



**Федеральное агентство научных организаций
Федеральное государственное бюджетное учреждение науки
Геологический институт Сибирского отделения
Российской академии наук (ГИН СО РАН)
Федеральное государственное бюджетное образовательное
учреждение высшего образования
Бурятский государственный университет (ФГБОУ ВО БГУ)
Российский фонд фундаментальных исследований
Бурятское отделение Российского минералогического общества**

**МАТЕРИАЛЫ XVII ВСЕРОССИЙСКОЙ
КОНФЕРЕНЦИИ
ПО ТЕРМОБАРОГЕОХИМИИ,
посвященной 80-летию
со дня рождения д-ра геол.-минерал. наук
Феликса Григорьевича Рейфа
(1936–2008)**

Улан-Удэ, ГИН СО РАН, 12 – 17 сентября 2016 г.

Улан-Удэ
Издательство Бурятского научного центра СО РАН
2016

УДК 553.2, 552.1
ББК 26.3(2Р54)
М 341

Редакционная коллегия:
канд. геол.-минерал. наук Б.Б.Дамдинов
канд. геол.-минерал. наук Л. Б. Дамдинова

М341 Материалы XVII Всероссийской конференции по термобарогеохимии, посвященной 80-летию со дня рождения д-ра геол.-минерал. наук Феликса Григорьевича Рейфа (1936–2008). – Улан-Удэ: Изд-во БНЦ СО РАН, 2016. – 204 с.

ISBN 978-5-7925-0440-0

Сборник содержит тезисы докладов Всероссийской научной конференции по термобарогеохимии, посвященной 80-летию со дня рождения д-ра геол.-минерал. наук Ф. Г. Рейфа. В работах обсуждаются результаты исследований физико-химических параметров формирования гидротермальных рудных месторождений, магматических и метаморфических комплексов на основе изучения флюидных и расплавных включений. Издание представляет интерес для специалистов по термобарогеохимии, рудообразованию и петрологии магматических и метаморфических пород, а также для аспирантов и студентов геологических специальностей.

Материалы публикуются в авторской редакции, авторы докладов несут полную ответственность за их содержание.



Издание тезисов и проведение конференции осуществлено при финансовой поддержке РФФИ (проект №16-05-20608-э), ООО «Прииск Ципиканский».

УДК 553.2, 552.1
ББК 26.3(2Р54)

© ФБГУН «Геологический институт СО РАН», 2016
ISBN 978-5-7925-0440-0 © Бурятский научный центр СО РАН, 2016

ПРЕДИСЛОВИЕ



Феликс Григорьевич Рейф – талантливый самообытный ученый-геолог – доктор геолого-минералогических наук, один из виднейших исследователей недр Байкальского региона, создатель одной из ведущих в России школы термобарогеохимических исследований, заслуженный деятель

науки Российской Федерации и Республики Бурятия.

Феликс Григорьевич родился 26 апреля 1936 г. на 111 разъезде Оловянинского района Читинской области в семье военного Григория Абрамовича Рейфа и Веры Константиновны Веселовской.

Вся его трудовая деятельность была связана с изучением геологии и минерально-сырьевого комплекса Бурятии, куда он прибыл по направлению в 1959 г. после окончания с отличием геологического факультета Воронежского госуниверситета. С первых же маршрутов Феликс Григорьевич начал свой путь к познанию тайн земных недр. С 1961 г. молодой инженер — старший геолог Северной партии — уже руководил геологической съемкой и поисками масштаба 1:200 000 и, по сути, стал самым молодым основным автором Государственной геологической карты и карты полезных ископаемых листа О-49-XXXI.

В качестве начальника ряда геологических партий Феликс Григорьевич вел геологическую съемку масштаба 1:50 000 в Западном Забайкалье. Под его руководством выявлены и изучены десятки рудопроявлений, геохимических, шлиховых и геофизических аномалий. В их числе Малыгинское и Тарасовское молибденовые, полиметаллические Нохой-Дошо и Хасурта, группа радиоактивных аномалий Курбы и Ангыра и другие. Уже в то время Феликса Григорьевича увлекла связь эндогенного оруденения с магматизмом, появились первые научные публикации. Собранный им в 1963-1970 гг. материал стал основой будущей кандидатской диссертации.

С 1970 года вся жизнь Феликса Григорьевича была связана с Геологическим институтом СО РАН в г. Улан-Удэ, где в полной мере раскрылся его исследовательский и организаторский талант. В 34 года он отказался от должности начальника геологической партии и

поступил в очную аспирантуру при отделе геологии Бурятского филиала СО АН (научный руководитель Г.В. Андреев). В 1973 г. после окончания аспирантуры был зачислен в лабораторию петрографии Бурятского геологического института. В этом же году в Институте геологии и геофизики (г. Новосибирск) успешно защитил кандидатскую диссертацию на тему «Физико-химические условия формирования палеозойских гранитоидов хребта Улан-Бургасы».

Характерной чертой творчества Феликса Григорьевича было сочетание фундаментальных исследований, первоклассный уровень которых признан мировым геологическим сообществом, с потребностями геолого-разведочной и поисковой практики. Основным направлением научных исследований Ф. Г. Рейфа стало выяснение физико-химических условий генерации и кристаллизации магм, роли магматического процесса в формировании рудообразующих гидротермальных систем, локальное прогнозирование плутогенных рудных месторождений методами термобарогеохимии, а также развитие и усовершенствование методов исследования включений в минералах.

В семидесятые - восьмидесятые годы благодаря начатым Ф.Г. Рейфом исследованиям расплавных и флюидных включений в институте сформировалось новое в то время направление в исследовании процессов магмо- и рудообразования, основанное на экспериментальном и аналитическом изучении мельчайших (около 20 мкм в поперечнике) включений минералообразующей среды (расплава или раствора) в минералах. В результате систематического изучения расплавных включений в минералах гранитов впервые получен большой массив сопоставимых количественных данных об исходном водосодержании гранитообразующих магм, что позволило выявить существенное влияние этого параметра на рудопродуктивность гранитных интрузий. Феликсом Григорьевичем изучены P,T-условия формирования гранитоидных массивов Восточного Прибайкалья и многочисленных интрузий Забайкалья, Северного Кавказа и Центрального Казахстана. С большой детальностью и присущей Ф.Г. Рейфу ответственностью исследованы практически все крупнейшие редкометалльные месторождения Забайкалья — Первомайское, Мало-Ойногорское и Жарчихинское молибденовые, Инкурское штокверковое вольфрамовое, Ермаковское бериллиевое, Орловское танталовое и многие другие. Вместе с сотрудниками лаборатории Ф.Г. Рейфом разработан новый (термобарогеохимический) метод локального прогнозирования месторождений вольфрама и молибдена, который успешно прошел апробацию в производственных условиях в ПГО «Бурятгеология» и «Севкавгеология».

Созданные Ф.Г. Рейфом и Е.Н. Бажеевым термокамеры с силитовым нагревателем позволили оценивать температуры кристаллизации расплавных и флюидных включений. В 1980-1990 гг. совместно с Ю.М. Ишковым разработана и апробирована оригинальная методика лазерно-спектрального микроанализа индивидуальных флюидных включений на приборе LMA-1. Этот метод превосходил по большинству показателей единственный в то время зарубежный аналог. На его основе проведено коллективное исследование металлоносности рудообразующих растворов, в ходе которого Ф.Г. Рейф сформировал и возглавил межинститутскую исследовательскую программу «Металлоносность рудообразующих флюидов», объединившую усилия ведущих термобарогеохимических школ страны. В этой программе, посвященной решению одной из актуальных и труднорешаемых проблем рудогенеза, участвовали сотрудники академических институтов Москвы, Новосибирска, Иркутска, Владивостока, Алма-Аты и др. Данный метод позволил впервые в мировой практике провести систематическое изучение металлоносности рудообразующих растворов, участвовавших в формировании разнотипных рудных месторождений, получить данные о концентрациях во флюидных включениях широкого спектра элементов (Mo, W, Fe, Cu, Be, Mn, Pb, Zn, Ag, B и др.), установить геохимическую специализацию флюидов и оценить нижний предел концентрации профилирующих металлов в растворах (около 0.1 м), который необходим для формирования промышленных руд. Разработанные Ф.Г. Рейфом методики выдвинули Геологический институт в Улан-Удэ на передовые позиции в области изучения редкометалльных месторождений. Результаты этих исследований опубликованы в ведущих отечественных и международных журналах.

На основе проведенных исследований в 1985 г. в Институте геохимии и аналитической химии (г. Москва) Феликс Григорьевич Рейф блестяще защитил докторскую диссертацию на тему «Роль гранитоидов в рудообразовании и прогнозирование на термобарогеохимической основе (W, Mo)».

В 1989-2003 гг. Ф.Г. Рейф заведовал лабораторией гранито- и рудообразования Геологического института. С 1993 г. Феликс Григорьевич постоянно участвовал в конкурсах Российского фонда фундаментальных исследований и неизменно получал его поддержку. С 1997 г. являлся экспертом этой организации, с 1995 г. и до последних дней участвовал в реализации международных и российских исследовательских проектов самого высокого уровня.

Им опубликовано более 130 научных работ, среди которых пять монографий и десятки статей в ведущих отечественных и

международных изданиях. Его работы хорошо известны широкому кругу отечественных и зарубежных специалистов.

За крупный вклад в изучение рудообразующих процессов и создание нового метода анализа концентраций рудных элементов в гидротермальных растворах, а также разработку наиболее современной модели гидротермально-магматического рудообразования Феликсу Григорьевичу Рейфу было присвоено звание «Заслуженный деятель науки Российской Федерации».

Феликс Григорьевич был замечательным учителем, терпеливым, доброжелательным, всегда готовым помочь, подсказать, он умел объяснять сложные вещи простыми словами. Его открытость и широта знаний привлекала к нему исследователей из многих городов и стран, поэтому в разные годы у него прошли стажировку сотрудники НИИ из Москвы, Санкт-Петербурга, Иркутска, Алма-Аты, Тбилиси, Чанчуня и др. Под его руководством защитили диссертации Е.Д. Бажеев (1982), Ю.М. Ишков (1988), К.З. Стельмачонок (1995), Л.Б. Дамдинова (2005).

Всем, кто знал Феликса Григорьевича, известна его невероятная работоспособность, высочайший профессиональный уровень, незаурядные творческие способности, широкая эрудиция, прекрасное чувство юмора, способность к критической самооценке, коммуникабельность, исключительная доброжелательность к окружающим. Все это снискало ему заслуженный авторитет как в институте, так и среди коллег по всей стране.

Феликс Григорьевич полностью отдавал себя работе и науке, был прекрасным семьянином, мужем, отцом и дедушкой. Все эти годы вместе с ним всегда была его верная спутница Людмила Ивановна Рейф, его поддержка и опора, с которой они прожили более 50 лет и вырастили замечательных детей Сергея и Веру. Феликс Григорьевич был талантливым в любом деле, прекрасным руководителем, настоящим другом, товарищем и коллегой, душой компании, добрым, светлым и отзывчивым человеком.

Для всех нас Феликс Григорьевич Рейф останется в памяти настоящим ученым-геологом, Человеком, который всегда будет примером для подражания.

1 января 2008 г. Феликс Григорьевич ушел из жизни.

