратом кор выветривания. Ультрамафиты, нефелиновые и нефелин-пироксеновые породы окаймляют карбонатитовое ядро, а

фоскориты (апатит-магнетитовые руды) слагают серповидные тела шириной 300-400 м в восточном секторе. Возраст формирования пород массива растянут от 860 до 350 млн. лет. С рудным полем связан комплекс полезных ископаемых, главными их которых являются Nb, TR, Fe и фосфор. Оруденение приурочено к остаточной коре выветривания, коренным карбонатитам и пермским осадочным отложениям. Промышленный интерес представляет пласт переотложенной коры выветривания. Основные полезные компоненты – Nb, Y, Sc, P3Э Ce (La, Ce, Pr, Nd) и Y (Eu, Sm, Gd, Tb, Ho, Er, Dy, Tm, Yb, Lu) групп. В пределах рудного поля разведан главный геолого-промышленный тип TR – переотложенные (эпигенетически-измененные) коры выветривания, представляющий практический интерес. Подстилающие остаточные коры, коренные карбонатиты и осадочные пермские отложения в связи с пониженными содержаниями основных компонентов могут рассматриваться как перспективные для добычи.

В ходе поисково-оценочных работ (1985-1991г.г.) были выявлены три участка уникальных руд: Северный, Южный и Буранный. На первых двух выполнены поисково-оценочные работы скважинами по сети 400х400 м с единичными сквозными пересечением залежей через 100-200 м. Буранный участок являлся объектом разведки, основной целью которой являлся подсчет запасов по категории В+С1. Разведка включала в себя стандартный комплекс ГРР: бурение, горные работы, опробование керна, гидрогеологические, геофизические исследования и топогеодезическое обеспечение. Переотложенные (эпигенетически измененные) руды участка Буранный разведаны и поставлены на Государственный баланс ГКЗ (Толстов, 1999). Запасы руд этого типа соответствуют крупному месторождению. Запасы руды участка Буранный, по категориям B+C₁+C₂ составляют 42,68 млн. т; Nb₂O₅ - 1,3 млн. т, TR₂O₃ -3,179 млн. т., а по борту 3.5% Nb₂O₅ - 128,464 тыс. т., TR₂O₃ - 220,563 т.т. [1,2]. Разведка проведена до глубины 500 м. Диаметр бурения по руде составил 151-112 мм. Для изучения минерального состава и технологических свойств руд были пройдены кусты скважин. Для геотермических и гидрогеологических исследований пройдены скважины глубиной 220 м, а для полупромышленных испытаний отобрана валовая проба весом 261 т из шурфа глубиной 26,5 м. Бурение выполнялось профилями скважин через 200м вкрест максимальной изменчивости пласта, со сгущением на флангах до 50-100м. После разведки участка Буранный на участках Северный и Южный начаты оценочные работы. Принятый разведочный комплекс позволил выполнить подсчет запасов богатых руд участка Буранный (протокол утверждения кондиций в ГКЗ №49-к от 26.12.97 г, и протокол ГКЗ по утверждению запасов №513 от 23.04.99 г). Длина проб составляла 2 м, а для нового типа уникальных руд, учитывая их уникальность и небольшую мощность пласта, она была сокращена до 1 м. Предельный расчетный вес по формуле Ричадса-Чечетта (Q = 0.85xKD²) с учетом 15% допуска составил 3.4 кг, что соответствует длине пробы 0.5-0.7 м при диаметре бурения и выходе керна 70%. Отбор групповых проб заключался в объединении рядовых из дубликатов по однотипным рудам интервалом до 5 м. При изменчивости разреза в групповую пробу объединялось по 1-4 пробы. Обработка проб включала щековое (до 10мм) и валковое (до - 2 мм) дробление с одним квартованием при весе проб более 4 кг; двумя – свыше 8 кг и тремя – свыше 16 кг; а также валковое дробление (до - 1мм) с доведением конечного веса до 0.5 кг. Минералоготехнологические пробы отбирались из вторых половинок керна, оставшегося после рядового опробования [2].

Особенностями разведки нового типа Nb-TR руд в переотложенных корах выветривания карбонатитов являются: относительно простое строение рудного пласта при мощности 10 м при уникальных параметрах и комплексности Nb-TR рудоносности (содержания измеряются единицами и

десятками %). Комплекс ГРР, разработанный и зарекомендовавший себя весьма эффективно при разведке Буранного участка, применим при эксплуатационной разведке и оценочных работах Северного и Южного участков.

В пределах Буранного участка владельце лицензии (ООО «Востокинжиниринг») выполняются разведочные работы, а на Северном и Южном участках Томторского рудного поля ГУГГП «Якутскгеология» начаты оценочные работы, которые, завершатся в текущем году. Помимо прироста запасов Nb, TR, включая наиболее дефицитные Y, Sc и TR_Y, весьма высока вероятность выявления в ходе оценочных работ в пределах гипергенного комплекса (лимонитовый горизонт) промышленных концентраций и существенных ресурсов Mn, а в базальном горизонте пермских отложений Ti и Zr. Содержания MnO, составляющие десятки процентов на интервалы опробования в десятки метров, были довольно нередки при проведении поисково-оценочных работ в пределах Северного участка [1,2,4]. Кроме того, помимо Северного и Южного участков Томторского рудного поля в непосредственной близости от массива Томтор предшествующими работами выявлена рудная (Th-TR) зона Чимаара, перспективы которой весьма существенны [3,4], однако оценены лишь поверхностно – на проявлении в 70-х – 80-х годах прошлого века силами НПО «Севморгео» были пройдены канавы и единичные скважины.

В качестве одной из главных проблем, возникающих при оценке и разведке новых участков Томторского рудного поля, следует отметить то, что до настоящего времени крайне слабо изучены перекрывающие рудный пласт пермские угли и гравелиты. В то же время по результатам оценочных работ на участке Северный в пробах из пермских углей выявлены высокие концентрации Nb (1,43-2,12%), а в гравелитах сумма TR достигает 9%. Повышенные концентрации редких элементов присутствуют в 10% опробованных выработок, а мощность гравелитов и углей с повышенным содержанием РЗЭ достигает 30 м. Оценочными работами, проведенными в 2014-2016 г.г. на участках Северный и Южный, установлены протяженные, мощностью до 30 м, пласты угля. Гамма-каротаж по пермским отложениям, выявил интервалы, превышающие 100-200 мкр/час, свидетельствующие о возможной потенциальной рудоносности (Nb, TR) пермских отложений, учитывая установленную прямую корреляцию гамма-активности и содержаний полезных компонентов. Это требует проведение дополнительного опробования перекрывающих отложений, что не было предусмотрено заданием.

Кроме того, в пределах Томторского рудного поля известно месторождение апатит-магнетитовых руд (фоскоритов, камафоритов) «Онкучах» (участок Рудный), образующее залежь с ресурсами Fe свыше 500 млн т. Сложено оно массивными Ti-магнетитовыми рудами, образующими серию параллельных, серповидных, крутопадающих жил с-з простирания мощностью от 75 до 100 м при протяженности до 3,5 км. Аналогичное по параметрам железорудное месторождение Баюнь-Обо в Китае, с валовым содержанием валового железа 35% в рудных телах, мощностью до 100 м и протяженностью до 3 км, приуроченных к карбонатитовому массиву, обеспечивает до 90% мировой добычи P3M. В 2015 на участке Южный при оценочных работах выявлены окисленные апатит-магнетитовые руды, свидетельствующие о наличии аналогичного проявления.

В целом, с Томторским рудным полем связаны проявления Fe нескольких генетических типов, один из которых – апатит-магнетитовые руды (неизмененные и окисленные камафориты). Концентрации TR в этих рудах не определялись, однако они могут быть весьма значимыми. Колоссальные ресурсы Fe в лимонитовых и сидеритовых рудах сосредоточены в латеритных корах выветривания [1,2]. При этом в лимонитовых рудах Северного участка зачастую отмечаются повышенные концентрации марганца (20-

30% MnO), в результате чего они представляют собой комплексные (пиролюзит-гроутитовые) природнолегированные редкими элементами Fe-Mn оксидные руды с весьма значимыми ресурсами, исчисляемыми сотнями млн.т, что, безусловно, требует их специализированного доизучения и доразведки как железо-марганцевого месторождения.

Вариативность содержаний TR в пирохлор-монацит-крандаллитовых рудах со смещением состава TR_{Ce} в сторону TR_Y и Y, позволяет предполагать наличие существенных ресурсов данного типа с высокими концентрациями тяжелых лантаноидов, которые могут являться отдельными флангами рудного поля и слагать отдельные участки, пригодные для разведки и селективной отработки, что было показано ранее [2].

И наконец, еще одна из наиболее существенных проблем, возникающих при отработке Буранного, разведке Северного и Южного участков – отсутствие сертифицированных методик, аккредитованных лабораторий и стандартных образцов состава по определению высоких концентраций TR. В настоящий момент в России аккредитовано лишь три подобные лаборатории, соответствующие мировым стандартам.

Таким образом, оценочные работы, проводимые на участках Северный и Южный и полученные в их ходе новые результаты, позволили по-иному взглянуть на изучение Томторского рудного поля. Полученные результаты позволяют существенно увеличить перспективы уникальных руд и рекомендовать для доизучения новых типов TR руд в пермских отложениях и латеритной коре выветривания по карбонатитам, а также новых типов полезных ископаемых (марганец, платина, золото, бурые угли). Наличие в районе невскрытых щелочных массивов, выявленных по геофизическим данным (Буолкалах, Чюэмпе, Уэле), многократно повышает перспективы комплексной рудоносности на редкие, TR, благородные металлы, железо, уголь и фосфаты не только Томторского рудного поля, но и всего Севера Сибири [4,5].

Литература

1. Толстов А.В., Похиленко Н.П. Перспективы освоения Томторского месторождения комплексных ниобий–редкоземельных руд // ЭКО. — 2012. – № 11. С.17–27.

2. Толстов А.В. Особенности разведки переотложенных кор выветривания карбонатитов. В сб. «Геология и минерально-сырьевые ресурсы Северо-востока России», Материалы Всероссийской научнопрактической конференции. Издательство ИПК СВФУ, Якутск, 2013, Т.2. С.210-214.

3. Лазарева Е.В., Жмодик С.М., Добрецов Н.Л., Толстов А.В., Щербов Б.Л., Карманов Н.С., Герасимов Е.Ю., Брянская А.В. Главные рудообразующие минералы аномально богатых руд месторождения Томтор (Арктическая Сибирь). Геология и Геофизика. – 2015. – Т. 56, № 6. с. 1080-1115.

4. Толстов А.В. Новые перспективы Томторского рудного поля. Материалы Всероссийской научнопрактической конференции «Геология и минерально-сырьевые ресурсы Северо-Востока России» 31 марта – 2 апреля 2015 г. Якутск: Издательский дом СВФУ, 2015. С. 500-506.

5. Tolstov A.V. Platinum prospects of alkaline rocks of Udzha province (nordwest of Yakutia). 30-th IC on "Ore Potential of Alkaline, Kimberlite and Carbonatite Magmatism" 29 September - 02 October 2014 Antalya -Turkey Akdeniz Univercity-Antalya \ UCTEA Chamber of Turkish Geological Engineers-Ankara \ 2014. Abst. Book. p 196-197.

Первые данные по составам расплавных включений в минералах Ичинского вулкана (Камчатка)

Толстых М.Л.*, Певзнер М.М.***, Наумов В.Б.*, Бабанский А.Д.**

*- ФГБУН Институт Геохимии и аналитической химии им. В.И. Вернадского РАН, 119991 Москва, ул. Косыгина, 19, Россия; e-mail: mashtol@mail.ru

** - ФГБУН Геологический институт РАН, 119017 Москва, Пыжевский пер., 7.

*** - ФГБУН Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН, 119017 Москва, Старомонетный пер., 3.

Ичинский вулкан – второй по высоте вулкан в структуре Срединного хребта Камчатки, расположенный в 30 км. к западу от осевой линии хребта. Ныне это единственный вулкан Срединного хребта, проявляющий активность, выражающуюся в слабой фумарольной деятельности.

Современный Ичинский вулкан – это вулканическая постройка типа Сомма-Везувий, с диаметром основания около 25 км. Сомма сохранилась не целиком, в южной части кальдеры расположены два слившихся разновозрастных купола, максимальная их высота составляет 3500 м. Помимо куполов, в комплекс Ичинского вулкана входят контрастные лавовые потоки от базальтов до риолитов, изливавшиеся из побочных центров на склонах соммы, а также лавовые купола, у подножия вулкана располагаются группы древних экструзий, а также цепочка шлаковых конусов северо-восточного простирания [1].

Ичинский, как единственный ныне активный вулкан Срединного хребта, привлекал внимание исследователей. Геохимические данные по породам Ичинского вулканического центра представлены в [3], также были изучены включения в базальтах моногенного конуса Южный Черпук [2]. Однако по составам расплавов, формировавших породы кислого состава, наиболее характерные для Ичинского вулкана, данных не опубликовано.

Были изучены расплавные включения в тефре кальдерообразующего извержения (обр. 208/1). По составу породы соответствуют трахидацитам (65-68 мас.% SiO₂, K₂O+Na₂O (до 6-7 мас. %), MgO 1.9-2 мас.%, CaO 3-3.5 мас. %.

Это вспененные стекловатые пемзы с содержанием вкрапленников не более 20%, преобладает плагиоклаз, также встречаются амфибол, биотит, пироксены. Были проанализированы стекла основной массы, стекловатые включения в различных минералах: плагиоклазах (An 35-48, единичные зерна An 65-77) амфиболах (#Mg 0.7), слюдах (#Mg 0.65), а также единственное включение в ортопироксене (#Mg 0.68).

Включения представлены чистым стеклом и газовым пузырьком, объем которого не превышает 25% объема включения. Они имеют округлую форму, вытянутые или изометричные, размер 20-30 мкм, редко – свыше 50 мкм у сильно вытянутых включений.

Стекла включений в разных минералах несколько отличаются по составу.

Наиболее основные (SiO₂ 67-70 мас. %, MgO 0.26-1.2 мас.%, K₂O 3,8-4,0 мас.%) включения обнаружены в ортопироксене, амфиболах и зерне основного плагиоклаза (An 77-74). Примечательно, что почти таким же составом характеризуется стекло основной массы. Стекла более кислого состава (SiO₂ 72-75 мас. %, MgO 0.14-0.25 %, K₂O 3,8- 4,3 мас.%) (рис. 1) слагают включения в биотите и

плагиоклазе (An 35-45). Низкие суммы микрозондовых анализов, а также специфическое поведение стекол под электронным пучком дают возможность предполагать высокие содержания воды в стеклах включений (не менее 5-6 мас.%).

Итак, можно отметить, что, в отличие от некоторых других андезит-дацитовых вулканов, например, вулкана Дикий Гребень, Ичинский вулкан демонстрирует относительную близость составов пород и расплавов. При этом стекла включений относительно протяженный образуют ряд по кремнекислотности, самые основные члены которого почти совпадают с породами по содержаниям SiO₂, однако отличаются по содержаниями K₂O и MgO (рис. 1). Породы более магнезиальны и несколько менее обогащены калием, чем расплавы.



Рис. 1. Вариационные диаграммы для пород и расплавов вулкана Ичинский (1-6): 1 – породы кальдерообразующего извержения; 2 – расплавы в пироксене; 3 – расплавы в амфиболе; 4 – расплавы в плагиоклазе; 5 – расплавы в биотите; 6 – стекло основной массы; вулкана Дикий Гребень (7-8): 7 – породы; 8 – расплавы.

Таким образом, можно предполагать, что формирование трахидацитов вулкана Ичинский связан с несколькими различными петрогенетическими процессами:

- кристаллизационной дифференциацией, то фиксируется заметным изменением состава расплава от ранних фаз (Px, Amph) к более поздним (Pl, Bi);

-кумуляцией вкрапленников, что объясняет обеднение расплавов относительно пород Feo, MgO, CaO, TiO₂ etc;

- магматическим смешением, определяющим более основной состав остаточных стекол по сравнению со стеклами большинства включений.

Кроме того, обращает на себя внимание сравнительная обогащенность расплавов щелочами. Вообще для пород этой зоны характерны повышенные концентрации высокозарядных элементов, требующие присутствия в источнике магм обогащенного компонента OIB-типа; калиевая специфика прослеживается, начиная с самых примитивных членов вулканических серий [3]. Кислые расплавы Ичинского, генетическим связанные с более основными членами ряда, наследуют их особенности. Стоит отметить, что так бывает не всегда – например, одократое проявление высококалиевых базальтов на вулкане Шивелуч никак не сказалось на материале последующих извержений, характеризуемых породами нормальной щелочности. Кроме того, в процесс магмогенерации Ичинского вулкана может быть также вовлечен и коровый материал [2].

Литература

Волынец О. Н., Патока М. Г., Мелекесцев И. В., Зубин М. И.. Вулкан Ичинский //Действующие вулканы Камчатки. Т.1. М.: Наука, 1991. С. 84-103.

Некрылов Н.А., Попов Д.В. Влияние коровой ассимиляции на состав голоценовых ареальных вулканитов Срединного хребта (Камчатка) // Материалы Международного молодежного научного форума «ЛОМОНОСОВ-2015» / Отв. ред. А.И. Андреев, А.В. Андриянов, Е.А. Антипов. [Электронный ресурс] — М.: МАКС Пресс, 2015.

Volynets A.O., Churikova T.G., W^o*rner G., Gordeychik B.N., Layer P.* Mafic Late Miocene–Quaternary volcanic rocks in the Kamchatka back arc region: implications for subduction geometry and slab history at the Pacific–Aleutian junction // Contributions to mineralogy and petrology, 2010. Vol. 159, N 5. P. 659–687.

Петро-геохимические особенности сиенитов массива Малый Камешек

(Северный Тиман)

Удоратина О.В, Андреичев В.Л. ИГ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар, Россия

udoratina@geo.komisc.ru

В пределах Тиманской гряды, включающей в себя Тиман и п-ов Канин, только в северо-западной части Северного Тимана, представляющего собой приподнятый блок верхнедокембрийского фундамента Печорской плиты, сосредоточены доступные непосредственному наблюдению магматические породы различного состава и возраста: метабазиты, граниты, сиениты, оливин-керсутитовые габбро, щелочные габброиды. (Ивенсен, 1964, Андреичев, 1998, Костюхин, Степаненко, 1987). Все они прорывают осадочно-метаморфические отложения барминской серии, возраст которой на основании результатов датирования детритовых цирконов оценивается как позднерифейский (Андреичев и др., 2014).

Сиениты образуют ряд массивов, приуроченных к зоне Румяничного разлома. Массив Малый Камешек имеет в плане изометричную форму площадью около 2 кв. км. Собственно интрузивные сиениты слагают два вытянутых в северо-западном направлении маломощных (~100 м) тела. Контакт с метаморфическими сланцами интрузивный, породы основного состава преобразованы в апобазитовые сиениты. Распространены дайковые сиенит-аплиты и сиенит-пегматиты. Все породы преобразованы последующими динамометаморфическими (катаклаз и милонитизация) и метасоматическими процессами (окварцевание, карбонатизация, мусковитизация), вплоть до формирования рудоносных альбититов.

Магматические сиениты – массивные средне- и крупнозернистые породы светло-серого или розового цвета. В центральных частях тел развиты нефелиновые сиениты, в маломощных зонах эндоконтакта – безнефелиновые разности. Метасоматические апобазитовые сиениты – массивные, мелкозернистые темно-серые с розовым оттенком породы. Магматические и метасоматические сиениты нередко гнейсовидные, ориентировка подчеркнута развитием агрегатов биотита (совпадает с направлением зон кливажа и милонитизации).

В порфировидных сиенитах вкрапленники представлены щелочным полевым шпатом (до 50–60 об. %). Микроструктуры сиенитов аллотриоморфозернистая, реже гипидиоморфозернистая широко развиты катаклазированные и милонитизированные разности. Минеральный состав нефелиновых сиенитов – нефелин, канкринит, содалит; в безнефелиновых – щелочной калиевый полевой шпат (микроклин-мезопертит), плагиоклаз. Темноцветные минералы представлены биотитом, амфиболом (гастингситом и феррогастингситом, рибекитом), клинопироксеном (ферроавгитом, эгирином). Акцессорные – циркон, апатит, титанит, флюорит, лейкоксен, гранат. Рудные – магнетит, ильменит, пирит. Вторичные минералы: альбит, мусковит, эпидот, клиноцоизит, карбонат, кварц. В альбитизированных разностях возрастает количество флюорита, появляются сульфиды: галенит, сфалерит, молибденит. В апобазитовых сиенитах отмечаются бескварцевые и кварцевые разности.

Породы по химическому составу относятся к средним, умеренно-щелочного (субщелочного) ряда, калиево-натриевые по типу щелочности. В нефелиновых сиенитах (обр. 154, 155, 166) содержание SiO₂ составляет (в мас. %) 56.1–58.6, Al₂O₃ 18.25–19.5, породы низкотитанистые (TiO₂ 0.24–0.62). В апобазитовых бескварцевых сиенитах (обр. 158, 164, 165) из зон контакта с базитами и в апобазитовых кварцевых сиенитах (160) центральной части сопки Малый Камешек при сохранении уровня содержания кремнезема варьируют (обычно увеличиваются) содержания глинозема, щелочей, кальция, магния, суммарного железа. Коэффициент агпаитности составляет 0.93–1.02 в нефелиновых сиенитах, понижаясь в апобазитовых сиенитах до 0.74–0.90. Магнезиальность (Mg# - MgO/[MgO + FeO*] для мол.%) составляет 10–20 в нефелиновых сиенитах и возрастает до 30 в апобазитовых.

Породы характеризуются невысокими содержаниями РЗЭ (таблица). Спектры распределения РЗЭ (рисунок, а) в нефелиновых сиенитах и апобазитовых сиенитах практически одинаковы и характеризуются преобладанием легких РЗЭ на тяжелыми La/Yb_(n) составляет 17.78, 24.84, 27.93.

Эл-т	V	Cr	Со	Ni	Cu	Zn	Ga	Rb	Sr
обр. 155	<2.5	33.3	5.31	17.5	19.3	49.1	18.8	163	233
обр. 166	14.5	39.4	5.04	16.9	18.3	60.2	21.1	202	253
обр. 164	37.7	42.6	10.7	20.0	34.7	91.8	21.5	178	349
Эл-т	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er
обр. 155	14.2	50.5	7.71	2.46	6.04	0.93	5.18	0.93	2.71
обр. 166	14.5	43.1	7.18	1.03	5.90	0.88	4.35	0.98	3.07
обр. 164	16.2	51.6	7.48	1.57	6.58	1.00	4.75	1.07	3.16

Таблица. Содержание (г/т) редких, рассеянных и редкоземельных элементов

Эл-т	Y	Zr	Nb	Мо	Sn	Cs	Ba	La	Ce
обр. 155	28.8	239	211	1.56	2.29	1.55	1800	66.2	125
обр. 166	27.9	355	150	1.00	2.91	3.68	587	90.0	144
обр. 164	28.7	316	170	1.04	3.05	4.88	1200	96.2	174
Эл-т	Tm	Yb	Lu	Hf	Та	Pb	Th	U	-
обр. 155	0.36	2.67	0.34	6.31	10.6	4.23	9.20	2.47	-
обр. 166	0.41	2.60	0.42	8.84	10.0	11.8	17.5	3.88	-
обр. 164	0.49	2.47	0.45	8.17	11.2	7.14	16.4	2.49	-

Примечание: определения содержаний элементов проведены методом ICP MS, ЦЛ ВСЕГЕИ, г. Санкт-Петербург. Обр. 155, 166 – нефелиновые сиениты центральной части тел, обр. 164 – бескварцевый апобазитовый сиенит зоны экзоконтакта. Отличаются глубиной отрицательной европиевой аномалией (Eu/Eu*), в магматических (0.48– 1.02) и метасоматических (0.68) сиенитах. По имеющимся данным для интрузивных сиенитов, нельзя проследить какие процессы дифференциации первичного расплава были ведущими.

Мультиэлементные спектры, нормированные по примитивной мантии (рисунок, б) демонстрируют преобладание крупноионных элементов (LILE) над высокозарядными (HFSF). Наблюдаются незначительные вариации в содержании Cs, Ba, Th, Pb, Eu.



Спектры распределения РЗЭ (а) и мультиэлементные спектры (б). Треугольник – нефелиновые сиениты, (закрашенный – обр. 155, незакрашенный – обр. 166), квадрат – безкварцевые апобазитовые сиениты – обр. 164).

Положение точек составов сиенитов массива Малый Камешек на дискриминантных диаграммах демонстрирует их внутриплитную природу.

Возраст сиенитов массива Малый Камешек достоверно не установлен. При Rb–Sr датировании пород по валовому изотопному составу (Андреичев, 1998) не удалось получить статистически надежную изохрону по причине незначительных вариаций Rb/Sr отношения, поэтому была дана лишь предварительная оценка возраста в интервале 622÷601 млн лет. Скорее всего, она недалека от истины, поскольку близка к возрасту однотипных пород массива мыса Большой Румяничный: Rb–Sr – 590±5 млн лет (Андреичев, 1998), U–Pb (SHRIMP-II) – 613±7 млн лет (Larionov et al., 2004) и массива Крайний Камешек: Rb–Sr – 603±6 млн лет (Андреичев, 1998), Pb–Pb (Pb-evaporation) – 613±2 млн лет (Андреичев, Ларионов, 2000). Согласно данным В. И. Степаненко на Северном Тимане реконструируется плюмовый источник (Степаненко, 2015) одновременный среднетиманским магматитам (Udoratina, Travin, 2014).

Исследования выполняются в рамках проекта УрО РАН № 15-18-5-40.

Литература

Андреичев В. Л. Изотопная геохронология интрузивного магматизма Северного Тимана. Екатеринбург: УрО РАН, 1998. 90с.

Андреичев В.Л., Ларионов А.Н. ²⁰⁷Pb/²⁰⁶Pb датирование единичных кристаллов циркона из магматических пород Северного Тимана // Изотопное датирование геологических процессов: новые методы и результаты. Тезисы докладов I Российской конференции по изотопной геохронологии. М.: ГЕОС, 2000. С. 26-28.

Андреичев В.Л., Соболева А.А., Герелс Дж. U–Pb возраст и источники сноса обломочных цирконов из верхнедокембрийских отложений Северного Тимана // Стратиграфия. Геологическая корреляция, 2014, т. 22 № 2, С. 32–45.

Ивенсен Ю. П. Магматизм Тимана и полуострова Канин. М.; Л.: Наука, 1964. 126 с.

Костюхин М. Н., Степаненко В. И. Байкальский магматизм Канино-Тиманского региона. Л.: Наука, 1987. 232 с.

Степаненко В. И. Позднепротерозойский магматизм северо-восточной окраины Восточно-Европейской платформы // Тектоника и геодинамика континентальной и океанической литосферы: общие и региональные аспекты. Мат-лы XLVII Тектонического совещ. Том II. М.: ГЕОС, 2015. С. 188– 191.

Larionov A.N., Andreichev V.L., Gee D.G. The vendian alkaline igneous suite of northern Timan: ion microprobe U–Pb zircon ages of gabbros and syenute // The Neoproterozoic Timanide Orogen of Eastern Baltica / Eds. D.G. Gee, V. Pease. Geol. Soc., London. Mem. 2004. № 30. P. 69–74.

Udoratina O.V., Travin A.V. Alkaline picrites from the Chetlassky complex in Middle Timan: Ar-Ar data / Ore Potential of Alkaline, Kimberlite and Carbonatite Magmatism. Abstract 30th International Conference. Antalya. 2014. P. 201–203.

Sm-Nd датирование рудных минералов Новобобровского месторождения (Средний Тиман)

Удоратина О. В.*, Казанцева М.И.**, Саватенков В. М.**,***

*Институт геологии Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар, Россия

**Санкт-Петербургский государственный университет, институт наук о Земле, Россия

***Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, Санкт-Петербург, Россия

Новобобровское комплексное редкометалльно-торий-редкоземельное месторождение располагается в нижнем течении р. Бобровая на Среднем Тимане.

Рудная минерализация (северо-восточное простирание рудного поля) локализована в фенитизированных песчаниках новобобровской свиты быстринской серии и в породах жильной серии четласского комплекса (кварц-гетит-полевошпатовых и кварц-гетит-гематитовых жилах и прожилках различной мощности). Генетически предполагается связь с дайковыми породами четласского комплекса щелочных пикритов и карбонатитов. Основным направлением проводимой работы является установление времени формирования пород субстрата, источника и собственно рудной минерализации.

Возраст вмещающих песчаников установлен по детритным цирконам методом LA ICP MS (Удоратина, 2015) и соответствует среднерифейскому. Возраст щелочных пикритов 598.1± 6.2 млн лет получен Ar-Ar методом ступенчатого нагрева по флогопиту (Udoratina, Travin, 2014). Ниже приведены результаты исследования Sm-Nd изотопной системы рудной минеральной ассоциации.

Для исследований отобраны монофракции колумбита (манган-колумбит), торита, монацита (цериево-ниодим-ториевый монацит) проба 460 и колумбита (манган-колумбит) проба 10-А-1 (проба 460 – фенитизированные песчаники, 10-А-1 – кварц-гетитовая жила). Особенности составов минералов рассмотрены в работах (Udoratina at al, 2012, Удоратина и др., 2016 (в печати)). Фигуративные точки Sm-

Nd изотопных данных для указанных минералов (рис. 1) образуют на диаграмме 147 Sm/ 144 Nd- 143 Nd/ 144 Nd изохронную зависимость, угол наклона которой отвечает возрасту 581±47 млн. лет и первичному значению eNd = -0.7. Полученные результаты позволяют сделать следующие выводы:

1. Редкометалльные минералы из кварц-гётитовой жилы и фенитизированных песчаников находились в изотопном равновесии и имеют общие источники Nd с существенной долей корового вещества.

2. Sm-Nd возраст редкометалльной минерализации в пределах погрешности совпадает в возрастом U-Th-Pb возрастом монацитов жильной серии (Удоратина и др., 2015) и Ar-Ar возрастом щелочных пикритов, что является ещё одним указанием на генетическую связь редкометалльной минерализации с дайковыми породами четласского комплекса щелочных пикритов и карбонатитов.



Рисунок 1. Sm-Nd диаграмма для минералов из образцов 10-А-1 и 460. кол – колумбит, мон – монацит, тор – торит. Стороны прямоугольников отвечают величине аналитической погрешности.

Исследования частично поддержаны проектом 15-18-5-46 «Минерагения севера Урала и Тимана в связи с закономерностями их геологического развития, основные эпохи рудообразования».

Литература

Удоратина О. В. U-Pb датирование детритных цирконов из песчаников новобобровской свиты (Средний Тиман) / Геохронология и рудоносность докембрия и фанерозоя (к 110 годовщине со дня рождения академика АН УССР Семененко Николая Пантелеймоновича): сборник тезисов научной конференции с международным участием (Киев, 17–18 ноября 2015 г.) / НАН Украины, Ин-т геохимии, минералогии и рудообразования им. Н.П. Семененко – Киев, 2015. – С. 66–67.