ФЛЮИДНЫЙ РЕЖИМ ФОРМИРОВАНИЯ СЮЛЬБАНСКОЙ ЗОЛОТОРУДНОЙ ЗОНЫ (МЕСТОРОЖДЕНИЕ УРЯХ, ИРКУТСКАЯ ОБЛ.) ПО ДАННЫМ ИЗУЧЕНИЯ ГИДРОТЕРМАЛЬНЫХ ИЗМЕНЕНИЙ И ФЛЮИДНЫХ ВКЛЮЧЕНИЙ

С.С. Абрамов¹, Е.О. Грознова^{1,2}

¹ *Институт геологии рудных месторождений, петрографии,
минералогии, геохимии РАН, г. Москва, westabra@yandex.ru*

² *Институт экспериментальной минералогии РАН, г. Черноголовка,
grozelena@yandex.ru*

Главной структурой рудного поля месторождения Урях является Сюльбанский разлом следящийся на протяжении не менее 25 км и контролирующей золото-сульфидно-кварцевое оруденение позднепалеозойского возраста [1, 2]. Березиты и так называемое штокверковое золото-сульфидное орудение на месторождении Урях локализовано в непосредственной близости от Сюльбанского разлома и в виде узкой полосы прослеживаются с СЗ на ЮВ через все рудное поле [1]

Детально изучено развитие процессов метасоматизма на участке Ветвистый. Основную часть разреза этого участка занимают породы усть-келянской свиты. Это интенсивно дислоцированные метавулканогенные породы, с переслаиванием контрастных андезитовых и риолитовых членов. В разрезе отмечаются также интервалы сложенные согласными телами гранитоидов – плагиогранитов, фельзит – порфиоров. Возраст гранитоидов определяется как раннепалеозойский [1]. Наиболее ранними метасоматическими изменениями, связанными с формированием месторождения, являются метасоматиты образующиеся в зоне Сюльбанского разлома. Это зоны развития доломитизации по карбонатным породам и альбит-доломитовые метасоматиты с рутилом и монацитом по кислым породам разреза.

За этими приразломными изменениями следуют объемные изменения синхронные развитию интенсивных деформаций, зон милонитизации, микроскладчатости. В породах основного среднего состава эти изменения выражаются в развитии бластоклазитов Ser-Ab-Chl-Carb-Ru состава, а в породах кислого соответственно Ser - Ab -Carb-Ru. Карбонат в этом типе преобразований представлен парой анкерит-сидероплезит. Широко распространено развитие предельного сидерита, который образуется в виде корон по рудным минералам (магнетиту, гематиту, пирротину) в ранних кварцевых жилах относящихся к ранним (допалеозойским?) этапам формирования

вулканогенной толщии. В краевых частях разреза, т.е. по мере удаления от зоны разлома наблюдается затухание процессов милонитизации и катаклаза. Здесь по породам кислого состава образуются серицит-биотитовые сланцы с кальцитом, а по породам средне-основного состава – эпидот-хлорит-кальцитовая зеленосланцевая ассоциация. Во всех типах пород рутил вытесняется титанитом.

Березитизация развивается как околожильный тип изменений. Развитие березитов контролируется системой пологих прожилков и жил кварц-карбонатного состава переменной мощности. Мощность березитовых оторочек варьирует в зависимости от мощности кварцевых жил, состава боковых пород. Березитизация - процесс развития порфиробластических сульфидов (пирита, халькопирита) в ассоциации с кварцем карбонатом и серицитом. При развитии процесса по породам основного состава образуется хлорит. Карбонат в этом типе метасоматитов относится к анкерит-сидеритовому ряду. Установлено, что при замещении карбонатов из ассоциации Ser-Ab-Chl-Carb-Ru состав новообразованных карбонатов в березитах более магнезиален, т.е. замещение идет по реакциям типа:

Сидероплезит=Доломит-Анкерит+ Пирит

Сидерит=Сидероплезит+Пирит

Золото образует вкрапленную минерализацию в ранее образованных сульфидах т.е. образуется после осаждения сульфидов (пирита и халькопирита).

На периферии разреза березитизация по Bt-Ser сланцам и эпидозитам затухает. Карбонат березитов представлен кальцитом, а пирит вытесняется гематитом. Эти изменения, как правило, безрудны.

Таким образом, по типу метасоматических изменений выделяется центральная часть разреза, характеризующаяся как зона действия Сюльбанского разлома, где на фоне интенсивных деформаций, последовательно развиваются изменения: Альбит-Доломитовые → Сидерит-Анкерит-Серицит-Рутиловые → Березиты с золотым оруденением. В периферических частях разреза ранний метасоматоз не проявлен и преобразования пород отвечают метаморфическим изменениям зеленосланцевой стадии.

Изучены флюидные включения (ФВ) в кварце из кварц-карбонатных прожилков контролирующих березитизацию методами микротермометрии и Рамановской спектроскопии. Исследование ФВ методом Рамановской спектроскопии проводилось в ИГМ СО РАН (Новосибирск) на спектрометре «Ramanor U-1000» фирмы Jobin Yvon.

При образовании кварцевых прожилков в минералообразующей системе присутствовала высокоплотная CO₂ и давление составляло

1290 – 1421 бар. Давление было рассчитано для сингенетических включений углекислотного и водно-солевого состава (Калюжный, 1982). При расчетах использованы диаграммы из работы (Kerkhof, Thiery, 1993) и компьютерная программа «FLINKOR» (Brown, 1989). Косвенный признак высокого давления – высокая декрипитационная активность ФВ. Давление рассчитанное для интервала температур 305 - 385 °С составляло 1029 – 1406 бар.

Методом Рамановской спектроскопии были исследованы 6 флюидных включений типов (V и VL) в кварце. Состав газовой фазы всех ФВ схож, для него характерно преобладание углекислоты (76.3 - 97.9 мол.%), постоянной примесью является азот (от 2,2 до 21,5 мол.%), в трех ФВ в незначительных количествах присутствует сероводород (0.7 до 2,2 мол.%), метан в этом образце не определен.

В единственном включении была обнаружена анизотропная твердая фаза. Она была идентифицирована как нахколит NaHCO_3 по спектральной линии 1046 cm^{-1} при сравнении ее со спектром нахколита из базы RRUFF (<http://rruff.info/>).

Таким образом, кварцевые прожилки в данных образцах отлагались из одинаковых флюидов Na-хлоридного состава в условиях гетерогенной среды. ФВ захватили высокоплотную углекислоту, отмечены признаки вскипания флюида. Для этих образцов характерен общий интервал концентраций и плотности, однако флюиды образца U2092264 были захвачены более высокотемпературными ФВ. Газовые ФВ и газовая фаза двух ФВ, характеризующие флюиды, участвующие в образовании кварцевых прожилков в метасоматитах содержала в основном CO_2 с небольшой примесью N_2 , и незначительными содержаниями H_2S .

Наши исследования показали, что березиты находятся в зоне характеризующейся высокой степенью дислокаций, деформаций, породы в этой зоне превращены в милониты, динамосланцы, бластоклазиты. По мере удаления от этой зоны деформации становятся незначительными. Граница развития этих деформаций в точности совпадает с границей развития зеленокаменных изменений, характеризующихся ассоциацией эпидот +хлорит в метабазах и биотит-серицит-хлорит+кальцит в кислых образованиях.

Исследования финансировались ООО «Северная золоторудная компания» и базовой научной программой ИГЕМ РАН: «Структурно-химические неоднородности минералов и модели магматических и гидротермальных рудообразующих систем»

1. Кучеренко И.В., Гаврилов Р.Ю. Структурно-динамические режимы образования золото_сульфидно_кварцевой минерализации в Сьюльбанской золоторудной зоне (бассейн среднего течения р. Витим). ч. 2. Урхское рудное

поле// Известия Томского политехнического университета. 2012. Т. 320. № 1 С. 19-27.

2. Чугаев А. В. , Носова А.А. , Абрамов С.С. , Чернышев И.В. , Бортников Н.С. , Ларионова Ю.О. , Гольцман Ю. В. , Моралев Г. В. , Вольфсон А. А. Раннепермский этап формирования золоторудных месторождений Северо-Восточного Забайкалья: изотопно -геохронологические (Rb-Sr и ^{39}Ar - ^{40}Ar) данные по Уряхскому рудному полю // Доклады Академии Наук. 2015, том 463, № 6, с. 700–704.

ИСТОРИЯ ГИДРОТЕРМАЛЬНЫХ ПРОЦЕССОВ НА МИХЕЕВСКОМ МО-СИ МЕСТОРОЖДЕНИИ ПО ДАННЫМ ИЗУЧЕНИЯ ВТОРИЧНЫХ ИЗМЕНЕНИЙ И ФЛЮИДНЫХ ВКЛЮЧЕНИЙ

С.С. Абрамов¹, О.Ю. Плотинская¹, Е.О. Грознова^{1,2}

¹ *Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии, геохимии РАН, г. Москва, westabra@yandex.ru*

² *Институт экспериментальной минералогии РАН, г. Черноголовка, grozelena@yandex.ru*

Изучение условий формирования эпitherмальных и порфировых месторождений на Урале началось относительно недавно [1-3, 7] и полученные результаты весьма ограничены. Нами было проведено изучение рудообразующей флюидной системы, сформировавшей Мо-Си-порфировое Михеевское (Южный Урал)

Мо-Си-порфировое Михеевское месторождение [6] приурочено к поясу даек кварцевых диоритов и их порфировых разностей, протягивающемуся субмеридионально между двумя крупными штоками диоритов (С₁₋₂), внедрившимися в вулканогенно-осадочные породы (D₃-С). Гидротермальные изменения начинаются с развития ассоциации пумпеллита с Act-Tr и сульфидами (пиритом и халькопиритом) в вулканогенно-осадочных породах основного состава. В более кислых породах отмечается развитие ассоциации Vt-Chl-Ab-стильпномелан. Дальнейшее развитие пренит-хлорит-пумпеллитовых и эпидот-пренитовых изменений в metabазитах фиксирует падение давления в обстановках минералообразования. Собственно рудосопровождающие изменения по типу изменений относятся к березитам-лиственитам. Хлориты Михеевского месторождения имеют большой диапазон составов. По магнезиальности отчетливо выделяется ранний магнезиальный хлорит из ассоциации Pmp+Chl+Act+Ser и железистый образующийся при березит-лиственитовых изменениях

Начальные изменения, зафиксированные в минералах гидротермального ореола Михеевского месторождения, относятся к пумпеллит-актинолитовой фации и характеризуются высокими давлениями (P=4.0-5.0 kb) и температурами 350-450 С. Далее, судя по ассоциациям (Pmp->Pr), давление падало, а температуры минералообразования оставались в диапазоне 300-400°С. Си-Мо оруденение связанное с березитами формировалось при давлении 0.1-0.8 kb и температурах 250-300 С. Оценки температур полученные при изучении флюидных включений [4] и по хлоритовому термометру [5] совпадают.

Работа выполнена при поддержке РФФИ №№ 13-05-00622а и 14-05-00725а и Программы Президиума РАН №5.