Удоратина О. В., Варламов Д. А., Капитанова В. А Рудная минерализация кварцевых жил Новобобровского месторождения, Средний Тиман: новые данные / Минералогический семинар с международным участием Современные проблемы теоретической, экспериментальной и прикладной минералогии (Юшкинские чтения-2016) Сыктывкар. 2016. (в печати) Удоратина О. В., Вирюс А. А., Козырева И. В, Швецова И. В., Капитанова В. А. Возраст монацитов жильной серии четласского комплекса (Средний Тиман): Th-U-Pb данные / Вестник Института геологии Коми НЦ УрО РАН. Сыктывкар, №3, 2015. С. 23–29.

Udoratina O.V., Travin A.V. Alkaline picrites from the Chetlassky complex in Middle Timan: Ar-Ar data / Ore Potential of Alkaline, Kimberlite and Carbonatite Magmatism. Abstract 30th International Conference. Antalya. 2014. P. 201–203.

Udoratina O.V., Kozyreva I.V., Shvetsova I.V., Nedosekova I.L., Kapitanova V.A. Peculiar features of accessory mineralization of vein series of carbonatites from Chetlassky complex (Middle Timan) // Geochemistry of magmatic rocks. XXIX International conference. Ore potential of alkaline, kimberlite and carbonatite magmatizm. Skool "Geochemistry of alkaline rocks". Sudak-Moscow, 2012. Pp. 116-118

Ультракалиевые сиениты Среднего Тимана: Ar-Ar данные

<u>Удоратина О.В.</u>*, Травин А.В. *****, ****, Куликова К.В. *****, Варламов Д.А. ******

*Институт геологии Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар, Россия

**Институт геологии и минералогии СО РАН, Новосибирск, Россия

***Новосибирский государственный университет, Новосибирск, Россия

****Томский государственный университет, Томск, Россия

*****Сыктывкарский государственный университет, Сыктывкар, Россия

*****Институт экспериментальной минералогии РАН, Черноголовка, Россия

udoratina@geo.komisc.ru

Ультракалиевые высокотитанистые породы, слагающие дайковые тела на Среднем Тимане в пределах Четлаского камня известны более полувека и ранее предшественниками определялись как фельдшпатолиты, микроклиниты, бостониты, тиманиты, трахиты. Такое расхождение во взглядах обусловлено закрытостью территории и практически мономинеральным составом пород. Механизм их образования до сих пор проблематичен: магматический или метасоматический. Подобные породы известны в северной части Среднего Тимана, на Вольско-Вымской гряде, и кроме того, в пределах Ярегского месторождения на Южном Тимане и в пределах Вежаю-Ворыквинского месторождения на Среднем Тимане известны очень похожие ультракалиевые базальты.

Нами были опробованы ультракалиевые породы, вскрытые искусственной расчисткой в верховьях р. Ворыква. Дайка мощностью до 50 м с северо-западным простиранием, прорывает базальты яранской свиты позднего девона $(D_3 j r_2)$. Контакты с вмещающими отложениями резкие и четкие, в зоне экзоконтакта просматривается дезинтеграция базальтов.

Исследования пород и минералов было выполнено методами: рентгенографическим, петрографическим, химическим (ЦКП «Геонаука» ИГ Коми НЦ УрО РАН), микрозондовым (ИЭМ РАН), нейтронно-активационным и радиометрическим (ГЕОХИ РАН). Возраст самих пород определялся ⁴⁰Ar/³⁹Ar методом (ИГМ СО РАН).

Порода светло-коричневой, бежевой окраски с высокопористой (кавернозной) текстурой и мелкозернистой структурой. Микроскопически порода сложена разно ориентированными удлиненными лейстами с неровными волнистыми краями калиевого полевого шпата (КПШ) (до 90 об. %), такую

структура принято называть бостонитовой. Кристаллы КПШ размером 0.2×1 мм, до 0.1×0.3 мм, часто формируют простые полисинтетические двойники. КПШ частично пелитизирован и замещен мелкозернистым агрегатом цеолитов. В интерстициях между крупными табличками КПШ наблюдается гидрослюда, заместившая стекло. Внутри бурой массы, а также изредка внутри лейст полевого шпата наблюдаются иголки апатита. Титаномагнетит равномерно рассеян между зернами КПШ, представлен субгедральными или ангедральными зернами, его содержание не превышает 3 об. %.

По минеральному составу и структуре порода рассматривается авторами как гипабиссальный сиенит.

По химическому составу КПШ меняется незначительно. Натрий или полностью отсутствует, или его содержания находятся на уровне 0.1–0.5 мас. %. Достаточно устойчиво наблюдается присутствие в составах железа на уровне 0.2–0.8 мас. % FeO. Примесь бария мала и находится на уровне не более 0.1 мас. % BaO. Рентгенографически КПШ является моноклинным и определяется как слабо упорядоченный санидин.

Акцессорные минералы – фторапатит, субмикронные редкоземельные (легкие РЗЭ) фазы с цирконием, титаномагнетит, ильменит, анатаз. Рудные минералы в большинстве случаев формируют агрегаты, представленные взаимопрорастаниями оксидных Fe-Ti фаз – титаномагнетита, ильменита, анатаза в виде идиоморфных, частично со скелетными гранями, кристаллов.

Порода относится к семейству средних пород щелочного *ряда* (далее – в мас. %) и характеризуется крайне высокой калиевостью (содержания K_2O до 14.5), при практически полном отсутствии натрия (Na₂O–0.40, K₂O/Na₂O=36). Содержание кремнезема составляет 59.31, глинозема 18.57, наблюдается преобладание закисного железа над окисным, характерно высокое содержание титана – до 2.30. Химический состав породы подтверждает петрографические данные и позволяет определять ее как *гипабиссальный сиенит*. На диаграмме (Na₂O+K₂O–SiO₂) точка состава попадает в поле фонолитов, а по химическому составу породы (с учетом высоких содержаний TiO₂ и K₂O), ближе к лейцитовым фонолитам, которые также относятся к породам калиевого типа щелочности. Однако петрографически в ней отсутствуют типичные для фонолитов породообразующие минералы. На диаграмме K₂O-SiO₂ точки составов также попадают в поле щелочных пород.

Содержание РЗЭ в породе невысокое. Графики распределения РЗЭ (нормированные на хондрит С1) характеризуются преобладанием легких РЗЭ над тяжелыми ((La/Yb)_N-7), четко проявлен европиевый минимум. Геохимические характеристики указывают на глубинный (плюмовый) источник магмы.

К-Аг возраст (по валовым пробам), по данным предшественников составил 270÷288 млн лет. В более поздних работах Б. А. Малькова датирование единичных цирконов из породы (SHRIMP II) показало возраст 1 млрд. лет, что, вероятно, отражает возраст захваченных щелочным расплавом ксеногенных цирконов.

Авторами исследуемые породы были датированы по монофракции КПШ. ⁴⁰Ar/³⁹Ar датирование проводилось методом ступенчатого нагрева (Травин и др., 2009) монофракции слабоупорядоченного санидина из щелочных сиенитов (обр. У2/10) центральной части дайки. Результаты показаны на рисунке. В возрастном спектре выделяется надежное плато, характеризующееся 85.6 % выделенного ³⁹Ar и возрастом 293.5 ± 3.8 млн лет. На изохронной диаграмме для точек плато наблюдается линейная регрессия, для которой рассчитано значение возраста 293.1 ± 4.5 млн лет, СКВО = 1.2, близкое к атмосферному значению начальное отношение (⁴⁰Ar/³⁶Ar)₀ = 329 ± 49. Учитывая, что значения возраста плато и изохронного согласуются между собой, можно предположить, что возраст закрытия К/Аr

изотопной системы ортоклаза – 293.5 ± 3.8 млн лет. Поскольку остывание дайки, сформировавшейся в гипабиссальных условиях, было быстрым, полученный возраст должен соответствовать формированию породы.



Результаты 40Ar/39Ar датирования методом ступенчатого прогрева для слабоупорядоченного санидина У2/10: возрастной спектр (а), изохронная диаграмма (б).

Полученные данные позволяют говорить, что исследованная порода является магматической, состоящей из калиевого полевого шпата с акцессорным апатитом, рудными титаномагнетитом, ильменитом и анатазом, вторичными цеолитами. По химическому составу порода соответствует среднщелочным, определена как гипабиссальный сиенит. Формирование пород произошло в раннепермское время (293.5 ± 3.8 млн лет). В это время на Среднем Тимане господствовали платформенные условия, и данный импульс ультракалиевого магматизма может указывать на существование более глубоких очагов магмогенерации, сформированных на стадии завершения рифтогенеза, маркируемого базальтами с более ранним (389±8 млн лет) возрастом. Полученные данные близки более ранним К-Аг валовым определениям пород и позволяют уверенно говорить о проявлении раннепермского плюмового импульса ультракалиевого магматизма на Среднем Тимане. Щелочной магматизм сходного возраста и характера проявлен также на севере Урала и Пай-Хое.

Литература

Травин А. В., Юдин Д. С., Владимиров А. Г., Хромых С. В., Волкова Н. И., Мехоношин А. С., Колотилина Т. Б. Термохронология Чернорудской гранулитовой зоны (Ольхонский регион. Западное Прибайкалье). Геохимия. 2009. № 11. С. 1181–1199.

Эволюция пироксенов в высокощелочных магматических системах на примере

агпаитовых сиенитов Кольского полуострова

Филина М.И., Когарко Л.Н., Кононкова Н.Н.

Институт геохимии и аналитической химии им В. И. Вернадского РАН, e-mail: makimm@mail.ru

Изучен химический состав пироксенов из агпаитовых нефелиновых сиенитов интрузии Нива и агпаитовых дайки (Кольской полуостров) [1,2]. Интрузия Нива и дайка нефелиновых агпаитовых сиенитов находятся в северо-западной части Беломорского подвижного пояса. Сиениты из этих объектов сходны по химическому и минеральному составу и относятся к меланократовой K-Na нефелинсиенитовой серии.

Исследуемые пироксены относятся к диопсид-геденбергит-эгириновой серии, типичной для пород агпаитового ряда. Центральные части кристаллов по составу соответствуют авгиту, краевые части эгинавгиту иногда почти полностью соответствует эгириновому составу. Зональность пироксенов выражается в увеличении содержаний натрия, железа и титана от ядра к периферии, и уменьшении содержаний магния и кальция (табл. 1). Пироксены содержат значительные количества титана до 6.05 мас. % TiO_2 в краевых частях кристаллов, что позволяет отнести его к титанистому эгирин-авгиту. Как показано ранее, титан в пироксене присутствует в виде NaTiSiAlO₆, и частично в виде нептунита Na₂FeTiSi₄O₁₂ [3], присутсвие нептунитовой молекулы можно подтветдить положительной Na-Ti корреляцией. Изучаемые пироксены содержат значительные количества Zr – одного из важнейших компонентов целочных пироксенов, содержание ZrO₂ достигает 1,26 мас. %, что характерно для агпаитовых нефелиновых сиенитов. Содержание Zr в пироксенах уменьшается в краевых зонах кристаллов, что связано с падением температуры и с уменьшением растворимости Zr пироксенах с повышением щёлочности расплава [4,5].

Также для оценки эволюции пироксенов использовался Na-Mg параметр предложенный Стивенсоном [6], который основывается на атомных пропорциях элементов. Главное направление эволюции состава пироксенов заключается в увеличении эгириновой (Na,Fe³⁺) составляющей и уменьшение диопсидового (Ca,Mg) и геденгебергитового (Ca,Fe²⁺) компонентов, этот тренд параллелен возрастанию содержания Ti. Содержания Al, Mn показывают небольшие вариации содержаний.

Содержания в пироксенах редких и рассеянных элементов определялись методом вторичной ионной масс-спектрометрией на приборе Cameca 5f (ИМИ РАН, Ярославль). Нормированное к углистому хондриту распределение редких элементов в пироксенах показано на рис. 1. Состав пироксенов показывает обогащение легкими редкими землями, и большое сходство с пироксеном из порфировидного луяврита (Ловозерской



Рис. 1. Нормированное к углистому хондриту распределение редких элементов в пироксенах интрузии Нива, агпаитовой дайки и порфировидных луявритов Ловозерского массива.

				1								1		
Π/Π		SiO2	TiO2	Al2O3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na2O	K2O	V2O5	Cr2O3	ZrO2	Сумма
1	центр	50.57	3.18	0.72	19.36	0.39	4.79	10.12	7.65	0.01	0.36	0.02	1.26	98.44
2	край	50.94	4.67	0.89	19.49	0.29	4.06	8.06	9.09	0.05	0.41		0.44	98.35
3	центр	50.63	1.83	0.90	14.14	0.41	8.91	17.66	3.70	0.06	0.13	0.03	0.27	98.66
4	край	51.70	5.99	0.57	22.95	0.23	1.41	2.17	12.29	0.05	0.08	0.04	0.45	97.94
5	центр	50.59	2.75	1.03	13.94	0.43	8.4	16.41	4.23	0.02	0.46		0.22	98.48
6	край	51.26	6.05	0.81	18.37	0.33	3.4	6.4	10.16	0.05	0.53		0.27	97.63
7	центр	50.76	1.64	0.6	14.15	0.64	8.68	17.23	3.69	0.01	0.26		0.56	98.21
8	край	51.12	5.57	0.78	18.72	0.36	4.06	7.81	9.02	0.06	0.6	0.03	0.34	98.47

Табл. 1. Представительные анализы химического состава (мас. %) зональных кристаллов пироксенов из дайки участка Мохнатые рога и интрузии Нива.

Примечание. 1-4 – пироксены из дайки участка Мохнатые Рога, 4-8 – пироксены из интрузии Нива. Составы пироксенов были получены в ГЕОХИ РАН на микрозонде Cameca SX-100.

Изучаемые пироксены близки по химическому составу к пироксенами из Хибинского и Ловозерского щелочных массивов [4,7], они показывают непрерывную эволюцию в сторону эгиринового компоненты, в то время как пироксены из Илимауссакского щелочного массива [8,9] особенно в начале эволюции показывают рост геденбергитовой составляющей, за такое различие в тренде эволюции состава пироксена, прежде всего зависит от величины фугитивности кислорода в щелочном расплаве [4].

Работа выполнена при финансовой поддержке гранта РНФ № 15-17-30019.

Литература

 Новое проявление щелочного магматизма на Кольском полуострове, агпаитовая дайка в Кандалакшском районе. Акименко М. И., Когарко Л. Н., Сорохтина Н. В., Кононкова Н. Н., Мамонтов В. П. Доклады академии наук 2014, том, 458, № 2, с 193-197.

2. Arzamastsev A.A., Belyatsky B.V., Arzamastseva L.V., Agpaitic magmatism in the northeastern Baltic Shield: a study of the Niva intrusion, Kola Peninsula, Russia, Lithos № 51, 2000. p 27–46.

3. Ferguson A.K. (1977) The natural occurrence of aegirine-neptunite solid solution. Contributions to Mineralogy and Petrology, 60, 247-253.

4. Kogarko L.N., Williams C.T., Wooley A.R. (2006) Compositional evolution and cryptic variation in pyroxenes of the peralkaline Lovozero intrusion, Kola Peninsula, Russia. Mineral. Magazine. 2006. V. 70, p. 347-359.

5. Njonfang E. and Moreau C. (2000) The mafic mineralogy of the Pande Massif, Tikar Plain, Cameroon. Mineralogical Magazine, 64, 525-537.

6. Stephenson D. (1972) Alkali clinopyroxenes from nepheline syenites of the South Qoroq Centre, South Greenland. Lithos, 5, 187-201.