1. Грабежев А.И., Кузнецов Н.С., Пужаков Б.А. Рудно-метасоматическая зональность медно-порфировой колоны натриевого типа (парагонитсодержащие ореолы, Урал). Екатеринбург: Изд-во. УГГГА, 1998. 172
2. Грабежев А.И., Кузнецов Н.С., Пужаков Б.А. Рудно-метасоматическая зональность медно-порфировой колоны натриевого типа (парагонитсодержащие ореолы, Урал). Екатеринбург: Изд-во. УГГГА, 1998. 172
3. Грабежев А.И., Боровиков А.А., Вигорова В.Г. Флюидные включения в прожилковом кварце и карбонате медно-порфириновых месторождений Урала // Ежегодник -2007. Екатеринбург: изд-во ИГГ УрО РАН. С. 308-312.
4. Грознова Е.О., Плотинская О.Ю., Абрамов С.С., Боровиков А.А., Milovska S. Luptakova J. Условия формирования руд и состав рудообразующих флюидов эпitherмальных и порфириновых месторождений Урала. Материалы XVI Всероссийской конференции по термобарогеохимии . Иркутск, 10-14 сентября 2014 г.). – Иркутск. Издательство Института географии им. В.Б. Сочавы СО РАН, 2014. с. 24-26
5. Котельников А. Р., Сук Н. И., Котельникова З. А., Щекина Т. И., Калинин Г. М. Минеральные геотермометры для низкотемпературных парагенезисов // ВЕСТНИК ОНЗ РАН, ТОМ 4, NZ9001, doi:10.2205/2012NZ_ASEMPG, 2012
6. Шаргородский Б.М., Новиков И.М., Аксенов С.А. Михеевское месторождение медно- порфириновых руд на Южном Урале // Отечественная геология. 2005. № 2. С. 57-61
7. Plotinskaya O.Y., Grabezhev A.I., Groznova E.O. et al. The Late Paleozoic porphyry- epithermal spectrum of the Birgilda–Tomino ore cluster in the South Urals, Russia // Journal of Asian Earth Sciences. 2014. V.79. Part B. P. 910-931.

УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ И СОСТАВ ЗОЛОТОПРОДУКТИВНЫХ МИНЕРАЛЬНЫХ АССОЦИАЦИЙ АРЫСКАНСКОГО РУДОПРОЯВЛЕНИЯ (ЗАПАДНАЯ ТУВА)

Н.Н. Анкушева^{1,2}, Р.В. Кужугет³

¹Институт минералогии УрО РАН, Миасс, Россия,
ankusheva@mail.ru

²Южно-Уральский госуниверситет, филиал в г. Миасс, Россия

³Тувинский институт комплексного освоения природных
ресурсов СО РАН, Кызыл, Россия, rkuzhuget@mail.ru

Поисковыми, геологосъемочными и научно-исследовательскими работами 1952–88 гг. в Западной Туве было выявлено несколько золото-кварцевых рудопроявлений (Улуг-Саир, Хаак-Саир Арыскан, Дуушкунуг и др.). Эти объекты сосредоточены в Алдан-Маадырском рудном узле (АРПУ) на левобережье р. Хемчик в субширотной полосе размерами 45 × (5–7) км [4; 5]. Золото-кварцевые жилы рудопроявлений АРПУ сопряжены с метасоматитами березит-лиственитовой формации.

Целью работы стала характеристика состава и условий образования продуктивных минеральных ассоциаций Арысканского рудопроявления.

Арысканское рудопроявление расположено в восточной части АРПУ на южном склоне г. Арыскан и приурочено к восточной части Улуг-Саирской горст-антиклинальной структуры субширотного простирания, сложенной рассланцованными ордовикскими конгломератами, алевролитами и песчаниками. Золотое оруденение ассоциирует с березитами, развитыми по дайкам кислого состава и кварцевым песчаникам с прослоями алевролитов. Золото локализовано в лестничных жилах кварца в березитизированных дайках гранодиоритов, а также в сульфидно-кварцевых, карбонатно-кварцевых жилах и зонах окварцевания в песчаниках.

На рудопроявлении установлены следующие стадии: *допродуктивные* – березитовая (кварц, серицит, сидерит, анкерит, альбит, пирит), пирит-кварцевая (кварц, пирит, гематит, шеелит); *продуктивные* – золото-сульфидно-кварцевая (кварц, халькопирит, пирит, галенит, золото), золото-теллуридно-сульфидно-кварцевая (кварц, борнит, халькопирит, пирит, золото, петцит, гессит, теллурувисмутит, алтаит, Se-содержащий алтаит, Zn-теннантит-тетраэдрит, буххорнит); *постпродуктивные* – карбонатно-кварцевая (кварц, кальцит, Fe-доломит, анкерит) и хлорит-гематит-кварцевая (кварц, хлорит, гематит). В коре выветривания развиты малахит, азурит, лимонит, халькозин, ковеллин, церуссит, чеховичит и т.д.

Золото-сульфидно-кварцевая стадия накладывается на пирит-кварцевые прожилки в зонах метасоматитов и сланцев. Кварц плотный, мелкозернистый, молочно-белый с переходами от серовато-розовато-белого. В свою очередь, золото-сульфидно-кварцевые жилы пересекаются поздними молочно-белыми золото-теллуридно-сульфидно-кварцевыми прожилками. Кварц в них крупнозернистый, молочно-белый, непрозрачный. Простирание кварцевых жил и жильных зон ВСВ, залегание – близкое вертикальному, мощность жил от десятков сантиметров до 1 м, длина – от 15 до 50 м. Жильные зоны представляют собой системы шириной до 5 м и протяженностью от 10 до 75 м.

Золото-сульфидно-кварцевая стадия проявлена наиболее широко, кварцевые жилы и прожилки являются основными концентраторами Au: в алевролитах и гранодиоритах жилы существенно халькопиритовые; в березитизированных микродиоритах и кварцевых песчаниках – пиритовые. Золото присутствует в виде мелких выделений в кварце в ассоциации с галенитом, халькопиритом и пиритом. Морфология зёрен золота разнообразна, преобладают трещинно-прожилковые, комковидно-ветвистые и ксеноморфные разновидности. Химический состав золота (мас. %): 1) высокопробное: Au 89.25–93.75, Ag 6.33–9.49, Cu 0.01–0.40, Hg 0.00–0.02, Te 0.00–0.04; 2) среднепробное: Au 80.72–89.51, Ag 9.96–18.89, Cu 0.00–0.31, Hg 0.00–0.24, Te 0.00–0.05.

Методом микротермометрии были проанализированы флюидные включения в кварце из существенно халькопиритовой жилы в алевролитах и гранодиоритах (обр. АРР-62) и кварц-пиритовой жилы в березитизированных песчаниках (обр. АРР-60). В первом случае включения имеют размеры 5–10 мкм, с кристаллографическими очертаниями, газовые пузырьки достигают 20–30 % объема включения. Определения температур эвтектики единичны и составляют -23.1...-23.9 °С (n = 10), что отвечает NaCl–KCl–H₂O раствору [1]. Температура плавления льда -2,5...-4,7 °С, солёность – 4–7.5 мас. % NaCl экв. (n = 47) [6]. Включения гомогенизировались при температурах 230–290 °С (n = 47).

В кварце существенно пиритовых жил установлено 2 типа включений: I – 10–15 мкм, изометричной или удлинённой формы, с кристаллографическими элементами, располагающиеся равномерно в кварце; и II – округлые включения размером ~5 мкм, образующие скопления по 3–4 включения. Включения-I гомогенизируются при T = 200–270 °С (n = 61). Температуры эвтектики составили -22.8...-23.9 °С (n = 22), что указывает на солевой раствор NaCl–KCl–H₂O. Концентрации солей 4–8 мас. % (n = 52). Включения-II характеризуется

более низкими температурами гомогенизации (158–180 °С, $n = 11$). Из-за мелкого размера температура эвтектики была зафиксирована в единичных случаях, она составила -21 °С, что указывает на содержание NaCl–H₂O в растворе. Температуры плавления льда -1.7...-5.0 °С, что соответствует солёности раствора 2.9–7.8 мас. % NaCl-экв. ($n = 11$).

Таким образом, отложение минералов Au и Ag Арысканского рудопроявления происходило в течение двух стадий минералообразования: золото-сульфидно-кварцевой и золото-теллуридно-сульфидно-кварцевой. Более продуктивной является золото-сульфидно-кварцевая стадия. Золотины продуктивных стадий сходны по химическому составу, в них отмечается слабая зональность, выраженная в пониженном содержании Ag на 1–2 мас.% в центральной части золотин. Термобарогеохимические исследования показали, что кристаллизация минералов золото-сульфидно-кварцевой стадии происходила из растворов состава NaCl–KCl–H₂O с солёностью 4–8 мас. % NaCl-экв. Температуры гомогенизации флюидных включений 160–290 °С. По данным [2] формирование жил Улуг-Саирского рудопроявления происходило при давлении 0.9–1.0 кбар. Если принять, что глубины формирования Арысканского и Улуг-Саирского рудопроявления близки, то в этом случае поправка к температурам гомогенизации составляет 50 °С, а истинные температуры формирования кварцевых жил золото-сульфидно-кварцевой стадии могли составить 208–340 °С. Температурный интервал формирования золото-теллуридно-сульфидно-кварцевой стадии, судя по диаграмме стабильности Au–Ag–Te минералов ассоциации петцит–гессит–самородное золото, соответствует 280–128 °С, при значениях $\log f(\text{Te}_2) = 10^{-13} - 10^{-10}$ [3].

Таким образом, золотое оруденение Арысканского рудопроявления сопряжено с березитами (по кислым дайкам и песчаникам) и поздняя продуктивная стадия представлена золото-теллуридной ассоциацией.

Исследования поддержаны госбюджетной темой Института минералогии УрО РАН (№ АААА-А16-116021010244-0).

1. Борисенко А.С. Изучение солевого состава растворов газово-жидких включений в минералах методом криометрии // Геология и геофизика, 1997. № 8. С. 16–28.
2. Борисенко А.С., Лебедев В.И., Оболенский А.С., Зайков В.В., Тюлькин В.Г. Физико-химические условия формирования гидротермальных месторождений Западной Тувы // Основные параметры природных процессов эндогенного рудообразования. Новосибирск: Наука, 1979. С. 226–235.

3. Бортников Н.С., Крамер Х., Генкин А.Д. и др. Парагенезисы теллуридов золота и серебра в золоторудном месторождении Флоренсия (Республика Куба) // Геология рудных месторождений, 1988. № 2. С. 49–61.
4. Зайкова Е.В., Зайков В.В. О золотом оруденении в Западной Туве, связанном с девонским магматизмом // Материалы по геологии Тувинской АССР. Кызыл, 1969. С. 72–76.
5. Рудные формации Тувы. / Отв. ред. В.А. Кузнецов. Новосибирск. Наука, 1981. 201 с.
6. Bodnar R.J., Vityk M.O. Interpretation of microthermometric data for H₂O–NaCl fluid inclusions // Fluid inclusions in minerals: methods and applications. Pontignana-Siena. 1994. P. 117–130.

УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ КВАРЦИТОВ КЯХТИНСКОЙ ГРУППЫ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ПО РЕЗУЛЬТАТАМ ТЕРМОМЕТРИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ

Д.Ц. Аюржанаева, И.А. Избродин, Л.Б. Дамдинова
Геологический институт СО РАН, Улан-Удэ, Россия,
dulmazhap@mail.ru

В Юго-Западном Забайкалье известно несколько проявлений кварцитов неясного генезиса, приуроченных к силлиманит–кварцевым и кварц–силлиманитовым сланцам. В последних они образуют «слои» и линзы мощностью от десятков см до 30 м и прослеживаются по простиранию до 1 км. Редко кварциты формируют самостоятельные прослои и линзы среди биотитовых гнейсов. В силлиманитсодержащих породах они почти нацело состоят из кварца, с примесью мусковита (3-5%), силлиманита (5-8%), рутила (1-2%) и магнетита (1%). В некоторых случаях кварциты имеют грубополосчатое строение с послойным расположением силлиманита и мусковита. В них присутствует примесь рутила, титаногематита, магнетита, лазулита. Характерной особенностью кварцитов являются высокие содержания титана (в среднем 1,5 мас.% TiO_2). Это связано с равномерным распределением рутила, реже отмечаются полосовидные и неправильной формы сегрегации (количество TiO_2 в них достигает 5.5 мас. %). Кварциты серого, розовато-серого цвета, присутствующие в пределах гнейсов, состоят из разнозернистого кварца (размер 0.8-4 мм) с неровными зубчато-заливчатыми очертаниями. Иногда по трещинкам кварца присутствует тонкочешуйчатый агрегат мусковита и гидроокислов железа, реже развивается вудхаузеит, барит и вивианит. Кварц содержит включения призматического рутила и округлой формы циркона. Структура кварцитов гранобластовая, неравномернозернистая.

Нами были изучены флюидные включения в кварце из кварцитов трех участков. Первый тип кварцитов залегает непосредственно в силлиманитсодержащих сланцах (участок Крутой) Кяхтинского месторождения. Второй тип располагается в поле биотит-амфиболовых гнейсов (участок Черная Сопка). Третий участок (Глухая Падь) образует обособленное проявление кварцитов и силлиманитсодержащих сланцев - расположенных в биотит-роговообманковых гнейсах в 10 км на север от участка Крутой.

В зернах кварца участка Крутой изучены первично-вторичные газово-жидкие (Ж + Г) флюидные включения размером от 5 до 30 мкм. Включения равномерно рассеяны по всему зерну кварца, местами образуют группы из 5-15 включений. Форма вакуолей – округло-

удлиненная. Температура эвтектики ($T_{эвт.}$) водной фазы флюидных включений колеблется в интервале температур ($-21,2$ – $-23,5^{\circ}\text{C}$) и близка к натриевой водно-солевой системе [1]. Интервал температур плавления ($T_{пл.}$) галита варьирует от $+8,5$ до $+12^{\circ}\text{C}$, приблизительно соответствуя солёности $26,2$ мас.% экв. NaCl [2] (табл. 1).

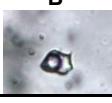
Флюидные включения в кварце из участка Черная Сопка имеют размеры 16 – 32 мкм, они представлены преимущественно двухфазными (Ж+Г) включениями. $T_{эвт.}$ газовой-жидких включений колеблется в интервале ($-22,3$ – $-23,5^{\circ}\text{C}$) и также близка к натриевой водно-солевой системе [1]. $T_{плав}$ галита варьирует от $+8,2$ – $+9,2^{\circ}\text{C}$, приблизительно соответствуя солёности $26,2$ мас.% экв. NaCl [2]. $T_{гом}$ включений составляют $+253$ – $+314^{\circ}\text{C}$ (табл. 1).

Кроме того, в единичных случаях установлены первичные кристаллофлюидные включения (Ж+Г+КР) размером до 15 мкм. $T_{эвт}$ их составила -55°C , что соответствует преобладанию кальциево-натриевой системы [1]. $T_{пл}$ галита лежат в интервале от $+8,2$ – $+9,7^{\circ}\text{C}$, что эквивалентно концентрациям раствора 26 мас. % экв. NaCl [2]. $T_{гом}$ включений не превышает 313°C .

На участке Глухая Падь изучены первичные двухфазовые газовой-жидкие (Ж+Г) и трехфазные (Ж+Жу+Г) включения размером от 12 до 18 мкм. В результате измерений первичных двухфазовых включений выявлены разные по составу солевых систем включения. В одних включениях $T_{эвт}$ колеблется в интервале ($-21,0$ – $-21,2^{\circ}\text{C}$), что соответствует натриевой водно-солевой системе, в других $T_{эвт}$ колеблется в интервале ($-35,2$ – $-37,0^{\circ}\text{C}$), что указывает на присутствие хлоридов железа. $T_{плав}$ галита в обоих типах включений варьирует от $+7,8$ – $+8,5^{\circ}\text{C}$, приблизительно соответствуя солёности $26,2$ мас.% экв. NaCl. $T_{гом}$ включений составляют $+327$ – $+343^{\circ}\text{C}$. $T_{эвт}$ трехфазовых включений составила $-37,0$ – $-38,0^{\circ}\text{C}$, что близко к магниевым и натриевым солевым системам [1]. $T_{плав}$ галита колеблется от $+7,8$ до $+9,2^{\circ}\text{C}$, соответствуя солёности $26,2$ мас. % экв. NaCl [2]. $T_{гом}$ включений составляют 336 – 338°C (табл. 1).

Таким образом, кварциты трех участков сформированы главным образом водно-хлоридными, с участием гетерогенных углекислотных магниевых-кальций хлоридных флюидов в интервале температур от 250 до 338°C . Несмотря на незначительные различия в минеральном составе, по химическому составу, петрохимическим особенностям и термометрическим параметрам флюидов кварциты трех участков близки между собой, что говорит о едином источнике и близких условиях их формирования.

Таблица 1. Типы включений в кварцитах и их термо- и криометрические характеристики

Участок / фото включений	Генерация включений	$T_{зет}, ^\circ\text{C}$	Состав раствора	$T_{плав льда, галита}, ^\circ\text{C}$	Соленость, (мас. %), экв. NaCl	$T_{гом}, ^\circ\text{C}$
Крутой 	Первично-вторичные , двухфазные	-21,2 - -23,5	NaCl+KCl+H ₂ O	+8,5 - +12	26,2	-
Черная сопка А 	Первичные , двухфазные	-22,3 - -23,5	NaCl+KCl+H ₂ O	+8,7 - +9,2	26,2	+253 - +314
Б 	Первичные , кристаллофлюидные	-55,0 - -55,0	CaCl ₂ +NaCl+H ₂ O	+7,7 - +8,2	26,2	+313
Глухая Падь А 	Первичные , двухфазные	-21,0 - -21,2	NaCl+H ₂ O.	+8,2 - +8,5	26,2	+327 - +343
Б 	Первичные , двухфазные	-35,2 - -37,0	NaCl+FeCl ₂ +H ₂ O	+7,8 - +8,5	26,2	+339 - +343
В 	Первично-вторичные , трехфазные	-37,0 - -38,0	Na ₂ CO ₃ +K ₂ CO ₃ +H ₂ O	+7,8 - +9,2	26,2	+336 - +338

1. Борисенко А.С. Изучение солевого состава растворов газовой-жидких включений в минералах методом криометрии // Геология и геофизика. 1977. № 8. С. 16–28.

2. Bodnar R.J., Vityk M.O. Interpretation of microthermometric data for H₂O-NaCl fluid inclusions // Fluid inclusions in minerals: method and application. Pontignano_Siena, 1994. P. 117–130

О РОЛИ МАГМАТИЧЕСКОГО ЭТАПА В ПРОЦЕССЕ ФОРМИРОВАНИЯ W ОРУДЕНЕНИЯ, СВЯЗАННОГО С РЕДКОМЕТАЛЬНЫМИ ПЛЮМАЗИТОВЫМИ ГРАНИТАМИ

Е.В. Баданина¹, Л.Ф. Сырицо¹, Р.Томас², В.С. Абушкевич³

¹*Санкт-Петербургский государственный университет,
Санкт-Петербург, Россия, e.badanina@spbu.ru*

²*Геоисследовательский центр Потсдама, Потсдам, Германия*

³*Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, Санкт-Петербург, Россия*

Ведущим направлением творческой деятельности Ф.Г. Рейфа являлось выяснение «сущности связи эндогенных месторождений с гранитоидными интрузиями» ([2], стр. 163). При этом рудообразующая роль гранитоидов в образовании грейзеново-жильной рудной формации не вызывала сомнения, принципиальным являлся вопрос «в какой мере собственно магматический процесс ответственен за возникновение рудообразующей системы» (там же). Постоянная пространственная приуроченность месторождений этого типа к гранитным массивам и в тоже время признанная гидротермальная природа их образования предопределяют необходимость решения первостепенного вопроса об условиях и механизмах формирования рудообразующего потенциала гранитов и формах переноса рудных компонентов к месту их локализации. При такой постановке проблемы важнейшим является вопрос изучения магматогенного флюида, отделяющегося от интрузий, сопровождающихся оруденением, его состава, времени и условий отделения от расплава и его перехода в гидротермальный раствор. Для решения этой проблемы Ф.Г. Рейфом был разработан оригинальный термобарогеохимический подход, основанный на изучении включений минералообразующих сред в минералах гранитоидных интрузий и ассоциирующих с ними месторождений грейзеново-жильной формации. Такой методологический подход позволял сопоставлять состав магматогенного флюида и наследующего его послемагматического гидротермального раствора и более корректно оценивать характер генетической связи. С этих позиций на примере известных месторождений Забайкалья и Центрального Казахстана Ф.Г. Рейфом рассмотрены условия дегазации гранитоидных магм, оценены параметры металлоносности магматогенных флюидов, показано, что необходимым условием формирования рудных месторождений является исходное повышенное содержание воды.