 Яковенчук В. Н., Иванюк Г. Ю., Пахомовский Я. А., Меньшиков Ю. П., Коноплева Н. Г., Корчак
Ю. А., пироксены Хибинского щелочного массива (Кольской полуостров, Россия) Раписки Российского Минералогического Общества, 2008, № 2. С 96-113.

8. Larsen L.M. Clinopyroxenes and coexisting mafic minerals from the alkaline Ilimaussaq intrusion, South Greenland. Journal of Petrology, 1976, № 17, p. 258-290.

9. Marks M., Markl G., Fractionation and assimilation processes in the alkaline augite syenite unite of the Ilimaussaq intrusion, South Greenland, as dedused from phase eguilibria, iornal of petrology, 2001, № 10, p. 1947-1969.

Породы Инаглинского массива (Центральный Алдан)

как кумуляты лампроитового расплава

Чайка И.Ф***., Изох А.Э.*

*Институт геологии и минералогии им. В.С.Соболева, СО РАН **Новосибирский государственный университет

Центрально-Алданская магматическая система представляет собой уникальное образование, объединяющее ряд магматических формирований различного состава и строения, образовавшихся последовательно во второй половине мезозоя. Изучение этой системы представляет большой интерес, потому что ее объекты можно рассматривать как «модели» рудообразующих систем, и, исследуя их, можно многое узнать о процессах, приводящих к образованию рудных месторождений таких элементов, как золото, платиноиды, уран.

Инагли представляет собой кольцевой массив, состоящий из дунитового ядра и К-щелочной периферии, по мнению некоторых исследователей (Laurent Guillou-Frottier, 2014) его можно отнести к Урало-Аляскинскому типу. Он расположен в 30 км к западу от города Алдан, Восточная Сибирь. Это важный источник платиноидов и ювелирного хромдиопсида. Инаглинский массив был изучен многими исследователями, но состав и свойства исходного расплава для его пород до сих пор изучены очень слабо. Некоторые исследователи (Mues-Schumacher, 1995) говорят о том, что исходный расплав был очень магнезиальным (MgO ~ 25%) и полагают, что его состав мог быть близок к лампроитам Якокутского (Mues-Schumacher, 1995) или Рябинового (Округин, 2014) массивов, которые также расположены в этом районе. Более того, лампроиты и лампрофиры из Тобукского дайкового комплекса (Массив Рябиновый) и Инаглинские дуниты имеют аналогичный возраст: 132 ± 2 млн.лет и 134 ± 2 млн.лет соответственно (Шатов, 2012, Ибрагимова, 2015). Наша цель состоит в том, чтобы исследовать, могут ли дуниты Инаглинского массива и лампроиты Тобукского комплекса Рябинового массива иметь сходный родоначальный расплав. Этот вопрос становится более обоснованным, потому что 1) породы Тобукского дайкового комплекса содержат ксенолиты клинопироксенитов, очень похожие на Инаглинские, 2) есть много лампроитовых тел этого возраста на территории Центрального Алдана (Якокутский, Юхтинский массивы) 3) в соответствии с геологоразведочной документацией, на периферии Инаглинского массива проявлены лампроитовые дайки.

Была исследована полная серия пород Тобукского дайкового комплекса (Ol-Di-Phl-лампроиты, Di-Bt-лампроиты, минетты и сиенит-порфиры) и некоторые основные типы пород Инаглиского массива (дуниты, верлиты, шонкиниты, щелочные сиениты), также использовались данные предыдущих исследователей (Mues-Schumacher, 1995, Шарыгин, 1996, Округин, 2004, Корчагин, 1999). Исследовались и сравнивались объемные химические составы пород, состав породообразующих минералов. Кроме того, особенностью исследования является изучение хромитов и раскристаллизованных включений в них в качестве источника информации о самых ранних этапах эволюции расплава.

Минеральный состав пород Тобукского дайкового комплекса эволюционирует от оливиндиопсид-флогопит-калишпат (Ol-Di-Phl-лампроиты) через диопсид-биотит-калишпат (Di-Bt лампроиты), биотит-эгирин-диопсид -калишпат (минетты) до биотит-калишпат (сиенит-порфиры). Апатит и магнетит встречаются в большом количестве в лампроитах и минеттах соответственно. Состав пород Инагли является более сложным, он подробно рассматривается предыдущими исследователями (Mues-Schumacher, 1995, Корчагин, 1996). Сравнивая минеральный состав пород и химические свойства минералов, можно заметить, что они очень близки для пород обоих массивов. Мы сравнили составы оливина и Cr-шпинели, которые являются самыми ранними минералами и составы клинопироксенов как «сквозного» минерала в рассматриваемых породах. Состав ядер оливина в лампроитах Рябинового и дунитах Инагли варьирует от #Mg = 90 до #Mg = 95. Клинопироксен в этих породах эволюционирует от Cr-диопсида, с Cr2O3 до 2%, через диопсид-геденбергит к эгирин-диопсид-геденбергиту и эгирину. Хотя поля составов пироксенов из Инаглинских сиенитов и Тобукских сиенит-порфиров и минетт существенно различаются, на ранних стадиях, в более магнезиальных разновидностях, их эволюции очень близки. Эгирин в обеих сериях содержит 0,5-2,1% TiO₂. Кроме того, в некоторых тобукских минеттах наблюдается титан-авгит (TiO₂ - 1-4%).

В лампроитах Тобукского комплекса Сг-шпинелиды представлены небольшими идиоморфными зернами в виде вкрапленников в оливин и в основной массе, причем вторые содержат больше Fe2O3, доходя до Сг-магнетита. Кроме того, в одной из даек лампроитов (образец И58-12) мы обнаружили большие гипидиоморфные зерна Сг-шпинелидов, которые очень похожи на аналогичные зерна из Инаглиских дунитов. Это может указывать на то, что расплав захватил кумуляты с Сг-шпинелидами, проходя через камеру кристаллизации. Изученные дуниты и верлиты содержат кумулусные Сгшпинелиды, рассеянные среди оливина. По данным анализа, состав хромшпинелидов из тобукских лампроитов в целом эволюционирует от Mg-хромитов (в ядрах вкрапленников оливина) до Сг-магнетита (в основной массе). Сг-шпинелиды из Инаглинских дунитов и верлитов эволюционируют аналогично, хотя они содержат немного больше Al_2O_3 . Тем не менее, их составы достаточно близки, особенно, для свежих Инаглинских дунитов и обр. И58-12 (Тобукский лампроит). Таким образом, можно сделать вывод, что их составы хромшпинелидов были очень похожи на ранней стадии кристаллизации (различное содержание Al2O3 может указывать на разницу в давлении).

Были изучены раскристаллизованные включения в хромитах Инаглинских дунитов и верлитов и одного образца тобукского лампроита (И58-12) (зерна хромитов в других образцах лампроита были слишком малы). Результаты показали, что минеральный состав раскристаллизованных включений в обоих случаях практически одинаков. Они содержат флогопит (#Mg - 96-97, TiO2 - 0,4-0,8), диопсид (#Mg - 94-100), в отдельных случаях -- апатит и сульфиды (халькопирит, пентландит). Мы попытались оценить состав материнского расплава из Инаглинских дунитов и верлитов, рассматривая его как средний объемный состав включений. Согласно этой оценке, содержания петрогенных элементов в исходном расплаве таковы: SiO₂ - 41-44%, MgO ~ 25-27%, K₂O ~ 6-8%, CaO ~ 4-5%. Эти данные совпадают с оценкой предыдущих исследователей, где содержание MgO составляет около 25% (Mues-Schumacher, 1995).

Для того чтобы сравнить петрохимическую эволюцию пород Тобукского комплекса Рябинового массива и пород массива Инагли, был изучен петрохимический состав данных пород. Кроме того, были включены результаты некоторых предыдущих исследований Инаглинских (Округин, 2014, Корчагин, 1999) пород, пород Тобукского комплекса (Шарыгин, 1996) и лампроитов Якокутского комплекса, так как по данным наших предыдущих исследований последние могут быть комагматичны лампроитам Рябинового, являясь более ранними дифференциатами. Результаты показывают, что эти серии имеют очень близкие MgO / Na₂O + K₂O, MgO / Al₂O₃, MgO / TiO₂, MgO / Fe₂O₃ + FeO распределения на вариационных диаграммах. Предполагаемый состав исходного расплава для Инаглинских ультрамафитов, составы лампроитов Рябинового, Якокута и дунитов Инагли лежат на тренде

кристаллизации Ol на MgO / CaO диаграмме. Это показывает, что дуниты и верлиты Инагли могут быть получены кристаллизацией оливина из предполагаемого исходного расплава (состав которого близок к Якокутским лампроитам), в то время как остаточный расплав имеет состав, близкий к лампроитам Рябинового.

Таким образом, можно сделать ряд выводов:

1. Серия интрузивных пород, подобных Инаглинским, может быть получена путем фракционной кристаллизации лампроитовой магмы с MgO ~ 25-26%.

2. По петрогенным элементам состав этого расплава может быть близок к материнскому расплаву для лампроитов Тобукского комплекса (Рябиновый массив).

 Можно предположить, что под Тобукским дайковым комплексом существовала камера промежуточной кристаллизации, в которой кристаллизовались породы, подобные ультрамафитам Инаглинского массива.

Литература

1. Ибрагимова Е.К., и.др, 2015 Результаты U-Pb (SHRIMP) датирования цирконов из дунитов Инаглинского массива (Алданский щит) и проблема происхождения концентрически-зональных магматических комплексов Региональная геология и металлогения, 62.

2. Корчагин А.М., 1996, Инаглинский плутон и его полезные ископаемые, Недра.

3. Округин А.V., 2004, Кристаллизационно-ликвационная модель формирования платиноиднохромититовых руд в мафит-ультрамафитовых комплексах, Тихоокеанская геология, 23 (2), 63-75

4. Шарыгин В.В, 1993, Калиевые щелочные пикриты массива Рябиновый (Центральный Алдан), Геология и геофизика, 4, 60-70.

5. Шатов В.В. и др, 2012, Петрография, геохимия и изотопное (U-Pb и Rb-Sr) датирование щелочных магматических пород Рябинового массива (южная Якутия), Региональная геология и металлогения, 51, 62-78.

6. Laurent Guillou-Frottier, et.al, 2014, Rheological conditions for emplacement of Ural–Alaskan-type ultramafic complexes, Tectonophysics, 631, 130-145.

7. U. Mues-Schumacher et.al, 1995, Mineral chemistry and geochronology of the potassic alkaline ultramafic Inagli complex, Aldan Shield, eastern Siberia, Mineralogical magazine, 60, 711-730.

8. U.Mues-Schumacher et.al, 1995, Petrology and age determinations of the ultramafic (lamproitic) rocks from the Yakokut complex, Aldan shield, Eastern Siberia, Mineralogical Magazine, 59, 409-428.

Ниобиевая минерализация в карбонатитах Чуктуконского массива, Чадобецкое поднятие, Красноярский край

Чеботарев Д.А., Дорошкевич А.Г., Шарыгин В.В.

Институт геологии и минералогии им. В. С. Соболева СО РАН, chebotarev@igm.nsc.ru

Интерес к исследованию карбонатитов обусловлен тем, что они являются источником крупнейших в мире месторождений REE, Nb, Zr. Поэтому изучение вещественного и химического состава и текстурных особенностей минерализации ниобия важно для определения приемлемых вариантов его добычи. Чуктуконский карбонатитовый комплекс является частью структуры Чадобецкого поднятия, расположенной на юго-западной окраине Сибирской платформы и представляющей собой один из районов развития платформенных щелочно-ультраосновных магматитов. Она имеет эллипсовидную форму с размерами осей 45 и 35 км. В ядре поднятия, образующем два выступа – северный (Териновский массив щелочных сиенитов) и южный (Чуктуконский карбонатитовый массив), обнажены верхнепротерозойские, а по периферии – рифейские и кембрийские отложения: сланцы, аргиллиты, алевролиты, песчаники, известняки и их доломитовые разности, доломиты, сидериты, галечники, прослои углей. Внешнее обрамление поднятия составляют субгоризонтальные пермо-карбоновые и нижнетриасовые отложения (туфы) и поля развития раннетриасовых траппов. Породы карбонатитового комплекса представлены щелочно-ультраосновными породами (мелилититы-нефелиниты, пироксеновые слюдистые перидотиты, пикриты, альнеиты, мельтейгиты), карбонатитами, кимберлитоподобными породами, которые образуют жилы, дайки и штоки мощностью от первых десятков до первых сотен метров. (Кириченко и др., 2012; Лапин и Лисицын, 2004; Лапин, 2001)

Главными интрузивными породами Чуктуконского массива являются карбонатиты, слагающие штокообразные тела размерами до 1,2х0,7 км и штокверки жил и прожилков различной мощности в терригенных и терригенно-карбонатных верхнепротерозойских отложениях. Это мелкоили крупнозернистые кальцитовые разновидности белого и коричневого цвета разных оттенков с массивной, пятнистой, реже полосчатой текстурой. Основным минералом является кальцит, второстепенными и акцессорными - доломит, пирохлор, Nb-рутил, сульфиды, риппеит, КПШ, К-Mg-F-слюда (тайниолитянцимингит). олекминскит, фторапатит, флюорит, анкилит-(Се). Карбонатиты полверглись гидротермальным изменениям от слабых до весьма интенсивных вплоть до образования кор выветривания. Это привело к образованию кварца, барита, гетита, псиломелана (романешит±голландит), паризита-(Се), синхизита-(Се), монацита-(Се), франколита (карбонатфторапатит), эгирина, флоренсита-(Се) и Ba-Srгидропирохлора.

Пирохлор образует кристаллы октаэдрической формы размером 0,2-1,0 мм светло-коричневого, коричневого до черного цветов. В дробленых участках породы он образует скопления и прожилки кристаллов и мелких осколков размерами до 0,1 мм. В крупных кристаллах и их осколках присутствуют включения кальцита, олекминскита, барита, фторапатита, карбонатфторапатита, бадделеита, колумбита. Отмечается осцилляционная и пятнисто-мозаичная зональности, иногда сочетающиеся в пределах одного зерна. Согласно номенклатуре надгруппы пирохлора (Atencio et al., 2010), изученные пирохлоры являются фтор- и оксикальциопирохлорами и кенопирохлорами. Зерна с осцилляционной зональностью характеризуются составом, близким к теоретическому (в мас. %: Nb₂O₅ – 65-73; TiO₂ - до 3; CaO – до 17; Na₂O – до 8; F - до 6). В кристаллах с пятнисто-мозаичной зональностью отмечается понижение содержаний Nb₂O₅ (до 60-65), CaO (до 5,6-14), Na₂O (до 2,5), фтора (до 2 мас. %) и повышение SiO₂ (до 4,6), TiO₂ (до 6,1), SrO (до 10), BaO (до 3) и PbO (до 2 мас. %).