Предлагаемое нами сообщение акцентирует внимание на роли наиболее раннего этапа формирования гранитоидной рудно-

магматической системы, завершающегося образованием вольфрамового оруденения. Представляется исключительно важным оценить характер поведения W в процессе эволюции состава материнского расплава, о чём можно судить по уровням его концентрации в составе стёкол расплавных включений (РВ) в рядах дифференциатов пород, характерных для рудоносных флюидонасыщенных систем. Такая работа выполнена нами на примере Хангилайского интрузива в Восточном Забайкалье, который представляет собой редкий случай пространственного совмещения сателлитов с различной геохимической специализацией пород, летучих и металлогенической специализацией оруденения: Орловский массив Li-F гранитов с Та-оруденением и Спокойнинский массив «стандартных» редкометальных плюмазитовых гранитов (РПГ) с W-оруденением, каждый из которых характеризуется дифференцированным строением, типичным для гранитов с различной степенью флюидонасыщенности. Эти исследования показали, что указанные типы различаются поведением W в процессе фракционирования расплава, временем кристаллизации вольфрамита относительно возраста формирования гранитного массива, пространственной локализацией оруденения. При этом выявлен парадоксальный эффект. Заметное прогрессивное накопление W (от 2,5 до 61,8 г/т) происходит лишь в процессе фракционирования Li-F расплава в ряду дифференциатов от исходных биотитовых гранитов Хангилайского массива (2,55 г/т) до лепидолит-амазонитовых гранитов апикальной части Орловского массива (до 61,8 г/т), в то время как в ряду пород отмечается лишь слабое увеличение концентрации W (от 6,4 до 11,2 г/т). В расплаве Li-F гранитов Эренфриедерсдорфа (Германия) такое накопление более ощутимо (от 68 до 292 г/т) [4]. При этом вольфрамит для Li-F гранитов не характерен. Результаты известных экспериментальных исследований гаплогранитных систем с флюсовыми компонентами при P-T условиях близких к природным (2 кбар, 650-850 °C) [3] и выполненные нами расчёты по растворимости вольфрамита непосредственно в расплавах Li-F гранитов (условия гомогенизации РВ: 550-750 °C, 2 кбар, выдержка 24 часа, быстрая закалка) показали, что уровень насыщения расплава вольфрамитом, необходимый для его кристаллизации не достигается. В тоже время экспериментальные данные свидетельствуют о больших величинах коэффициентов распределения в системе флюид-гранитный расплав до $D_w \sim 3-5$ [3]. Таким образом, накопление W в процессе дифференциации флюидонасыщенного расплава, не фиксирующееся в составе породы, невозможность кристаллизации вольфрамита на магматическом этапе

и, с другой стороны, благоприятные условия для его перехода во флюид, создают предпосылки для выноса W за пределы магматической камеры на гидротермальном этапе: Ферберитовое месторождение в надкупольной зоне Орловки, вольфрамит-касситеритовые кварц-амазонитовые жилы месторождения Старая Этыка в ареале Этыкинского массива Li-F гранитов и W месторождение в ареале Ийчуньского массива, ЮВ Китай. Этому процессу способствовала чрезвычайно высокая флюидонасыщенность расплава, судя по Орловскому массиву содержащего на завершающем этапе развития до 9,9 мас.% H₂O, 2,34 мас.% F, 2.1 мас.% В и до 5077 г/тLi [1].

Принципиально иной характер поведения W прослеживается в Спокойнинском массиве. Здесь не происходит прогрессивного накопления W в ряду дифференциатов. Вариации содержания W в расплаве рудоносной апикальной части массива составляют от 1,03 до 21,8 г/т. В расплаве «стандартного» типа РПГ Рудных гор содержание W варьирует от 5 до 34 г/т. В этом типе гранитов W индифферентен к процессу фракционирования расплава и экстремальное его накопление в породе здесь не зависит от геохимических индексов фракционирования, что хорошо согласуется с представлением о его послемагматической природе.

Изотопно-геохимические исследования на основе изучения Rb-Sr и Sm-Nd изотопных систем, предпринятые с целью оценки возраста кристаллизации непосредственно вольфрамита (по специально разработанной методике в ИГГД РАН) и характера соотношения со временем формирования гранитных массивов подтвердили различия генетической природы вольфрамита в гранитах с различной флюидонасыщенностью. Так, изотопные датировки времени кристаллизации вольфрамита в Орловском массиве ($139,5 \pm 2,1$ млн лет) весьма близки времени формирования Li-F гранитов массива ($140,6 \pm 2,9$ млн лет), что позволяет предполагать наличие акцессорного вольфрамита, кристаллизующегося на близмагматическом этапе. В то время как все разновидности вольфрамита Спокойнинского массива – из жил, грейзенов, пегматоидов кристаллизуются одновременно ($139,5 \pm 1,1$ млн лет), в возрастном интервале заметно отличном от возраста формирования массива ($144,5 \pm 1,4$ млн лет) – позже на 2,5 млн лет. Возможно, этот период соответствует времени формирования гидротермальной системы.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проекты № 08-05-00766, 13-05-01057) и стипендии Службы академических Обменов Германии (DAAD).

1. Баданина Е.В., Сырицо Л.Ф., Волкова Е.В. и др. Состав расплава Li-F гранитов и его эволюция в процессе формирования рудоносного Орловского массива в Восточном Забайкалье // Петрология. 2010. 18 (2), 139-167.
2. Рейф Ф.Г. Рудообразующий потенциал гранитов и условия его реализации. М.: Наука. 1990. 181 с.
3. Чевычелов В.Ю. Распределение летучих, породообразующих и рудных компонентов в магматических системах: экспериментальные исследования. Автореф. докт. дисс. М.: ИЭМ РАН, 2013. 62 с.
4. XuDongChe, R.L. Linnen, RuChengWangetal. Tungsten solubility in evolved granitic melts: An evaluation of magmatic wolframite // Geochimica et CosmochimicaActa. 2013. V. 106. P. 84-98.

ВКЛЮЧЕНИЯ ОЛИВИНА В АЛМАЗАХ ИЗ КИМБЕРЛИТОВ ЯКУТИИ

Л.Д.Бардухинов^{1,2}, Р.В. Монхоров^{1,2}

¹Научно-исследовательское геологоразведочное предприятие
(НИГП) АК «АЛРОСА» (ОАО), Мирный, Россия,
bardukhinovLD@alrosa.ru

²Геологический институт СО РАН, Улан-Удэ, Россия

Оливин встречается в алмазах довольно часто и является одним из наиболее распространенных включений. Он представляет собой бесцветные кристаллики различного размера (до 0,3-1 мм), которые находятся внутри алмаза близко к поверхности или глубоко внутри в центре кристалла алмаза. Внешний вид включений оливина весьма разнообразен. Они имеют форму хорошо ограненных кристалликов с ясно различимыми гранями разного габитуса.

Исследование включений в алмазах проводилось на конфокальном рамановском микроскопе InVia фирмы RENISHAW, оснащенный программным пакетом Wire 3. Возбуждение колебаний решетки осуществлялось с помощью лазерного излучения с длиной волны 532 нм, при этом была выбрана дифракционная решетка 1200 л/мм и CCD-детектор. Рамановский спектрометр имел разрешение 1–2 см⁻¹. Точность волнового числа составляла не менее 0.5 см⁻¹ и калибровалась с помощью монокристаллического кремниевого стандарта. Спектры регистрировали с использованием объектива х50, х20 (Leica, Германия).

Род оливина включает в себя несколько минералов: форстерит, фаялит, кнебелит, тефроит, при этом в Рамановской спектроскопии включений оливина в алмазах, следует уделять большее внимание на форстерит и фаялит и их изоморфным вариациям.

Положение и интенсивность комбинационных сдвигов в спектре характеризует кристаллическое строение и химический состав минерала. Рамановский спектр оливина имеет характерный набор из двух интенсивных линий около 825 см⁻¹(K₁) и 855 см⁻¹(K₂), которым соответствуют колебания кристаллической решетки связи Si-O (ассимметричное растяжение и симметричное валентное колебание соответственно).

Проведено изучение включений оливинов в 100 алмазах из 13 кимберлитовых трубок ЯАП (Айхал, Зарница, Комсомольская, Озерная, Русловая, Майская, Комсомольская-Магнитная, Мир, Юбилейная, Удачная, Интернациональная, Новинка, Заполярная) спектроскопией комбинационного рассеяния (КР). Положение

основных пиков K1 и K2 в спектрах КР оливина определены около 825 и 857 см⁻¹.

Используя результаты определения K1 и K2 в спектрах КР рассчитана степень магнезиальности включений оливинов (Mg#) в алмазах из кимберлитовых трубок ЯАП. Необходимо отметить, что приведенная магнезиальность оливина в алмазах изменяется в достаточно широких пределах и принимает значения от 75% до 99%. Так среднее значение этого параметра для форстеритового минала в алмазах из трубок Мир составило 86,3%; тр. Интернациональная 85,8 %; тр. Комсомольская-Магнитная 92,2%; тр. Юбилейная 90,4%; тр. Заполярная 90,1 %. Аномально низкие показатели магнезиальности (менее 70%) в сторону фаялитового минала получены для включений в алмазах из трубок Айхал, Интернациональная, Мир и Заполярная. В тоже время высокая степень содержания магния отмечается для оливинов из трубок Зарница, Юбилейная, Новинка.

Распределение по магнезиальности включений оливинов в алмазах из кимберлитовых трубок ЯАП бимодальное с двумя высокими максимумами форстеритового минала на 90,0-95,0 и 80,0-85,0. Из литературных источников известно, что в ультраосновных породах резко преобладают оливины с содержанием форстеритовой молекулы 92-93 %, более железистые их разности (86-88 % Fo) содержатся в катаклазированных дунитах [2]. Такой же железистый состав имеют идиоморфные кристаллы оливина, образование которого связывают с кристаллизацией из кимберлитового расплава [1].

Одновременный рост алмаза и его сингенетического включения происходит в некоторой постоянной среде, но после подъема алмаза на поверхность возникает разница в параметрах объемного расширения, по причине декомпрессии и охлаждения, между включением и минералом-хозяином, что приводит к увеличению давления на включение со стороны алмаза. Так называемое «остаточное давление» можно определить по сдвигам линий в спектрах КР, зафиксированных для включения внутри алмаза. Наиболее интенсивные полосы валентных колебаний SiO₄-групп в спектре оливина наблюдались в виде дублета с максимумами около 825 и 857 см⁻¹, которые имеют скорость сдвига по давлению 2,81±0,09 и 2,69±0,12 см⁻¹/ГПа [4].

Анализ Рамановских спектров включений оливина в алмазах показал, что эти полосы имели максимальные сдвиги по частоте для включения в образце 752 (тр. Новинка): ~827,79 и алмазе 18 (тр. Юбилейная) 858,12 см⁻¹. В спектрах включения оливина в алмазах значения сдвигов K1 и K2 были использованы для определения остаточного давления P (ГПа). Так спектры КР, полученные от

оливинового включения, дали максимальный сдвиг каждой из полос дублета на величину $\Delta\nu$ (см⁻¹), что соответствует внутреннему остаточному давлению во включении Р. Расчетные данные приведены в таблице 4, при этом все вычисления выполнены по данным работы [43]. Таким образом, установленное остаточное давление во включениях может быть использовано для оценки давления в момент кристаллизации алмаза, используя геобарометр [3].

Сравнительный анализ спектров КР включений оливина в алмазах из кимберлитовых трубок ЯАП показал, что сочетание магнезиальности и остаточного давления для данного месторождения имеет определенный характер. Так для включений оливина в кимберлитовых алмазах из трубки Комсомольская-Магнитная, можно отметить более высокие значения магнезиальности и остаточного давления, при этом для таковых из трубки Айхал показатели данных параметров заметно ниже. Условно, для каждой трубки можно выделить алмазы с повышенным содержанием магния в оливинах и с преобладанием в сторону фаялитового минала. Установлено, что повышенная частота встречаемости (более 50%) включений оливинов с преобладанием форстеритового минала (Mg# более 90%) характерно для алмазов из кимберлитовых трубок Комсомольская-Магнитная, Юбилейная, Удачная и Заполярная. Низкая частота встречаемости магнезиальных оливинов (Mg# более 90%) определена в алмазах из кимберлитовых трубок Айхал, Мир и Комсомольская.

Таким образом, результаты проведенных исследований указывают на тот факт, что кристаллизация включений оливина из кимберлитовой магмы происходила непрерывно. Указанное обстоятельство подтверждается широкой вариацией магнезиальности оливина в алмазах. Наличие трубок, алмазы которых содержат оливин высоко-Mg и относительно железистый, или варьирующее соотношение, двухвершинный характер гистограмм распределения объясняется ксеногенной природой большей части включений оливина. Включения оливинов с более высоким преобладанием фаялитового минала, возможно, подтверждает их несколько позднюю кристаллизацию. Исходя, из установленных данных по высокому остаточному давлению в алмазах, с повышенной магнезиальностью включений оливина, можно говорить, о более глубинном их происхождении.

1. Барашков Ю.П. Некоторые вопросы генезиса оливина кимберлитовых пород // Парагенезисы минералов кимберлитовых пород. Якутск, 1981. С. 36-55
2. Boyd F.R., Nixon P.H. Ultramafic nodules from the Kimberlite pipes South Africa. // *Geochim. Cos-mochim. Acta*. 1978. V. 42. № 9. P. 1367-1382.

3. Izraeli E.S., Harris J.W, Navon O., Raman barometry of diamond formation. *Earth and Planetary Science Letters*, 1999, 173, 351-360.
4. Yasuzuka T., Isibashi H., Simultaneous determination of Mg# and residual pressure in olivine using micro-Raman spectroscopy. *Journal of Mineralogist and Petrological Sciences*, V. 104, page 395-400, 2009.

ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ ЗОЛОТОГО И ФЛЮОРИТОВОГО ОРУДЕНЕНИЯ САМОЛАЗОВСКОГО РУДНОГО ПОЛЯ, ЦЕНТРАЛЬНЫЙ АЛДАН

Борисенко И.Д.^{1,2}, Боровиков А.А.¹, Гаськов И.В.¹, Борисенко А.С.¹,
Прокопьев И.Р.¹

¹Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН,
borisenko@igm.nsc.ru

²Новосибирский государственный университет

Методами термобарогеохимии изучены физико-химические условия формирования руд Самолазовского месторождения золота, расположенного в Центральном-Алданском рудном (Au-U) районе Южной Якутии. Оно приурочено к Юхтинскому щелочному массиву позднемезозойского возраста (K1). Массив сложен щелочными и известково-щелочными сиенитами, нордмаркитами сиенит- и граносиенит-порфирами, дайками керсантитов и штоками щелочных базитов. Наиболее поздними магматическими образованиями являются эксплозивные брекчии с сиенит-порфировым цементом (127 Ma, U-Pb метод). Выделено два разновозрастных этапа рудообразования: 1) ранний – слабозолотоносный скарновый с пирит-халькопиритовым (+/- карролит) рудами (130-135 Ma) и 2) основной продуктивный Au-Mo-полиметаллический (<127 Ma), проявившийся после эксплозивных брекчий. (Borisenko et al., 2016). В рудном этапе выделены 4 стадии проявления прожилково-вкрапленной минерализации: 1) ранняя кварц-флюоритовая (Q+Fl), 2) пирит-халькопиритовая (Py-Chp), 3) пирит-молибденитовая (Py-Mo) и 4) золото-полисульфидная (Au-Pb-Zn) (пирит, блеклые руды, галенит, сфалерит, халькопирит, борнит, сульванит, ванадинит, роскоэлит, Hg-золото, серебро и др.). Урановая минерализация, представлена уранинитом, коффинитом с кварцем, карбонатами и флюоритом.

Изучены первичные и первично-вторичные флюидные включения в кварце всех стадий. Они существенно отличаются по фазовому составу: Q-CaF₂ стадия (L+V, L+LCO₂+V и L+LCO₂+V+2-5 мин. фаз), Py-Chp - (L+V, L+VCO₂+V и L+V+2-3 мин. фазы +/- Chp), Py-Mo - (L+V, L+V+2 тв. фвзы), Au-Pb-Zn (L+V). Анализ минеральных фаз методом КР-спектроскопии показало, что среди растворимых фаз по объему резко преобладает тенардит (Na₂SO₄ и его кристаллогидрат - Na₂SO₄·10H₂O). В меньших количествах присутствуют растворимые фазы сингенита (K₂Ca(SO₄)₂·xH₂O), нахколит (NaHCO₃), цианохлорита (K₂Cu(SO₄)·6H₂O), гексагидрита (MgSO₄·6H₂O), самородной серы (S⁰) галита. Самородная сера установлена лишь в трех- и многофазных

включениях с жидкой углекислотой (L+LCO₂+V и L+LCO₂+V+2-5 мин. фаз) в кварце и флюорите кварц-флюоритовой стадии. Галит в наибольших количествах отмечается во включениях в кварце пирит-халькопиритовой и пирит-молибденитовой стадий и наименьших в двухфазных включениях Au-полисульфидной стадии. Установлены так же нерастворяющиеся, вероятно ксеногенные, фазы медоцита - NaAl(SO₄)₂×H₂O, фторэлластадита - Ca₁₀(SiO₄)₃(SO₄)₃F₂, гипса, сидерита, пиккерингита - MgAl₂(SO₄)₄×22H₂O. В составе газовой фазы включений присутствуют (в мольных %): CO₂ - 100 – 91,4, N₂ - 8,6-0 и H₂S <0,5. В растворах всех типов включений преобладают ионы SO₄²⁻ и HCO₃, что позволяет такие растворы отнести к трехкомпонентной водно-солевой системы Na₂SO₄ - NaHCO₃ - H₂O и интерпретировать результаты криометрического анализа сульфатно-бикарбонатно-натриевых растворов двухфазных (L+V) включений. Для этого нами по данным Справочника по растворимости... (1976) была составлена диаграмма состояния такой системы для температур <40°C и концентрации Na₂SO₄ в растворе <35% (рис. 1). Для растворов включений в кварце кварц-флюоритовой и Au-полисульфидной стадий по результатам криометрического анализа (тэвт. - около -5°C и тьда – от -2,5 до 1,0 °C и растворения Na₂SO₄ 10H₂O от +2° до +13°C) рассчитаны концентрации растворов и основных солевых компонентов Na₂SO₄ и NaHCO₃. Для растворов включений в кварце из первичной кварц-флюоритовой и Au-полисульфидной стадий: Na₂SO₄ – от 3% до 8,3%, NaHCO₃ - от 6% до 5,5%. Их общая концентрация варьирует в диапазоне от 9 до 13,8 мас.%. Растворы многофазных включений с твердыми фазами, растворяющимися при 240-380°C, содержат более высокие содержания солевых компонентов - до 50 и более мас. %. Температуры полной гомогенизации всех типов первичных включений по стадиям составляют: 380-350°C (Q+Fl стадия), 300-260°C (Py-Mo), 310-250°C (Au-Pb-Zn).

Для определения состава и металлоносности рудообразующих флюидов золотого оруденения Самолазовского рудного поля были проведены исследования включений методом LA-ICP-MS в Институте геохимии СО РАН (г. Иркутск). Были изучены флюидные двухфазные и многофазные флюидные включения в кварце кварц-флюоритовой, пирит-молибденитовой, и Au-полисульфидной стадий рудообразования. В качестве внешнего стандарта для калировки прибора использовались стекла NIST с эталонными концентрациями элементов. В качестве внутреннего стандарта для расчета концентраций использовался Na, концентрации которого были рассчитаны по результатам криометрических исследований и их интерпретации по тройной диаграмме Na₂SO₄- NaHCO₃-H₂O.

По установленным по термо- и криометрическим анализом концентрациям Na рассчитывались концентрации других рудных и петрогенных элементов во включениях по результатам LA-ICP-MS анализа. Ошибка определения концентраций элементов по такой методике, по нашей оценке, варьировала от 10-15 до 30%. В ходе исследования было проанализировано 20 включений (двухфазных и многофазных). Из полученных данных видно, что состав и концентрации элементов во включениях сильно различаются по стадиям. Соотношение Na/K в растворах по стадиям варьирует: Q+FI стадия – 3:1, Py-Mo – 5:1, Au-Pb-Zn – от 13:1 до 11:1. Растворы кварц-флюоритовой стадии характеризуются повышенными содержаниями **V, V, Co, Ni, Zn, As, Te, Cs, Ba, Mg**, и явно имеют фемический геохимический профиль. Растворы пирит-молибденитовой стадии обогащены **Ti, Ni, Zn, Nb, Mo**. Растворы Au-полисульфидной стадии богаты **Ca, As, Sb, Te, Ag, Rb, Ba, Sr**. Важным является тот факт, что геохимическая специфика находит прямое отражение в минеральном составе каждой стадии.

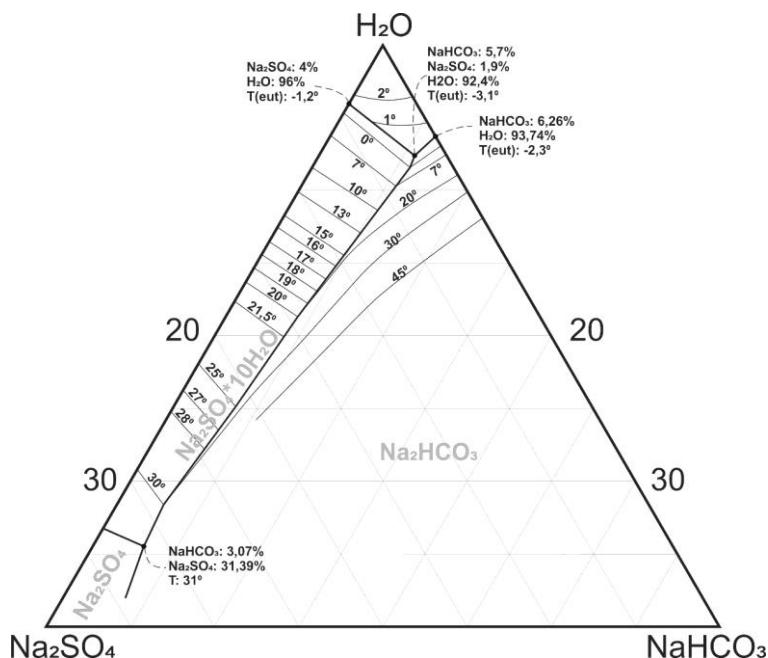


Рис. 1. Диаграмма трехкомпонентной системы $\text{Na}_2\text{SO}_4\text{-NaHCO}_3\text{-H}_2\text{O}$

ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ ГИДРОТЕРМАЛЬНОЙ РЕЕ-ТИТАНОВОЙ МИНЕРАЛИЗАЦИИ МУРУНСКОГО ЩЕЛОЧНОГО МАССИВА (АЛДАН)

Боровиков А.А.¹, Владыкин Н.В.², Борисенко А.С.¹

¹*Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН,
borovik@igm.nsc.ru*

²*Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН*

В пределах ареала щелочного магматизма на Алдане титановая минерализация в виде кварцевых жил с анатазом, брукитом и рутилом известна только на Мурунском щелочном массиве. В минеральном составе брукит-рутиловых и анатаз-брукитовых кварцевых жил обнаружена рассеянная вкрапленность (от 0.5 мм и меньше) пирита, халькопирита и других минералов, сохранившихся от окисления. Методом сканирующей электронной микроскопии были идентифицированы минеральные микровключения (не более 50 мкм) в криптозернистом кварце, среди которых установлены: анатаз, брукит, рутил, браннерит, пирит, Се-Th монацит, бастнезит, а так же не идентифицированные фазы, содержащие Ti, Nb и U. Атомно-абсорбционный анализ выявляет в жилах содержание Au 0,1 г/т, а в шлихах из протолок обнаруживаются единичные знаки Au. В титановых минералах наблюдаются значительные примеси ниобия, от 0,36 до 9,48 мас. % Nb₂O₅, При этом наивысшие содержания его в рутиле- 4,9 – 9,5, а в бруките 9,4 – 4 мас. % Nb₂O₅. Подобные минеральные фазы можно относить к арканзитам. Кроме того, в титановых минералах часто присутствует ванадий.