Риппеит, $K_2(Nb,Ti)_2(Si_4O_{12})O(O,F)$, образует бесцветные и полупрозрачные кристаллы удлиненнопризматического габитуса (до 0,6-2 мм). Он иногда содержит включения пирохлора, что свидетельствует о более поздней кристаллизации этого Nb-минерала. По трещинам спайности присутствует кварц. Большинство кристаллов риппеита незональны или слабозональны и имеют низко-Ti состав - $K_2(Nb_{1.93}Ti_{0.05}Zr_{0.02})[Si_4O_{12}]O(O_{0.93}F_{0.07})$ (n=67; в мас.%: SiO₂ – 40,20; TiO₂ – 0,70; ZrO₂ – 0,40; Nb₂O₅ – 42,81; Ta₂O₅ – 0,01; BaO – 0,03; Na₂O – 0,01; K_2O – 15,72; F – 0,27). Лишь в некоторых зернах появляется узкая краевая зона, обогащенная Ti - ($K_{1.99}Ba_{0.01}$)(Nb_{1.67}Ti_{0.32}Zr_{0.01})[Si₄O₁₂]O(O_{0.67}F_{0.33}). Nb-рутил образует кристаллы размером до десятых долей мм. В дробленых участках он формирует агрегатные скопления. В нем отмечаются включения пирохлора, гетита, шпинели, циркона. Минерал подрастворен в участках окварцевания, а по трещинам и вокруг зерен развиваются гетит и барит. Кристаллы характеризуются осцилляционно-зональным строением, варьирующими содержаниями TiO_2 (от 73,5 до 87) и Nb₂O₅ (от 14,7 до 9,1 мас. %) и повышенными концентрациями V₂O₃ (до 1,3 мас. %) и FeO (до 4 мас. %). В участках окварцевания краевые зоны зерен содержат до 17 мас. % Nb₂O₅.

Проведенные нами исследования показали, что осцилляционная зональность кристаллов пирохлора и рутила связана с ритмичным изменением химизма минералообразующей среды в процессе образования и преобразования карбонатитов. Пятнисто-мозаичная зональность пирохлора является следствием гидротермального процесса, приведшего к изменению химического состава отдельных его частей. Процесс изменения затронул внешние области и участки, сопряженные с границами дефектов в кристаллах (трещины и ослабленные зоны вдоль границ с включениями). Он выразился в их обогащении Sr, Ba, Pb, Si, Ti и обеднении F, Ca, Na, Nb в соответствии со следующими схемами замещения: $Ca^{2+} + Ti^{4+} = Na^+ + Nb^{5+}$; Na + F = VA + VY, Ca + O = VA + VY \rightarrow VA + VY = Sr + O, где VA и VY – вакансии в позициях A и Y соответственно в общей формуле $A_{2-m}B_2X_{6-w}Y_1.n*pH2O$, где A = Na, Ca, Mn, Fe²⁺, Sr, Sb, Cs, Ba, P3Э, Pb, Bi, Th, U; B = Nb, Ta, Al, Fe³⁺, Zr, Sn, W; X = O, OH; Y =O, OH, F (Nasraoui, 1996; Nasraoui, Bilal, 2000).

Данные реакции обмена между пирохлором и гидротермальным флюидом возможны при относительно низких pH, a_{Ca} , a_{HF} , a_{Na} и повышенных a_{Sr} , a_{Si} и a_{LREE} (Nasraoui, 1996; Nasraoui, Bilal, 2000). Образовавшаяся при этом пятнисто-мозаичная зональность, возможно, обусловлена склонностью к накоплению тех или иных элементов разными частями кристаллов пирохлора.

Существует множество описаний Nb-рутила из различных типов пород: карбонатитов, кимберлитов, эклогитов, лунных пород и метеоритов (Haggerty, 1991). Отношение (Nb+Cr+Ta)/Ti (ат. %) позволяет установить его принадлежность к тем или иным типам вышеперечисленных пород. С другой стороны, наличие примеси Nb в рутиле может свидетельствовать о том, что Nb способен переноситься гидротермальными флюидами.

Гетит в гидротермально измененных породах встречается в прожилках с кварцем, романешитом, баритом и REE-фторкарбонатами. Он также замещает сульфиды, образует оторочки вокруг них и других первичных минералов. Иногда присутствуют псевдоморфозы по недиагностированному минералу, полностью представленные агрегатом радиально-лучистого гетита. Минерал характеризуется повышенными содержаниями Nb₂O₅ (в среднем 1,3), V₂O₃ (в среднем 0,7), MnO (до 2,7) и SiO₂ (до 6,5 мас. %). Также характерны примеси TiO₂, MgO, Al₂O₃ и ZnO (до 1 мас. % каждого компонента).

В корах выветривания по карбонатитам гетит, флоренсит-(Ce), каолинит, романешит, монацит-(Ce) являются основными минералами. В качестве акцессорных минералов в корах присутствуют черчит, циркон, рутил. Гетитовый агрегат из кор выветривания характеризуется более высокими содержаниями Nb₂O₅ (до 4), Al_2O_3 (до 7), TiO₂ (до 3), P_2O_5 (до 4 мас. %), MnO и SiO₂ (до 2 мас. % каждый), V₂O₃, ZnO, CaO (до 1 мас. % каждый) по сравнению с гетитом из гидротермально-измененных карбонатитов.

Весьма важно установить поведение Nb при процессах выветривания. Долго время считалось, что главным концентратором Nb в подвергшихся изменению карбонатитах является пирохлор. Тем не менее, Nb обнаружен в составе многих минералов, образовавшихся при процессах выветривания карбонатитов. Вхождение Nb в структуру гетита описывается всего в нескольких природных системах, например, как кора выветривания карбонатитового комплекса Луэш, Африка (Wall et al., 1996). Гетит с содержанием Nb до 0,3 а.ф.е был синтезирован при низких температурах (Oliveira et al., 2008, 2010). Кроме этого, описан
обогащенный Nb анатаз в латеритовом профиле кимберлитов (Singh and Cornelius, 2006). Наличие Nb в структурах поверхностных минералов позволяет сделать вывод о переносе Nb поверхностными флюидами. Развитие гетита по пирохлору дают основания полагать, что низкотемпературные флюиды способны разрушать пирохлор, насыщаясь ниобием, с последующим образованием Fe-гидроксидов, типичных для поверхностных окислительных условий.

Работа выполнена при поддержке гранта РНФ №15-17-20036.

Литература

Кириченко В.Т., Зуев В.К., Перфилова О.Ю., Сосновская О.В., Смокотина И.В., Маркович Л.А., Бородин В.П., Миронюк Е.П., 2012. «Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1 : 1 000 000 (третье поколение). Серия Ангаро-Енисейская. Лист О-47 – Братск. Объяснительная записка.» - СПб.: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 470 с. (163-179 с).

Лапин А.В., Лисицын Д.В., 2004. «О минералогическом типоморфизме щелочных ультраосновных магматитов Чадобецкого поднятия.» // Отечественная геология, №6, с. 83-92.

Лапин А.В., 2001. «О кимберлитах Чадобецкого поднятия в связи с проблемой формационнометаллогенического анализа платформенных щелочных-ультраосновных магматитов.» // Отечественная геология, №4, с. 30-35.

Atencio D., Andrade M.B., Christy A.G., Giere R., Kartashov P.M., 2010. «The pyrochlore supergroup of minerals: nomenclature.» // The Canadian Mineralogist, v. 48, pp. 673-698.

Haggerty S.E., 1991. «Oxide mineralogy of the upper mantle». // Reviews in Mineralogy and Geochemistry, v. 25, pp. 355-416

Nasraoui M., Bilal E, 2000. «Pyrochlores from the Lueshe carbonatite complex (Democratic Republic of Congo): a geochemical record of different alteration stages» // Journal of Asian Earth Sciences, v. 18, pp. 237-251.

Nasraoui, M, 1996. «Le gisement de Nobium de Lueshe (Nord Est du Zaire): evolution geochimique et mineralogique d'un complexe carbonatitique en contextes hydrothermale et supergene». // Ph.D. thesis, Ecole des Mines de Paris/Ecole des Mines de Saint Etienne.

Wall, F., Williams, C.T., Woolley, A.R., Nasraoui, M., 1996. «Pyrochlore from weathered carbonatite at Lueshe, Zaire». // Mineralogical Magazine, v. 60, pp. 731–750.

Singh B., Cornelius M., 2006. «Geochemistry and mineralogy of the regolith profile over the Aries kimberlite pipe, Western Australia». // Geochemistry: Exploration, Environment, Analysis 6 (4), pp. 311–323.

Oliveira, L.C.A., Ramalho, T.C., Souza, E.F., Gonzalves, M., Oliveira, D.Q.L., Pereira, M.C., Fabris, J.D., 2008. «Catalytic properties of goethite prepared in the presence of Nb on oxidation reactions in water: computational and experimental studies». // Applied Catalysis B: Environmental, 83 (3–4), pp. 169–176.

Oliveira D.Q.L., Oliveira L.C.A., Murad E., Fabris J.D., Silva, A.C., Morais de Menezes, L., 2010. «Niobian iron oxides as heterogeneous Fenton catalysts for environmental remediation». // Hyperfine Interactions, v. 195, 27–34.

Западная часть Хараелахского массива (Норильский район): геологическое строение и рудоносность

Чикатуева В.Ю.

МГУ им М.В. Ломоносова

Актуальность исследований.

Норильский рудный район обладает колосальными запасами никеля и платиновых металлов. Особое место среди ряда месторождений Норильского района занимет Октябрьское месторождение, которое является уникальным по запасам платины и никеля в мире.

В настоящее время на основе детального изучения геологического строения центральной части данного месторождения был предложен ряд гипотез образования руд, две из которых являются доминирующими. Согласно первой из них, формирование руд происходило в условиях закрытой магматичесой системы (Дюжиков и др., 1988; Лихачев, 2006; Криволуцкая, 2014), согласно второй - в условиях открытой системы при протекании расплава к поверхности (Радько, 1991; Налдретт, 2003). Наибольшее распространение получила модель открытой системы, в основе которой лежит предположение об отчетливой дефференциации массивов в центральной части (от пикритовых габбродолеритов до габбро-диоритов), а в краевых частях данная дефференциация исчезает, и породы представлены безоливиновыми и оливинсодержащими габбро-долеритами. Таким образом, габбродолериты являются связующим звеном в единой магматической системе.

Фактический материал.

Октябрьское месторождение приурочено к Хараелахскому габброидному массиву, локализованному в пределах одноименной мульды. Интрузив имеет изометричную форму в плане, слегка вытянут в субширотном направлениии и постепенно погружается с запада на восток. Его центральная часть имеет дифференциированнное строение. Сульфидные вкрапленные и прожилкововкрапленные руды локализованы в нижней части интрузива в пикритовых и такситовых габбродолеритах (Kunilov, 1994; Stekhin, 1994), а массивные локализованы во вмещающих породах в нижнем экзоконтакте.

На основе изучения ряда скважин (3Ф-32, 3Ф-33, 3Ф-34, 3Ф-37, 3Ф-45, 3Ф-62), из которых скв. 3Ф-9, 3Ф-10 и 3Ф-12 были изучены детально, показано, что особенности строения месторождения, описанные выше, типичны только для центральной части Октябрьского месторождения. Особенностью геологического строения западной части месторождения является отсутсвие мощных интрузивных тел; максимальная их мощность достигает 75 м (рис. 1). В разрезе встречаютсся многочисленные мелкие тела габбро-долеритов (до первых метров мощностью).

Габбро-долериты локализованы в нижней части мантуровской свиты, на контакте ее с разведочинской. Выделяются два интрузивных тела, разделенных прослоем измененных пород (скарнированных, ораговикованных). Верхнее тело, мощностью около 50 метров, сложено преимущественно пикритовыми габбро-долеритами. Детальные их исследования показали, что их минеральный и химический состав аналогичен породам пикритового горизонта из центральной части. Наиболее мощное интрузивное тело, до 78 метров, выскытое скв. 3Ф-10, сложено безоливиновыми, оливинсодержащими и оливиновыми габбро-долеритами, практически недифференцированными, очень

однородными по строению и составу. Ниже дифференцированных пород по скв. 3Ф-10 залегает силл лейкогаббро, однако по скв. 3Ф-12 он не установлен, что указывает на не повсеместное распротрание данных пород.

По химическому составу наиболее магнезиальные интрузивные породы установлены в пределах верхних тел, представленных пикритовыми габбро-долеритами, где содержание MgO достигает 22 мас. %. Состав пород из нижнего тела, вскрытого скв. 3Ф-12, был изучен ранее (Криволуцкая и др., 2014). Содержание MgO колеблется от 5.9 до 10.1 мас. %, что соответствует безоливиновым, оливинсодержащим и оливиновым габбро-долеритам.



Рис. 1. Геологическое строение западной части Октябрьского месторождения по скв. 3Ф-10

1 — брекчин, 2 - ангидрит, 3 — осадочные отложения (известняк, мергель, аргиллит), 4 — скарн, 5 — роговики, 6 — 11 — габбродолериты: 6 — контактовый, 7 — оливиновый, 8 — оливинсодержащий, 9 — пикритовый, 10 — такситовый, 11 — безоливиновый, 12 — долериты (огонерский тип) 13 — лейкогаббро (круглогорский тип), 14 — вкрапленные руды, 15 — массивные руды, 16 — точка отбора проб.

Руды западного фланга Октябрьского месторождения тяготеют к оливиновым и оливинсодержащим габбро-долеритам. В разрезе преобладают вкрапленные руды с пятнистой и прожилкововкрапленной текстурой. Скважиной 3Ф-12 вскрыты сплошные пентландит-халькопирит-пирротиновые руды (мощностью до 10 м), локализованные в области нижнего контакта с вмещающими породами, а также густовкрапленные массивные руды (2 жильных тела, мощностью порядка 1 м) в центральной части интрузивного тела. Состав сульфидных минералов (халькопиритиа, пирротина, пенталндита, кубанита), исследован с помощью электронного микрозонда Cameca SX 100 в ГЕОХИ РАН (аналитик Н.Н. Конокова), он аналогичен составам этих минералов из центральной части. Состав руд центральной части месторождения существенно обогащен медью и благородными металлами, которые образуют многочисленные минералы: соболевскит, фрудит, золото-серебряные сплавы и др.

В ходе изучения западного фланга Отябрьского месторождения было выявлено сложное дифференциированное строение данной части месторождения. Многочисленные мелкие тела габбродолеритов выклиниваются на расстоянии 100-

200 м и не обнаруживают связи с лавами. Таким образом, на изученном материале можно сделать вывод об отсутсвии открытой магматической системы в этом блоке земной коры. Локализация сульфидных руд также несколько отличается от центральной части.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проект № 15-05-09250).

Литература

1. Дюжиков О.А., Дистлер В.В., Струнин Б.М. и др. 1988. Геология и рудоносность Норильского района. М.: Недра. 279 с.

2. Криволуцкая Н.А. 2014. Эволюция траппового магматизма и Pt-Cu-Ni рудообразование в Норильском районе. М. Товарищество научных изданий КМК. 306 с.

3. Лихачев А.П. 2006. Платино-медно-никелевые и платиновые месторождения. М.: Эслан. 496 с.

4. *Налдретт А.Дж.* 2003г. Магматические сульфидные месторождения медно-никелевых и платинометальных руд. СПб.: СПбГУ. 487 с.

5. *Радько В.А.* 1991. Модель динамической дифференциации интрузивных траппов северо-запада Сибирской платформы //Геология и геофизика. № 11. С.19–27.

6. *Kunilov V.Ye. 1994.* Geology of the Norilsk region: the history of the discovery, prospecting, exploration and mining of the Noril'sk deposits. Proceeding of the Sudbury–Noril'sk Symposium. Ontario Geol. Surv. Spec. vol. 5. pp. 203-215.

7. *Stekhin A.I.* 1994. Mineralogical and geochemical characteristics of the Cu-Ni ores of the Octyabr'sky and Talnakh deposits. Proceeding of the Sudbury–Noril'sk Symposium. Ontario Geol. Surv. Spec. vol. 5. pp. 216-231.

К-Рb- и К-Ва-фазы группы джерфишерита в высококальциевых породах Шарыгин В.В.

Институт геологии и минералогии им. В.С.Соболева, СО РАН, Новосибирск, Россия Новосибирский государственный университет, Новосибирск, Россия, sharygin@igm.nsc.ru

На данный момент к группе джерфишерита относятся собственно джерфишерит $K_6(Fe,Cu,Ni)_{25}S_26$ Cl, талфенисит $Tl_6(Fe,Ni,Cu)_{25}S_{26}$ Cl, оуенсит (Ba,Pb)₆(Cu,Fe,Ni)_{25}S_{27}, бартонит $K_6Fe_{21}S_{27}$ и хлорбартонит $K_6Fe_{24}S_{26}(Cl,S)$. Однако последние данные показывают, что это группа может быть существенно расширена. Так известны промежуточные составы между бартонитом и джерфишеритом, между (K,Tl,Pb)₆(Fe,Ni,Cu)_{25}S_{27} и (Tl,K,Pb)₆(Fe,Ni,Cu)_{25}S_{27}, Cu-доминантый джерфишерит $K_6(Cu,Fe)_{25}S_{26}$ Cl, бесхлорный аналог джерфишерита (K_5Me^{2+})₆(Fe,Cu,Ni)_{25}S_{27}, где Me^{2+} = Pb, Fe, Ni, и Cl-аналог бартонита (Czamanske et al., 1981; Stoppa et al., 1997; Azarova et al., 2006; Barkov et al., 1997; 2015). Обзор всех назревающих проблем по номенклатуре группы джерфишерита обсуждается в работе Barkov et al. (2015). Джерфишеритовые соединения с Ba и Sr, и даже с REE, успешно синтезируются (Snyder et al., 1992; Llanos, Mujica, 1997; Llanos et al., 1997а-b, 1998; Mujica et al., 1998; Roig et al., 1998). Предполагается, что Cu в структуре природных и синтетических джерфишеритовых фаз моновалентна, a Fe может иметь разную валентность (Roig et al., 1998; Barkov et al., 2015). Это сообщение посвящено новым джерфишеритовым фазам, обнаруженных в высоко-Ca породах (мелилитолиты Пьян ди Челле, Италия, метакарбонатный ксенолит в тефрите, Беллерберг, Германия). Их появление показывает возможность изоморфных замещений K-Pb и K-Ba в джерфишеритовых структурах, что не отмечалось ранее.

В качестве второстепенных и акцессорных фаз в основной массе мелилитолитов вулкана Пьян ди Челле (Умбрия) были выявлены вестервелдит (Fe,Ni,Co)As, пирротин, бартонит, Cl-содержащий бартонит, галенит и Си-Fe-гидросульфиды (Stoppa et al., 1997; Sharygin et al., 2013). Бартонит и его СІ-содержащий аналог обычно образуют оторочки вокруг пирротина, реже встречаются в виде удлиненных кристаллов. В целом, бартонит-Cl-бартонит содержит относительно низкие концентрации Cu (0.8-1.1 мас.%) и Na (до 0.4 мас.%), а идеализированная электронейтральная формула для Cl-аналога бартонита соответствует K₆Fe²⁺₁₆Fe³⁺₅S₂₆Cl. В большинстве случаев зерна пирротина имеют неоднородный состав и представляют собой твердофазный распад двух фаз: троилита FeS и гексапирротина Fe₁₁S₁₂, причем последний содержит Со (до 0.4 мас.%). Помимо вышеупомянутых сульфидов, в межзерновом пространстве между силикатами была обнаружена высокомедистая ассоциация (30х40 µm, Рис. 1), которая состоит из пирротина, халькопирита, К-Pb-Fe-Cu сульфида (группа джерфишерита) и неидентифицированного пластинчатого сульфида. Последний минерал частично гидратирован и имеет следующие вариации состава (в мас.%): Fe -26.0-28.1; Cu – 26.4-31.1; Pb – до 1.1; K – 0.2-0.6: S – 25.2-31.8; О – 5.5-14.0. Джерфишеритовая Рb-фаза (до 12 мас.% Рb, Таблица 1) образует оторочку вокруг пирротина и халькопирита, и ее идеализированная формула может быть представлена в виде $K_4Pb^{2+}_2Cu^{1+}_{11}Fe^{2+}_7Fe^{3+}_7S_{27}$. Соотношение K/Pb=2 дает основание идентифицировать ее только как Pb-разновидность бесхлорного джерфишерита.

Метакарбонатный ксенолит в тефрите вулкана Беллерберг (карьер Каспар), В. Айфель, Германия, характеризуется уникальной минералогией и не подвергся существенным ретроградным преобразованиям (Шарыгин, 2012). Он имеет ярко выраженную минеральную зональность, в особенности вблизи контакта с тефритом. По смене минеральных парагенезисов можно выделить три главных зоны в этом ксенолите (от контакта): геленит-бредигитовую, ларнит-иелимитовую и спурриттернеситовую.



Рис. 1. К-Рь- и К-Ва-минералы группы джерфишерита в мелилитолите вулкана Пьян ди Челле, Италия и в метакарбонатном ксенолите из тефрита вулкана Беллерберг, Германия, BSE фотографии.

Символы: Ak – мелилит (акерманит); Ap – фторапатит; Po – пирротин; Mgt – магнетит; Ch – халькопирит; Lay – пластинчатый Cu-Fe-сульфид; Pb – «К-Рb-джерфишерит»; Ca-Sil – Caгидросиликаты; Gh – геленит; Lar – ларнит; Own – оуенсит; K-Own – «К-Fe-оуенсит»; Cub – кубанитизокубанит; Na-Cu-Fe-S – недиагностированный Na-Cu-Fe-сульфид.

Таблица 1. Химический состав (мас.%) К-Рb- и К-Ва-минералов группы джерфишерита (вулканы Пьян ди Челле, Италия, и Беллерберг, Германия).

	Na	Κ	Ba	Sr	Pb	Fe	Ni	Co	Cu	Mn	S	Сумма	Формула
Пьян ди Челле													K _{3.84} Pb _{1.66}
Рb-джерфишерит	0.21	5.21	0.00	0.00	11.93	26.24	1.15	0.30	24.48		29.94	99.45	Na _{0.26} Fe _{13.52} Cu _{11.10} (Ni,Co) _{0.71}
<i>n</i> =6													S _{26.90}
Беллерберг													K _{3.38} (Ba,Sr) _{2.10} Pb _{0.47}
К-Fе-овенсит	0.34	4.64	10.08	0.02	3.41	30.82	0.21	0.04	18.62	0.32	30.58	99.08	Na _{0.43} (Fe,Mn) _{15.92} Cu _{8.36} (Ni,Co) _{0.12}
<i>n</i> =8													$S_{27.22}$
Беллерберг													(Ba,Sr) _{3.89} K _{1.51} Pb _{0.50}
Овенсит	0.02	1.92	16.36	0.66	3.38	17.58	0.71	0.05	30.69	0.01	28.27	99.65	Na0.03Cu14.85(Fe,Mn)9.69(Ni,Co)0.40
<i>n</i> =5													S _{27.07}

Cl, Tl – ниже пределов обнаружения. Формулы рассчитаны на 58 атомов. Приведены составы для зерен на Рис.1.

В геленит-бредигитовой зоне были выявлены ассоциации Cu-Fe-сульфидов (кубанит-изокубанит, K-Ba-сульфиды, размер - <20 μ m, Puc. 1). Помимо вышеупомянутых фаз в этой зоне были обнаружены перовскит, Ca-гидросиликаты, Mg-Fe-шпинели, барит, целестин, ворланит; изредка присутствуют ларнит и иелимит. Два минерала группы джерфишерита были обнаружены совместно с кубанитом: оуенсит и его K-Fe-аналог (Puc. 1, Таблица 1). Их составы существенно варьируют по основным компонентам; характерно присутствие Na (до 0.6), Mn (до 0.9) и Sr (до 2.1 мас.%). Большинство составов оуенсита из Айфеля попадает в интервал $Ba_4K_{1.5}Pb^{2+}_{0.5}Cu^{1+}_{15}Fe^{3+}_{8.5}Fe^{2+}_{1.5}S_{27}$ - $Ba_4K_2Cu^{1+}_{10}Fe^{3+}_4Fe^{2+}_{11}S_{27}$ - $Ba_3K_{2.5}Pb^{2+}_{0.5}Cu^{1+}_{13}Fe^{3+}_{5.5}Fe^{2+}_{9.5}S_{27}$, что значимо отличается от состава голотипного минерала из Канады $Ba_{5.5}Pb^{2+}_{0.5}Cu^{1+}_{13}Fe^{3+}_{5.5}Fe^{2+}_{7}S_{27}$ (Laflamme et al., 1995; Barkov et al., 2015). В одной ассоциации (Puc. 1) K-Fe-аналог оуенсита был выявлен совместно с кубанитом CuFe₂S₃ (n=4; Fe – 42.56; Ni – 0.09; Co – 0.12; Cu – 20.17; Mn – 0.43; Zn – 0.23; S - 35.68 мас.%) и Na-Cu-Fe-сульфидом Na₂Fe₁₀Cu₅S₁₆ (n=3; Na - 3.53; Fe – 38.60; Ni – 0.49; Co – 0.08; Cu - 20.65; Mn – 0.68; Zn – 0.41; S – 35.58 мас.%). Формула для K-Ba-минерала

из этой ассоциации - $K_{3.5}Ba_2Pb^{2+}_{0.5}Cu^{1+}{}_9Fe^{3+}_{4.5}Fe^{2+}_{11.5}S_{27}$, параметр a = 10.2787 Å (рентгеновские данные, полученные на ТЕМ, Р.Вирт, Потсдам). В целом, для этой фазы также наблюдаются вариации в интервале $K_{4.5}Ba_1Pb^{2+}_{0.5}Cu^{1+}_{8.5}Fe^{3+}_{5}Fe^{2+}_{11.5}S_{27}$ - $K_3Ba_{2.5}Pb^{2+}_{0.5}Cu^{1+}_{8.5}Fe^{3+}_{3.5}Fe^{2+}_{13}S_{27}$.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (грант 14-05-00391).

Литература

Шарыгин В.В. Минералогия метакарбонатного ксенолита из щелочного базальта, В.Айфель, Германия // Материалы XXIX Международной конференции «Рудный потенциал щелочного, кимберлитового и карбонатитового магматизма», Школа «Щелочной магматизм Земли». Судак-Москва: ОНТИ ГЕОХИ РАН. 2012. С. 156-158.

Azarova Yu.V., Krinov D.I., Sokolova M.N. A structural and genetic relationship of djerfisherite and bartonite, and the problem of isomorphous substitutions in the system djerfisherite - "Cu-djerfisherite" – bartonite // New Data on Minerals. 2006. V. 41. P. 98-107.

Barkov A.Y., Laajoki K.V.O., Gehör S.A., Yakovlev Y.N., Taikina-Aho O. Chlorine-poor analogues of djerfisherite-thalfenisite from Noril'sk, Siberia and Salmagorsky, Kola Peninsula, Russia // Canadian Mineralogist. 1997. V. 35. P. 1421-1430.

Barkov A.Y., Martin R.F., Cabri L.J. Rare sulfides enriched in K, Tl and Pb from the Noril'sk and Salmagorsky complexes, Russia: new data and implications // Mineralogical Magazine. 2015. V. 79 (3). P. 799–808.

Czamanske G.K., Erd R.C., Leonard B.F., Clark J.R. Bartonite, a new potassium iron sulfide mineral // American Mineralogist. 1981. V. 66. P. 369-375.

Laflamme J.H.G., Roberts A.C., Criddle A.J., Cabri L.J. Owensite, (Ba,Pb)₆(Cu,Fe,Ni)₂₅S₂₇, a new mineral species from the Wellgreen Cu-Ni-Pt deposit, Yukon // Canadian Mineralogist. 1995. V. 33. P. 665-670.

Llanos J., Mujica C. Electronic structure and transport properties of $Ba_6Cu_{12}Fe_{13}S_{27}$ // Materials Research Bulletin. 1997. V. 32 (9). P. 1313-1321.

Llanos J., Mujica C., Wittke O., Gomez-Romero P., Ramirez R. Synthesis and crystal structure of Ba₆Cu₁₂Fe₁₃S₂₇ // Journal of Solid State Chemistry.1997a. V. 128. P. 62-65.

Llanos J., Rojas D., Mujica C., Peters K., Peters E.M., von Schnering H.G. Crystal structure of hexastrontium dodecacopper tridecairon heptacosasulfide, $Sr_6Cu_{12}Fe_{13}S_{27}$ // Z. Kristallographie - New Crystal Structures. 1997b. V. 212 (3). P. 296-296.

Llanos J., Rojas D., Mujica C. Physical properties of the cubic phase $Sr_6Cu_{12}Fe_{13}S_{27}$ // Boletin de la Sociedad Chilena de Quimica. 1998. V. 43 (2). P. 177-182.

Mujica C., Llanos J., Peters K., Peters E.M., von Schnering H.G. Crystal structure of hexaeuropium dodecacopper tridecairon heptacosasulfide, $Eu_6Cu_{12}Fe_{13}S_{27}$ // Zeitschrift fur Kristallographie - New Crystal Structures. 1998. V. 213 (3). P. 458-458.

Roig A., Molins E., Casan-Pastor N., Gomez-Romero P., Mujica C., Llanos J. Mossbauer spectroscopy and magnetic properties of the three-dimensional cubic phase Ba₆Cu₁₂Fe₁₃S₂₇ // Materials Research Bulletin. 1998. V. 33 (9). P. 1347-1352.

Sharygin V.V., Pekov I.V., Zubkova N.V., Khomyakov A.P., Stoppa F., Pushcharovsky D.Yu. Umbrianite, K₇Na₂Ca₂[Al₃Si₁₀O₂₉]F₂Cl₂, a new mineral species from melilitolite of the Pian di Celle volcano, Umbria, Italy // European Journal of Mineralogy. 2013. V. 25. P. 655-669.

Snyder G.J., Badding M.E., Disalvo F.J. Synthesis, structure, and properties of $Ba_6Co_{25}S_{27}$: a perovskite-like superstructure of Co_8S_6 and Ba_6S clusters // Inorganic Chemistry. 1992, V. 31. P. 2107-2110.

Stoppa F., Sharygin V.V., Cundari A. New mineral data from the kamafugite-carbonatite association: the melilitolite of Pian di Celle, Italy // Mineral. Petrol. 1997. V. 61. P. 27-45.

Экандрюсит ZnTiO₃ в щелочных гранитах Катугинского массива, Забайкалье

Шарыгин В.В., Старикова А.Е.

Институт геологии и минералогии им. В.С.Соболева, СО РАН, Новосибирск, Россия Новосибирский государственный университет, Новосибирск, Россия, sharygin@igm.nsc.ru

Щелочные граниты Катугинского щелочного массива характеризуются достаточно высокими концентрациями Zn (590-1250 ppm, Архангельская и др., 1993), но это не привело к появлению значительных скоплений цинковых минералов в процессе становления массива. На ранних этапах изучения массива были обнаружены сфалерит, гентгельвин и смитсонит, и отмечалось присутствие цинка в амфиболах и слюдах (Архангельская и др., 1993; 2012). Наши последние данные по минералогии массива показывают, что цинк «распылен» между большим количеством минералов, главным образом между силикатами (Шарыгин и др., 2016). В зависимости от РТХ-условий минералы по-разному концентрируют цинк. Вариации по содержанию ZnO в минералах щелочных гранитов таковы (в мас.%): арфведсонит – 0.0-0.5; фторарфведсонит – 0.7-2.9; рибекит – 0.0-7.9; аннит – 0.3-0.8; фтораннит – 0.7-1.9; астрофиллит – 0.0-1.1; минералы группы ильменита – 0.0-40.5; колумбит – 0.0-1.6; Рb-минерал группы кричтонита – 5.7-8.3; сидерит – 0-1.0; магнетит – 0-2.3; хлорит – 0.5-2.1; эгирин – 0.0-0.2. Данное сообщение посвящено экандрюситу ZnTiO₃ и Zn-содержащим пирофаниту и ильмениту, выявленных в виде кристаллических включений в эгирине и фторарфведсоните (Рис. 1) из гранитов Катугинского массива (восточное тело, скважина 84, глубины 519-542 м).