Жильный кварц содержит флюидные включения, которые по своему фазовому наполнению при комнатной температуре могут быть разделены на следующие типы:

1) Кристалло-флюидные включения характеризуются преобладанием твердых солевых фаз над раствором и газом. Твердые фазы проявляют анизотропию и плотно заполняют вакуоль включения, порция водно-солевого раствора и пузырек газа, располагаются в интерстициях твердых фаз. Жидкая CO₂ обычно не присутствует в кристалло-флюидных включениях. Представляется, что эти включения относятся к одной из самых ранних генераций жильного кварца, так как располагаются обособленными группами без связи с системами трещин.

2) Многофазные включения обычно характеризуются присутствием одной и более относительно крупных анизотропных солевых фаз и 1-3 гораздо более мелкими твердыми фазами. Газовая фаза этих включений часто содержит жидкую CO₂.

3) Двухфазные включения по преобладанию раствора и газа в фазовом составе, содержат преимущественно солевой раствор, пузырек газа и часто содержат 1-2 мелкие твердые анизотропные растворимые солевые фазы. В таких включениях иногда присутствует жидкая CO_2 .

4) Газовые- CO_2 включения содержат газ и сравнительно небольшую порцию водно-солевого раствора. Обычно присутствует жидкая CO_2 . Часто в газовых включениях можно рассмотреть присутствие мелких твердых фаз плавающих на поверхностях фазовых разделов раствор - жидкая CO_2 – газ.

По данным исследования включений методами крио-, термометрии и КР-спектроскопии формирование кварцевых жил с титановой минерализацией происходило при участии флюидов, относящихся по составу к водно-солевой системе $\text{Na}_2\text{SiO}_3 + \text{NaHCO}_3 + \text{Na}_2\text{SO}_4 + \text{NaCl} + \text{H}_2\text{O}$. Наличие в жильном кварце первичных включений с контрастными различиями фазового состава – двухфазных, многофазных и газовых, позволяет предполагать гетерофазное агрегатное состояние минералообразующей среды. Гетерофазность флюидов выражалась не только в сосуществовании газообразных и жидких флюидных фаз, но и в реализации «жидкостной» несмесимости, свойственной водно-солевым системам типа P-Q в области сверхкритических P-T параметров [1, 3]. При этом одна «жидкоподобная» флюидная фракция была средне-, низкоконцентрированной (21-8 мас.%) и имела преимущественно хлоридный состав, другая характеризовалась высокой концентрацией (65-55 мас.%) Na_2SO_4 и NaHCO_3 . Оценка температур минералообразования проведенная с помощью диаграммы состояния водно-солевой системы $\text{Na}_2\text{SO}_4 + \text{H}_2\text{O}$ позволяет заключить, что кварцевые жилы с титановой минерализацией штока Кедровый и Маломурунского массива являются типичными высокотемпературными постагматическими образованиями. Кристаллизация минеральных парагенезисов с анатазом происходила при температурах 470-450 °С, минеральные парагенезисы с брукитом и сульфидами кристаллизовались при температуре 450 °С и ниже. Давление минералообразования оценивается в 150-125 МПа.

По данным изучения индивидуальных флюидных включений методом LA-ICP-MS «жидкие» флюидные фракции характеризовались разной металлонностью. Высококонцентрированные сульфатные флюиды были специализированы на Fe, Cu, Pb, Zn, Mn, а также содержали As, Mo, Sn, U, Th, Ag и Au. Основными анионными компонентами флюидов являлись SO_4^{2-} и HCO_3^- , среди растворенных газов преобладали CO_2 и N_2 . Средне- и

низкоконцентрированные хлоридные флюиды были специализированы на Cu, As, Zn, Th, U, а также Ag и Au. Главными анионными компонентами таких флюидов являлись HCO_3^- и Cl^- , растворенные газы были представлены CO_2 , N_2 и H_2S .

По своим физико-химическим параметрам и специфике металлоносности минералообразующие флюиды титановой минерализации подобны магматическим флюидам, которые принимали участие в кристаллизации чароитовых и кварц-кальцитовых пород карбонатитового комплекса Мурунского массива (Borovikov et al., 2016 in pres). Это может быть свидетельством прямого участия флюидов магматического происхождения в формировании титановой и сульфидной минерализации щелочных массивов. Титановая минерализация Мурунского массива по своему геохимическому спектру и минералогии проявляет сходство с рудам золото-браннеритовых месторождений Эльконского горста, образование которых также связано с проявлениями мезозойского щелочного магматизма в Алданской провинции [2]. Сходство подчеркивается так же близостью солевого состава их рудообразующих флюидов, что позволяет рассматривать титановую минерализацию Мурунского массива как непродуктивный высокотемпературный аналог золото-браннеритовых месторождений [4].

1. Валяшко В.М., Урусова М.А. Гетерогенизация сверхкритических флюидов и невариантные критические равновесия в тройных смесях с одним летучим (на примере водно-солевых систем). Сверхкритические флюиды: Теория и практика, 2010, № 2, с. 28-44.
2. Максимов Е.П., Уютов В.И., Никитин В.М. Центрально-Алданская золото-урановорудная магматогенная система (Алдано-становой щит, Россия) // Тихоокеанская геология, 2010, Т. 29, №2, С.3-26.
3. Перетяжко И.С. Включения магматических флюидов: P-V-T-X свойства водно-солевых растворов разных типов, петрологические следствия. Петрология, 2009, Т. 17, №2, С. 178-201
4. Хитаров Д.Н., Мигута А.К. Характер рудообразующих растворов месторождения Дружное (Эльконский урановорудный район на Алданском щите), по данным изучения флюидных включений в кварце // ГРМ, 2003, Т. 45, № 5, С. 474-480.

СОСТАВ РУДООБРАЗУЮЩЕГО ФЛЮИДА МЕСТОРОЖДЕНИЯ ПОГРОМНОЕ ПО РЕЗУЛЬТАТАМ ИССЛЕДОВАНИЯ ФЛЮИДНЫХ ВКЛЮЧЕНИЙ

М.Г. Волкова¹, А.М. Спиридонов¹, А.А. Боровиков², Н.В.
Брянский¹

¹*Институт геохимии им. А.П. Виноградова Сибирского
отделения*

Российской Академии наук, Иркутск

²*Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева
Сибирского отделения*

Российской Академии наук, Новосибирск

Месторождение Погромное расположено в пределах Апрельковско-Пешковского рудного узла Восточного Забайкалья. Сложное геологическое строение территории обусловлено нахождением ее в зоне воздействия как коллизионного, так и последовавшего за ним рифтогенного процесса развития региона. Месторождение приурочено к одной из чешуй сложнопостроенногомногочешуйчатого надвига в зоне Монголо-Охотского структурного шва. Площадь месторождения сложена разнообразными по составу и возрасту метаморфическими, магматическими и вулканогенно-осадочными породами. К золотоносным относятся метасоматиты по вулканитам и углеродсодержащим сланцам, которые состоят на 85-90% из кварца, серицита, альбита, карбоната и 10-15% составляют рудные минералы, среди которых основными являются пирит и арсенопирит. Рудная минерализация относится к золото-сульфидно-кварцевой формации с умеренно-сульфидным типом руд[1, 2].

Микрокриотермометрические исследования флюидных включений (ФВ) выполнены на криотермокамере Linkam THMSG-600, позволяющей измерять температуры фазовых переходов в интервале от –196 до +600 °С и оснащенной программным обеспечением LinkSys 32-DV. Изучали ФВ размером более 5 мкм. Температуры частичной и полной гомогенизации фиксировали в момент исчезновения газового пузырька или жидкой фазы при нагревании препарата.

Зёрна кварца в метасоматитах отличаются высокой флюидонасыщенностью, ФВ в них распределены практически равномерно. Наблюдаются ФВ объемные неправильной, округлой, часто вытянутой округлой формы, реже имеют форму отрицательного кристалла, эллипса, трубчатую и уплощенную формы. Основная масса ФВ в поперечнике составляет от 6 до 25 мкм, некоторые включения достигают 45-50 мкм. Крупные ФВ характеризуются изометричной сложной формой с многочисленными апофизами и

ответвлениями, иногда наблюдается расшнурование. При комнатной температуре можно наблюдать следующие типы ФВ: углекислотно-водные двухфазовые - жидкая вода и газообразная CO_2 ; газовый пузырёк составляет 50-55 об. % вакуоли; размеры менее 15 мкм; углекислотно-водные трёхфазовые - CO_2 в двух агрегатных состояниях (50-55 об. % вакуоли); размеры более 15 мкм; существенно газовые (однофазовые), содержащие плотную CO_2 газовый пузырёк составляет более 80 об. % вакуоли; размеры менее 10 мкм.

В результате микрокриотермометрических исследований установлено, что одни двух- и трёхфазовые ФВ гомогенизируются в жидкость при температурах – 235-250 и 285-296 °С, другие - в газ при – 235-240 и 292-295 °С (всего 28 значений). В преимущественно газовых ФВ гомогенизация в жидкость происходила в интервале температур от 245 до 255 °С, а гомогенизация в газ – 238-242 °С (всего 13 значений). Полная гомогенизация наблюдалась не во всех ФВ, при нагреве свыше 230 °С в части ФВ происходила декрепитация, либо наблюдалось сужение или расширение газового пузыря. Также отмечались ФВ, где с газовым пузырем ничего не происходило. Температуры и характер гомогенизации свидетельствуют о захвате включений из кипящего раствора, следовательно, полученные температуры гомогенизации являются истинными температурами минералообразования, а давления, рассчитанные по ним, соответствуют давлению флюидов в период консервации ФВ.

При нагреве ФВ была измерена температура плавления CO_2 , которая изменяется в интервале от -56,9 до -56,0 °С. Такой широкий разброс значений характерен для всех типов исследованных ФВ и свидетельствует о наличии во ФВ других газов. Полученные значения температур гомогенизации CO_2 варьируют в диапазоне от 17,8 до 28,9 °С. Для каждого типа включений характерен свой интервал: в однофазовых ФВ - от 17,8 до 22,9 °С; в двух- и трёхфазовых ФВ - от 20,5 до 28,9 °С.

При расчете давлений в программе FLINCOR [3] использовались температуры гомогенизации CO_2 по типам включений с одинаковым соотношением фаз. В результате, получены следующие значения давления и плотности флюида: 1) по однофазовым ФВ – давление составляет 1,2-1,6 кбар, плотность – 0,74-0,80 г/см³; 2) по двух- и трёхфазовым ФВ - давление составляет 1,36-2,6 кбар, плотность – 0,63-0,77 г/см³;

Впервые на данном объекте проводилось качественное определение компонентов в жидкой фазе ФВ методом рамановской спектроскопии на спектроанализаторе HoribaLabRam HR 800 с

полупроводниковыми детекторами (ИГМ СО РАН, г. Новосибирск). Возбуждение проводилось твердотельным лазером с длиной волны 514 нм, мощностью 50 мВт. Установлено, что во ФВ присутствуют CO_2 от 91 до 98%; N_2 от 1,9 до 8,4%; CH_4 от 0,1 до 1,6 %. При этом во всех ФВ отмечаются незначительные пики по H_2S , а также дополнительное сканирование в двух ФВ показало следовые концентрации, что не исключает присутствие H_2S на уровне чувствительности анализа. Разброс значений содержаний основных газов (CO_2 , N_2 , CH_4) связан либо с различной плотностью флюида, либо с погрешностью анализа.