Следует отметить, что Zn-содержащие ильменит и пирофанит, а также экандрюсит, являются обычными второстепенными минералами гранитов и их метасоматитов, высокотемпературных метапелитов и поздних пород агпаитовых щелочных комплексов, иногда встречаются на рудных месторождениях (Suwa et al., 1987; Birch et al., 1988; Nakashima, Imaoka, 1988; Plimer, 1990; Whitney et al., 1993; Brandstätter, 2001; Mitchell, Liferovich, 2004; Ghosh, Praveen, 2007; Prochazka et al., 2010; Лялина и др., 2006; Шарыгин, Кривдик, 2011; Прибавкин и др., 2014).

Экандрюсит (до 50 мкм) был обнаружен в зерне эгирина (3 мм) из эгиринового гранита (К84-519а, Рис. 1). Содержание экандрюситового минала - до 73 мол.%. Включение этого минерала имеет зональное строение, которое выявляется только по микрозондовым анализам. От центра к краю наблюдается снижение концентраций экандрюсита (от 73 до 53 мол.%), и, соответственно, повышаются содержания пирофанита и ильменита (Таб. 1). В целом, гранит, в котором был выявлен экандрюсит (К84-519а), также характеризуется аномально высокими количествами ZnO в силикатах и оксидах (в мас.%): фторарфведсонит – до 2.3; рибекит – до 7.9 (на границе фторарфведсонита и рибекита); минерал группы кричтонита (сенаит ?) – до 8.2; магнетит (гематит) – до 0.7.

Другие Zn-содержащие минералы группы ильменита были выявлены в образцах K84-542b (эгирин-арфведсонитовый гранит) и K84-542g (арфведсонитовый гранит). Их состав сильно варьирует. Так в образце K84-542b в пределах одного зерна эгирина могут присутствовать включения как с высоким, так и с низким содержанием ZnO. В одном включении максимальные концентрации экандрюсита достигают 40 мол.% (центр), что соответствует Mn-экандрюситу, тогда как краевые зоны (35-38 мол.%) уже относятся к Zn-пирофаниту (Таб. 1). В другом включении количество экандрюсита – до 11 мол.%, что соответствует Mn-Zn-ильмениту. Включения ильменита в ассоциации с криолитом во фторарфведсоните (K84-542g) имеют самые низкие содержания ZnO (1.7 мас.%).

Следует отметить, что для всех минералов группы ильменита из катугинских гранитов характерны повышенные концентрации Nb₂O₅ (0.8-1.7 мас.%, Taб. 1), а также присутствие «лейкоксеновой» оторочки (Рис. 1). В «лейкоксеновом» агрегате вокруг исследованных фаз были выявлены псевдорутил, рутил, магнетит и колумбит. Псевдорутил $Fe^{3+}_{2}Ti_{3}O_{9}$ содержит Nb₂O₅ (1.3-1.9), MnO (2.4-5.6) и ZnO (3.0-4.7 мас.%).



Рис. 1. Включения экандрюсита и Zn-содержащих пирофанита и ильменита в эгирине и фторарфведсоните, щелочные граниты Катугинского массива, BSE фотографии. Символы: Aeg – эгирин; Arf – фторарфведсонит; Ecn – экандрюсит; Prp – пирофанит; Ilm – ильменит; Mgt – магнетит; Ru – рутил; Pru – псевдорутил; Clb – колумбит; Cry – криолит.

Таблица 1. Химический состав (мас.%) экандрюсита и Zn-содержащих пирофанита и ильменита в эгирине (Aeg) и фторарфведсоните (Arf), щелочные граниты Катугинского массива.

Образец	K84-519a				1	K84-542b]	K84-542b	K84-542b K84-542g		
Минерал- хозяин	Aeg					Aeg		Aeg		Aeg	Arf
Позиция	с	r1	r2	r3	r4	с	r	с	r	c	c
n	2	2	2	1	1	1	1	5	1	3	2
TiO ₂	46.41	46.61	47.18	46.90	48.66	49.92	49.55	50.03	50.00	51.26	49.71
SnO_2	0.04	0.05	0.03	0.00	0.09	0.00	0.05	0.04	0.05	0.04	0.04
Nb_2O_5	1.24	1.27	1.37	1.19	1.10	0.82	1.16	1.06	1.12	0.98	1.61
V_2O_5	0.19	0.19	0.18	0.15	0.20	0.12	0.19	0.20	0.19	0.19	0.25
Al_2O_3	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.05	0.00	0.00	0.00
Fe ₂ O ₃	3.00	2.94	2.45	2.88	0.96	0.81	1.04	0.39	0.68	0.00	0.70
FeO	1.44	1.64	5.40	6.88	10.69	9.73	8.29	10.28	9.78	33.54	41.97
MnO	8.75	9.81	9.91	10.86	10.20	18.56	21.59	17.44	19.03	8.64	3.99
ZnO	40.52	39.27	35.08	32.18	28.48	20.57	19.15	21.38	20.45	5.79	1.67
Сумма	101.57	101.77	101.59	101.04	100.38	100.53	101.03	100.87	101.31	100.43	99.94
Миналы											
FeTiO ₃	2.9	3.3	11.0	14.0	22.6	20.5	17.2	21.7	20.4	70.5	86.8
MnTiO ₃	18.0	20.2	20.5	22.3	21.9	39.5	45.4	37.3	40.2	18.4	8.4
ZnTiO ₃	72.8	70.4	63.3	57.7	53.2	38.2	35.1	39.8	37.7	10.7	3.0
Fe ₂ O ₃	6.0	5.8	4.8	5.7	1.9	1.6	2.0	0.9	1.3	0.0	1.4

Микрозонд, MgO – ниже пределов обнаружения (<0.01 мас.%); n – среднее; с, г – центр-край включения; r1-r4 – разные зоны от центра к краю. FeO и Fe₂O₃ рассчитаны по балансу зарядов. K84-519 – эгириновый гранит (Arf <5 об.%); K84-542b – эгирин-арфведсонитовый гранит; K84-542g – арфведсонитовый гранит.

К сожалению, на данный момент достаточно сложно сказать, с чем именно связано появление Zn-фаз на ранних этапах кристаллизации гранитов: с локальным обогащением расплава в процессе становления плутона, либо с PTX-условиями кристаллизации. Недавние исследования по криолитовым породам Катугинского массива (Шарыгин и др., 2016) показали, что на ранних этапах их кристаллизации цинк в варьирующих количествах присутствует в Li-Na-Fe-амфиболе (ZnO - 0.3-1.1 мас.%) и во фторанните (ZnO - 0.1-1.6 мас.%), а на более поздних этапах иногда концентрируется в сфалерите. Следует отметить, что варьирующие содержания ZnO в силикатах, по-видимому, контролируется присутствием-отсутствием сульфида (сфалерита), т.е. локальными колебаниями химического потенциала S². При этом фторарфведсонит и фтораннит в криолитовых породах являются конкурирующими фазами для концентрирования цинка, и в случае их тесной ассоциации слюда содержит большее количество ZnO (практически в два раза). В гранитах Fe-амфибол и Fe-слюда являются более предпочтительными концентраторами цинка, чем эгирин. В случае их малого количества или отсутствия (эгириновые граниты), минералы группы ильменита становятся главными Zn-фазами на ранних этапах.

Литература

Архангельская В.В., Казанский В.И., Прохоров К.В., Собаченко В.Н. Геологическое строение, зональность и условия образования Катугинского Та-Nb-Zr-месторождения (Чаро-Удоканский район, Восточная Сибирь) // Геология рудных месторождений. 1993. Т. 35 (2). С. 115-131.

Архангельская В.В., Рябцев В.В., Шурига Т.Н. Геологическое строение и минералогия месторождений тантала России // Минеральное сырье, Серия геолого-экономическая. М.: ВИМС. 2012. № 26. 192 с.

Лялина Л.М., Волошин А.В., Савченко Е.Э. Экандрюсит - ZnTiO₃ - в пегматитах щелочно-гранитной формации Кольского полуострова // ЗРМО. 2006. Ч. 135. В. 2. С. 64-70.

Прибавкин С.В., Авдонина И.С., Замятин Д.А., Главатских С.П. Мп-Zn-содержащий ильменит в порфирах Среднего Урала // ЗРМО. 2014. Ч. 143. Вп. 1. С. 59-67.

Шарыгин В.В., Кривдик С.Г. Цинк в минералах группы ильменита из метасоматитов Дмитровки, Приазовье, Украина // Материалы XXVIII Международной конференции, школа «Щелочной магматизм Земли». Минск. 2011. С. 198-200.

Шарыгин В.В., Зубкова Н.В., Пеков И.В., Русаков В.С., Ксенофонтов Д.А., Нигматулина Е.Н., Владыкин Н.В., Пущаровский Д.Ю. Литийсодержащий Na-Fe-амфибол из криолитовых пород Катугинского редкометального месторождения (Забайкалье): особенности состава и кристаллическая структура // Геология и геофизика. 2016. Т. 57. № 8.

Birch W.D., Burke E.A.J., Wall V.J., Etheridge M.A. Ecandrewsite, the zinc analogue of ilmenite, from Little Broken Hill, New South Wales, Australia, and the San Valentin Mine, Sierra de Cartegena, Spain // Min. Mag. 1988. V. 52. P. 237-240.

Brandstätter F. 1271. Ecandrewsit vom ehemaligen Silberbergbau 'Silberlucken' bei Neustadl a.d. Donau, Niederösterreich. P. 171-172 *in* Niedermayr et al.: Neue Mineralfunde aus Österreich // L. Carinthia II. 2001. V. 191./111. P. 141-185.

Ghosh B., Praveen M.N. Garnet-gahnite-staurolite relations and occurrence of ecandrewsite from the Koparpani base metal sulfide prospect, Betul Belt, Central India // Neues Jahrbuch für Mineralogie, Abhandlungen. 2007. V. 184. P. 105-116.

Mitchell R.H., Liferovich R.P. Ecandrewsite - zincian pyrophanite from lujavrite, Pilansberg alkaline complex, South Africa // Canadian Mineralogist. 2004. V. 42. P. 1169-1178.

Prochazka V., Uher P., Matejka D. Zn-rich ilmenite and pseudorutile: subsolidus products in peraluminous granites of the Melechov Massif, Moldanubian Batholith, Czech Republic // N. Jb. Miner., Abh. 2010. V. 187. Iss. 3. P. 249-263.

Nakashima K., Imaoka T. Niobian and zincian ilmenites in syenites from Cape Ashizuri, southwest Japan // Mineralogy and Petrology. 1998. V. 63. P. 1-17.

Plimer I.R. The ilmenite-ecandrewsite solid solution series, Broken Hill, Australia // N. Jb. Miner., Mh. 1990. H. 12. P. 529-536.

Suwa K., Enami M., Hiraiwa I., Yang T.-M. Zn-Mn-ilmenite in the Kuiqi granite from Fuzhou, Fujian Province, East China // Mineralogy and Petrology. 1987. V. 36. P. 111-120.

Whitney D.L., Hirschmann M., Miller M.G. Zincian ilmenite - ecandrewsite from a pelitic schist, Death Valley, California, and the paragenesis of $(Zn,Fe)TiO_3$ solid solution in metamorphic rocks // Canadian Mineralogist. 1993. V. 31. P. 425-436.

Кимберлиты, связанные с девонским ультращелочным-щелочным магматизмом зоны сочленения ДДВ с Восточным Приазовьем

Шеремет Е.М

Институт геохимии, минералогии и рудообразования НАН Украины, г.Киев EvgSheremet@yandex.ru

При поисках коренных месторождений алмазов за период 1978-1998 гг. в северо-восточной части Приазовья были обнаружены четыре кимберлитовые трубки: «Петровская» (1978 г.), «Надия» и «Южная» (1990 г.), «Новоласпинская» (1992 г.), дайка «Новоласпинская» (1993 г.) и кимберлитопроявление «Горняцкое» (1982 г.) [1].

Ультраосновной магматизм в северной части Приазовского кимберлитового района приурочен преимущественно к тектоническим зонам, где магматическая активизация приходится на период от позднего протерозоя до триаса. Девонские ультраосновные породы, в том числе и кимберлиты, внедрялись по каналам, сформированным на предыдущих стадиях тектоно-магматической активизации, захватывая большое количество ксеногенного материала из вмещающих пород. Тела кимберлитов Восточного Приазовья на глубинах до 100-150 м, вскрытых скважинами, сложены петрографически однотипными породами – кимберлитовыми брекчиями и массивными порфировидными кимберлитами. Они имеют размеры от 30х40м до 350х500 м Кимберлитовые брекчии тяготеют к верхним и периферическим частям трубок, а массивные кимберлиты – к более глубоким и центральным горизонтам.

Рассмотрение петро- и геохимических особенностей кимберлитов Приазовья выполнено в плане сравнительного анализа с кимберлитами Южной Африки и Якутской провинции, лампроитами Западной Австралии, кимберлитами Белоруссии, кимберлитоподобными породами Приазовья, а также пикритовыми порфиритами, принадлежащими разным комплексам и провинциям мира. Проведенные исследования позволили определить индикаторные петролого-геохимические характеристики исследованных пород Восточного Приазовья и выявить заметные различия между кимберлитами и

базальтоидами. Последние, хотя и присутствуют в тех же толщах, но имеют, вероятно, иные источники, чем кимберлиты.

На петрохимических диаграммах преобладающее количество анализов кимберлитов Приазовья совпадает или в различной степени перекрывает поля развития продуктивных кимберлитов Якутской провинции и Южной Африки. Судя по распределению редких элементов, мантийные источники рассматриваемых проявлений калиевых магм были обогащены несовместимыми элементами. Отмечена геохимическая особенность, характерная для всех изученных образцов – повышенное содержание Zr (521-604 pmm), что является, по-видимому, характерной чертой региона. Кимберлиты имеют повышенное содержание редкоземельных и редких элементов при отношении La/Yb около 100. Значения гNd в изученных породах располагаются в основном в области положительных значений. На диаграмме гSr – гNd точки составов кимберлитов Восточного Приазовья находятся в пределах или поблизости от поля слабоалмазоносных кимберлитов Кепинского поля Архангельской провинции, а образец из дайки «Новоласпинская» почти совпадает со значениями гSr – гNd, характерными для высокоалмазоносной трубки им. В. Гриба. Кимберлиты Восточного Приазовья обеднены радиогенным свинцом подобно кимберлитам Золотицкого поля Архангельской провинции ли даже кимберлитам II группы Южной Африки.

Рассмотрены химический состав, содержание элементов-примесей и типоморфные особенности высокобарических минералов кимберлитов Приазовья: гранатов (пиропов), пикроильменитов, хромшпинелидов, хромдиопсидов. Сделаны следующие выводы:

 среднее содержание Cr₂O₃ в хромшпинелидах кимберлитов Приазовья совпадает с данными по некоторым другим регионам мира;

 пироп по химическим характеристикам относится, в основном, к пиропам лерцолитового парагенезиса.

 – температура ксенолитов глубинных пород из трубок кимберлитов, определенная по минералам равновесия ассоциирующих пиропа и хромшпинелида, варьирует в интервале 985-1 148 °C;

– полученные результаты распределения примесных элементов в пиропе из концентратов кимберлитовых пород трубок «Южная» и «Новоласпинская» свидетельствуют об относительно низких РТ-условиях его кристаллизации (давление менее 50 кбар при температуре образования пиропа в интервале 1000-1150°С), а также о возможном влиянии в дальнейшем глубинного флогопитового метасоматоза.

Для оценки региональных перспектив алмазоносности Приазовья использован ряд разработанных для алмазоносных территорий важнейших прогнозных критериев: геолого-структурное положение кимберлитов, время стабилизации региона, положение и характер поверхности Мохоровичича, мощность литосферы, уровень теплового потока, характер разломной тектоники и др.

Дискретность поверхности М в пределах Приазовского мегаблока с амплитудой относительного перемещения отдельных блоков коры по глубинным мантийным разломам в несколько километров не является характерной для стабильных раннедокембрийских кратонов. Тем не менее, отмеченная дискретность не исключает возможности проявления в пределах Приазовского мегаблока продуктивного кимберлитового магматизма.

Мощность литосферы Приазовского мегаблока по геофизическим данным колеблется в пределах 150-200 км. По геотермическим данным, рассчитанным по тепловым потокам, теплогенерации,

теплофизическим свойствам и кривым солидуса сухих и влажных основных пород кровля астеносферы в пределах Приазовского массива расположена на глубине около 200 км.

В пределах восточной части Приазовья, наиболее перспективной на алмазы, тепловой поток не превышает характерной для алмазоносных регионов интенсивности в 35-40 мВт/м².

В целом, по основным региональным критериям (архейская и нижнепротерозойская стабилизация региона, мощность земной коры 35-40 км, средняя мощность литосферы 180-200 км, тепловой поток не больше 40 мВт/м² и др.) Приазовская часть щита имеет практически полное сходство с известными продуктивными алмазоносными регионами земного шара, в связи с чем может оцениваться как высокоперспективная на широкое проявление алмазоносного кимберлитового магматизма.

Литература

 Поиски алмазов в Приазовском блоке Украинского щита / [Е. М. Шеремет, Н. А. Козарь, С. Н. Стрекозов, А.И. Чашка, В.А. Бондаренко, Ю.И. Федоришин, П.И. Пигулевский]. – Донецк: «Ноулидж» (Донецкое отделение), 2014. – 367 с.

Проявления рудогенеза флюидизатно-эксплозивного типа в Прикарпатье

Яценко Г.М., Бекеша С.Н., Федчун А.С.

Львовский национальный университет имени Ивана Франка,

E-mail: Yatsenko1941@list.ru

Рассматриваемая территория относится к юго-западном склону Восточно-Европейской платформы. Здесь располагается Предкарпатский прогиб, разделяющийся на внутреннюю и внешнюю территории. В отличие от Закарпатья в регионе весьма ограниченно проявлен интрузивный магматизм, который в определенной мере замещает флюидизатно-эксплозивная деятельность. Это отражается на особенностях строения и минерагении региона (Д.В. Гуржий, 1969). Эндогенные проявления в чехле представлены своеобразными терригенно-эксплозивными по составу дайками, прослоями вулканитов (бентониты и др.), измененными флюидизитами. Эти образования обусловлены эксплозивными структурами (дайки, трубки), с соответствующими породами и их особенностями, что дополняет «некогерентную» минерагению региона (Г.М. Яценко, 2010). Проявления особенно характерны для специфических образований мезозойского и кайнозойского времени. Косвенно с этими структурами связаны каустобиолиты региона.

Строение и минерагения Прикарпатья в ограниченной мере соотносится с Предкавкаским регионом, где в предгорных структурах образовались представительные месторождения каустобиолитов и рудных полезных ископаемых. Там в большей мере проявлен молодой магматизм - интрузивные комплексы гранитоидов, которые в Прикарпатье отсутствуют, представлены лишь ослабленные рудные проявления гидротермального происхождения (Г.М. Яценко, С.М. Бекеша и др., 2013).

Для эксплозивного рудогенеза характерны флюидизатные формы проявлений. Золото и другие металлы проявляются в самородных, сернистых и мышьяковых, а не окисных соединениях. Это объясняется прямой связью материала эксплозивных каналов с мантией, минуя «гранитный» слой. В Прикарпатье отмечаются рудные минералы (золото и полиметаллы - медь, титан, арсениды и др.), в

значительной мере связанные с флюидизатно-эксплозивной деятельностью (Г.М. Яценко, 2010). Определенной мерой это относится к нерудным образованиям, включая возможные алмазы с минералами-спутниками в терригенных флюидизатно-эксплозивных проявлениях мезозоя и кайнозоя.

Минералы металлов Прикарпатья находятся в характерных третичных и четвертичных отложениях (пески, песчаники, карбонаты) в рассеянной, реже - жильной форме (Ю. С. Цымбал, 2012). Большинство проявлений тяготеет к тектоническим разломным структурам и аллювиальным отложениям. Соответствующая минерализация связана также со средне- и крупнозернистыми брекчиями. Рудная минерализация этого типа свидетельствует о восстановительных условиях образования. Распространены арсениды и полиметаллическое оруденение, которые не сопровождаются окварцеванием (Дрогобычское месторождение и проявления полиметаллов). В зонах дробления известняков отмечается доломитизация.

На этих участках распространены структуры флюидизатно-эксплозивного типа. В связи разнообразным по составу компонентами (рудными и не рудными) включая золото, возможны проявления алмазов. Это подтверждается присутствиям минералов разных уровней земной коры, начиная с мантии.

Следует отметить, что каустобиолиты Прикарпатья косвенно связаны с другими полезными ископаемыми региона. Прожилки кальцита, доломита, железа, фосфатов заполняют флюидизатноэксплозивные структуры.

В заключение отметим, что рассматриваемые песчаные образования внешней и внутренней частей Предкарпатского прогиба, где проявлена флюидизатно–эксплозивная минерализация, включают мантийные минеральные компоненты (гранат, пироп, корунд, муассанит, самородные металлы и др.), это относятся к терригенным отложениям неогена.

К составляющим прогиба тяготеют различные каустобиолиты, во внешней зоне – газ, во внутренней – нефть и твердые компоненты (озокерит, битумы), с ними ассоциируют сульфиды характерные для флюидизатно-експлозивних образований.

В Прикарпатье вопросы локализации компонентов заслуживают особого внимания. Трубки взрыва на американском континенте считаются коллекторами для накопления нефти. Этим структурам придаётся космогенное происхождение.

Stratigraphy and composition of Tuff 7 (Site G, Locality 8), Laetoli, Tanzania

Zaitsev A.N.*, Savchenok A.I.*, Zaitseva O.A.*, Pagolskaya M.N.*, Leach L.*, Leach M.**,

Mwankunda 1J.***

*St. Petersburg State University, St. Petersburg, Russia **Peter Rich Architects – GMP Consulting Engineers – Laetoli JV, Arusha, Tanzania ***Ngorongoro Conservation Area Authority (NCAA), Arusha, Tanzania e-mail: a.zaitsev@spbu.ru

The Laetoli area is located at the SW flank of the Crater Highlands in northern Tanzania. It has been studied intensively during the last 75 years owing to several important anthropological findings in various Laetolil tuffs (e.g., Harrison 2011, and references therein). Volcanic tuffs are exposed within an area of about

1600 km2, with three main areas of tuffs outcrops: Laetoli, Kakesio and Esere-Noiti. The Footprint tuff (more correctly Tuff 7) with *Australopithecus afarensis* footprints is located within the Laetoli area and occurs at Locality 8, Site G.

Our observations on a relatively small area at Locality 8 (ca. 130 by 200 m) Tuff 7 is very heterogeneous and different localities and even different pits within the same locality differ in stratigraphy, both in terms of the observed rock types and their thickness. Tuff 7 consists of the Augite-biotite, laminated, white and gray tuffs and they can be readily distinguished from one another in the field based on their colour, texture, structure and macroscopically observable mineralogy. Each tuff layer has clear and sharp contacts with the overlying and underlying tuffs.

Stratigraphic sections suggest a hiatus between the deposition of the white tuff and underlying gray tuff, which was accompanied by strong erosion of the latter. This interpretation is based on the observation that the white tuff has an undulose base and contains discontinuous lenses of the underlying gray tuff. The white tuff, as well as the gray tuff in the S II pit, also contain numerous interlayers, lenses and pockets consisting of a brown aggregate of calcite and montmorillonite. These structures probably represent small infilled channels that were incised into the host tuff by rivulets during rainy seasons.

On the basis of its mineralogical composition, Tuff 7 could be divided into two groups: (1) the Augitebiotite crystal tuff with abundant primary minerals (e.g., diopside, magnetite, andradite, schorlomite, perovskite) set in glassy ash (now replaced by montmorillonite), and (2) the Footprint tuff (laminated, white and gray tuffs), which originally comprised vitric tuffs with abundant glassy pellets and a minor proportion of crystals of primary minerals. Fresh, unaltered volcanic glass was not found in any of the pellets, which consist of montmorillonite (\pm calcite and phillipsite). Calcite and montmorillonite are also major constituents of the tuff cement, which also contains subordinate phillipsite.

The general term for the replacement of volcanic glass by clays (\pm carbonates, zeolites, etc.) is palagonitization. In the case of the Footprint tuff, where primary minerals make up a small proportion of the rock, volcanic glass is completely altered, and calcite is abundant in the cement, the resultant rock is best described as vitric ash replaced by montmorillonite ("palagonitized" sensu lato) and subsequently cemented by calcite. This material could be termed palagonitized tuff with a secondary calcite cement.

Пикрит-трахибазальтовый комплекс Северного Тамдытау

(Центральные Кызылкумы)

Диваев Ф.К., Миркамалов Р.Х.

ГП «Научно – исследовательский институт минеральных ресурсов», Ташкент, Узбекистан

Породы данного комплекса установлены в 80х – 90х годах прошлого века на восточном продолжении гор Северный Тамдытау под мощным чехлом мезозойско-кайнозойских отложений по материалам изучения керна пробуренных скважин на закрытых территориях.

В начале 21 века в результате проведенного глубинного геологического картирования на этой территории были получены новые данные, позволившие выделить под чехлом перекрывающих образований мощностью 300-500 м. крупную вулканическую постройку размером ~10x80 км, вытянутую в юго-восточном направлении от оврага Джерой до возвышенностей Дарбазатау.

Постройка имеет сложное строение и представлена породами как покровных, так и секущих фаций единого вулканического комплекса, названного нами кунгуртепинским. Наиболее распространенными породами являются трахибазальты и трахиандезибазальты эффузивной фации, которые образует тела от 2 до 42 м стволовой мощности, переслаивающиеся с тонкослоистыми туфопесчаниками и туфогравелитами от 4 до 14 м стволовой мощности. Залегание их от субгоризонтального до крутонаклонного.

Трахибазальты – мелкопорфировые обильновкрапленниковые, часто миндалекаменные, со стекловатой основной массой породы темно-серо-коричневого цвета.

Субщелочные пикриты и пикробазальты образует среди трахибазальтов единичные пологопадающие силлы мощностью 30-35м.

Визуально – это мелко-средне порфировые обильновкрапленниковые породы темно-серого до черного цвета.

Вкрапленники (до 35% от объема породы) представлены, главным образом, идиоморфными кристаллами оливина, нацело замещенного серпентином, иддингситом, тальком и карбонатом. В подчиненном количестве находятся вкрапленники диопсид-авгита и биотита. Основная тонкозернистая масса состоит из преобладающих мелких зерен диопсида, мелких чешуй биотита, хлорито-серпентина и рудного минерала. Пикробазальты, в отличие от пикритов, содержат меньше вкрапленников (25-30%) оливина и пироксена, находящихся примерно в равных соотношениях.

Жерловая фация представлена единственных телом туффизитовой вулканической брекчии, залегающей среди пикробазальтов. Брекчия – мелко-среднеобломочная массивная. Обломки округлой, реже, угловатой формы, размером от 2 мм до 5 см в поперечнике, представлены, главным образом, миндалекаменными трахибазальтами, реже, массивными пикробазальтами. Цемент брекчии карбонатный.

Гипабиссальная фация представлена дайками оливин-биотит-пироксеновых шонкинит-порфиров, распространенных как в теле перекрытой вулканической постройки, так и в обнаженной части гор Северный Тамдытау в виде роя разобщенных даек мощностью преимущественно от 0,5 до 1,5 м, редко до 9,5 м. Падение даек преимущественно отвесное, реже 60^{0} - 70^{0} .

Визуально шонкинит-порфиры представляют собой мелко-среднепорфировые обильновкрапленниковые породы темно-серо-зелёного цвета. Вкрапленники представлены оливином и

161

пироксеном примерно в равных соотношениях. Основная масса сложена мелкими идиоморфными кристаллами пироксена, биотита, лейстовидными кристаллами ортоклаза и ксеноморфными выделениями хлорита. Характерным признаком является постоянное присутствие миндалин карбоната размером 1-2 мм в поперечнике. Количество миндалин варьирует от 3 до 10% объёма породы. В остатках термохимического разложения проб установлены хромшпинель, хромдиопсид, гранат, периклаз, циркон, рутил, анатаз, корунд, кианит, пирит, муассанит, золото, графит, алмаз. Выявленные алмазы - преимущественно обломочной формы размером до 115х65 мкм. Они характеризуются алмазными блеском и слабо зеленоватой окраской по всему объёму (Диваев и др., 2009).

По результатам исследований химического состава пород кунгуртепинского комплекса обращают на себя внимание высокие средние содержания калия (K₂O=2,33% в субщелочных пикритах и 4,1% в шонкинит-порфирах); магния (MgO= 21,69% и 9,5%), фосфора (P₂O₅=0,28% и 0,41%); бария (Ba=640 г/т и 1848 г/т); хрома (Cr=1786 г/т и 1053 г/т) и, напротив, низкие содержания титана (TiO₂=0,46% и 0,80% соответственно).

Эти особенности химического состава пород кунгуртепинского комплекса резко отличают их от всех остальных вулканических комплексов Центральных Кызылкумов.

Геохронологические определения возраста выделенного комплекса не проводились, по геологическим соотношениям установлено прорывание базальтоидов елемесащинской свиты среднекаменноугольного возраста. Учитывая петрохимические данные, характерные для внутриконтинентальных рифтовых образований, можно предположить, что рассматриваемый комплекс был сформирован в постколлизионный, платформенный этап развития региона и близок по времени формирования к региональному триасовому южнотяньшанскому комплексу щелочных базальтоидов.

Литература

Диваев Ф.К., Шумилова Т.Г., академик Юшкин Н.П. Макеев Б.А. Первая находка алмазов в шонкинит-порфирах Северного Тамдытау (Центральные Кызылкумы, Западный Узбекистан) // Доклады Академии Наук. 2009, том 424, № 6, стр. 785-787

Научное издание

«Щелочной магматизм Земли и связанные с ним месторождения стратегических металлов». Школа «Щелочной магматизм Земли».

Рекомендовано к печати Учёным советом Ордена Ленина и Ордена Октябрьской революции Института геохимии и аналитической химии им. В.И. Вернадского.

Ответственный редактор доктор геолого-минералогических наук, академик РАН Л.Н. Когарко

Доклады печатаются, в основном, в авторской редакции.

Художественный редактор В.Е. Куликовский Технический редактор И.П. Петров Корректоры В.Н. Ермолаева, В.А. Зайцев.

Компьютерная верстка и набор произведены в Ордена Ленина и Ордена Октябрьской революции Институте геохимии и аналитической химии им. В.И. Вернадского РАН.

Подписано в печать 10.05.2016 г. Формат 60х84/8 Бумага офсетная. Гарнитура "Таймс". Усл. печ. л. 18,8. Тираж 100 экз. Заказ № 16-2

Полиграфическая база ГЕОХИ РАН Москва 119991, ул. Косыгина, 19.