Для определения состава водного раствора во ФВ также был использован метод масс-спектрометрии индукционно-связанной плазмы с лазерным испарением (LA-ISP-MS). Данные получены на приборном комплексе, состоящем из квадрупольного масс-спектрометра PerkinElmerNexION 300D и платформы лазерной абляции NWR-213 (ЦКП «Изотопно-геохимических исследований» ИГХ СО РАН). Диаметр лазерного пятна при прожиге составлял 40 мкм. В работе представлен результат прожига 5 ФВ, диаметром в поперечнике до 50 мкм. Измерения проводились сериями, каждая из которых начиналась с лазерного испарения синтетического стекла NIST 612 [4], оптически чистой области, далее анализировались индивидуальные ФВ. Анализ сигналов, полученных при LA-ISP-MS, позволил сделать ряд выводов. Наиболее четкие сигналы видны от Na и K, преобладающих в составе ФВ. Чуть менее четкий сигнал получен по Mg, что подтверждает его безусловное присутствие в солевой системе в значимых количествах. В трех ФВ прослеживаются следовые концентрации Al, то есть чуть выше фона. Во всех ФВ присутствуют следовые концентрации B и Zn; в отдельных ФВ – Ca, Sb, Rb, Sr, Ba, Ni, Mn, Fe, Pb, Te, As и Au. Точные концентрации элементов установить невозможно, так как калибровка прибора в нижнем диапазоне данных не производилась.

В результате исследований определено, что давление в момент консервации флюида составляет 1,2-2,6 кбар. Рудообразующий флюид месторождения «Погромное» содержит высокие концентрации CO_2 различной плотности, что выделяет это месторождение среди других золотоносных объектов Восточного Забайкалья, а также в подчиненном количестве - N_2 , CH_4 . и H_2S . Основными компонентами в солевой системе флюида являются Na и K, также присутствуют Mg, Al и Ca; прослеживаются следовые концентрации Zn, B, Sb, Rb, Sr, Ba, Ni, Mn, Fe, Pb, Te, As и Au.

1. Волков А. В., Прокофьев В. Ю., Алексеев В. Ю., Башкеев И. А., Сидоров А. А. Рудообразующие флюиды и условия формирования золото-сульфидно-

- кварцевого оруденения в зоне смятия (ShearZone): месторождение Погромное (Восточное Забайкалье) // Геология. 2011, - Т. 441, №3. - С. 352-357.
2. Спиридонов А.М., Зорина Л.Д., Куликова З.И., Будяк А.Е., Паршин А.В., Гранина Е.М., Павлова Л.А. Месторождение Погромное - нетрадиционный промышленный тип золотого оруденения Забайкалья // Геология и геофизика. 2015, - Т. 56, №10. - С. 1760-1772.
3. Brown P. E. FLINCOR: A microcomputer program for the reduction and investigation of fluid-inclusion data // American Mineralogist. – 1989. – V. 74. – P.1390-1393.
4. Jochum K.P., Weis U., Stoll B., Kuzmin D., Yang Q., Raczek I., Jacob D.E., Stracke A., Birbaum K., Frick D.A., Günther D., Enweiler J. Determination of reference values for NIST SRM 610-617 glasses following ISO Guidelines // Geostandards and geoanalytical research. - 2011 - Vol. 35, № 4, p. 397- 429.

ПРОЦЕССЫ МЕТАСОМАТОЗА В ПРИАМУРЬЕ ПО АЭРОГЕОФИЗИЧЕСКИМ ДАННЫМ

Т.В. Володькова

Институт Тектоники и геофизики, Хабаровск, Россия, tat-volodkova@yandex.ru

Гидротермально-метасоматически измененные породы (ГМП) создают объемные гидротермально-метасоматические системы (ГМС) и выражаются региональными и локальными аномалиями отношений ЕРЭ. Региональные геохимические ареалы имеют площадь $S = (n \cdot 10 - n \cdot 100) \text{ км}^2$, описывают ГМП, связанные с рудными полями, узлами и связаны с глубинными разломами. Локальные ареалы с площадью $S = (n \cdot 10^{-1} - n) \text{ км}^2$ соответствуют месторождениям, рудным полям. [1, 2]. Для месторождений и рудных полей золота, других металлов типичны концентрически-зональные локальные и региональные ареалы или ГМС, состоящие из 2-3 основных зон; для месторождений мощность каждой зоны порядка 100-300 м, для рудных полей и узлов 5-20 км. Каждая концентрическая зона ГМС очень контрастно отличается по набору характеристик ЕРЭ и соответствует определенному типу (фации) метасоматоза. Вывод сделан автором на основе изучения эталонных объектов (хорошо изученных рудных полей, где тщательно картировались ареалы метасоматоза); по картам отношений ЕРЭ здесь выделялись ГМС, очень близкие к эталонным геологическим данным. Однозначность схем интерпретации - доказательство возможности решения таких задач, хотя на участках развития метасоматических систем с многоактным наложением метасоматических процессов, установление типа (фации) метасоматитов практически невозможно. Для широко распространенных на Дальнем Востоке типов метасоматоза, автором составлена таблица геофизических признаков фаций метасоматоза [1]. При высокой степени метасоматической проработки, интенсивность аномалий отношений ЕРЭ (их превышение над фоном) максимальна и стабильно описывает определенный тип метасоматитов. В Приамурье ощущается недостаток эталонных ГМС, причем авторы таких работ часто ограничивались выделением не фаций метасоматоза, а ведущих минеральных ассоциаций, что ведет к неоднозначности результата. Например, аналогичные характеристики отношений ЕРЭ получены как для вторичных кварцитов, так и для кварц-турмалиновых метасоматитов (более близких к грейзенам)? Возможно, речь идет о высокотемпературных вторичных кварцитах? Здесь приведена первая грубая модель отношений ЕРЭ метасоматитов Приамурья, скорректированная с

учетом классической классификационной таблицы метасоматитов Е.В. Плющева, данных об их температурном режиме и величине кислотно-щелочного баланса рН [2]. Имеющихся фактов не хватило для полной характеристики таблицы метасоматитов Плющева, в которой пять групп, в каждой по три позиции метасоматитов от низко – до высокотемпературных. Величина водородного показателя рН закономерно нарастает от кварц-светлослюдистых метасоматитов до фельдшпатитов и фельдшпатоидов.

Таблица характеристик метасоматитов.

Фация метасоматоза ^{*1} (тип)	Температура формирования // кислотно-щелочной баланс	Максимальные отношения ЕРЭ			Отношения ЕРЭ, нормированные A/Δ, усл. ед. ^{*2}		
		Тс, градус // рН	U/Th	K/Th, 10-4	U/K, 10+4	A/Δ U/Th	A/Δ K/Th
Кварц-светлослюдистые, простая ассоциация.							
Аргиллизит (кварц-гидрослюдистая фация)	50-300/ 225 ³ // 2-5/4,4	до 1,0-1,2	фон-ниже фона	3,0-5,0	9,5	0 - - 1	14,9
Вторичные кварциты	300-500/400 // 1-5/2,6	фон	до 0,05	2,5-3,5	0	-1,5	8,9
Кварц-светлослюдистые, сложная ассоциация.							
Кварц-серцитовые метасоматиты (турмалин-хлоритовая фация)	200-400/300 // 3,5-5,5 /4,5	ниже фона	до 0,5-1,0	ниже фона	-0,5--1,0	8,0	-0,5 - 1
Кварц-турмалиновые метасоматиты	400-600/525 // 1,4-4,4 /3,4	фон	до 0,05	2,5-3,5	0	-1,5	8,9
Темноцветные							
Пропилиты (кварц-эпидотовая фация)	50-300/225 // 3-10/7,8	до 0,8	до 0,8-1,3	ниже фона	5,5	11,0	-0,3 - -1
Полевошпатовые (фельдшпатиты), массив Кондер.							
Оливинитизированные, диопсидизированные ультрамафиты	900-1100/1000 //8,0	выше фона до 0,45	до 1,35	2,25-10,0	0,5	11,5	33,0
Полевошпато-пироксеновые метасоматиты	600-900/800 // 7-10 /8,5	фон	0,10-0,40	0,75-1,0	0	2,0	-4
Штокверк титано-магнетит-биотит (амфибол)клинопироксеновых метасоматитов	1200-1400/1300 // 5,5-8,5/7,0	0,15-0,30	0,2-0,4	2,25-3,0	-2,5	0	5
Полевошпатовые (фельдшпатоиды)							
Кварц-адуляровые, кварц-полевошпатовые метасоматиты	350-600/500 // 7-8,5 /7,8	фон	до 0,8-1,3	до 0,05-0,7	0	+11	-4,9
Филлизиты (Биотититы)	400-600 (500) // 4,5-6,5/5,5	до 0,8	фон	до 3-3,5	5,5	0	8,9

*1. Характеристики отношений ЕРЭ метасоматитов Приамурья увязаны с классификационной таблицей Е.В. Плющева и др. [2], в скобках даны фондовые (авторские) названия. *2. Величины отношений ЕРЭ нормированы по формуле A/Δ, где |A| - абсолютная величина надфонового превышения

ЕРЭ, Δ – доверительный интервал (U/Th, K/Th–0,1, U/K–0,25). Фон (с учетом характеристик гранитно-метаморфического слоя) U/Th=0,25; K/Th=0,20; U/K=1,28; для Кондера U/Th=0,40; K/Th=0,35; U/K=1,75. *3. В знаменателе дробей даны средние значения

При анализе данных табл.1, основные источники погрешностей: неучет принципа постоянства отношений (при расчете надфоновых превышений отношений ЕРЭ), неточности в идентификации минеральных ассоциаций с типами метасоматоза. Основные факторы, влияющие на характеристики надфоновых отношений ЕРЭ: температура образования минеральной ассоциации и (или) водородный показатель рН, получены четкие кривые связей $A/\Delta = f(T, pH)$.

В первом приближении установлены связи вида $A/\Delta (U/Th) = f(T)$ и $A/\Delta (K/Th) = f(pH)$. Другими словами, величина надфоновое уран-ториевое отношения зависит исключительно от температуры формирования (от рН незначительно); величина калий-ториевое отношения наоборот, зависит от рН, очень слабо – от температуры. График зависимости $A/\Delta (U/K) = f(T, pH)$ более сложный; величина надфоновое уран-калиевого отношения значимо зависит как от температуры образования, так и от водородного показателя. Таким образом, разные характеристики отношений ЕРЭ имеют различную природу. Рудный объект Кондер связан с горячей точкой («мантийным диапиром») [1]; высокотемпературные метасоматиты этой структуры, вероятно, определяются процессами мантийного метасоматоза. Выявленные различия в распределениях значений надфоновых отношений $A/\Delta (U/Th, K/Th, U/K)$ в перспективе дают возможность изучать особенности глубинного, мантийного метасоматоза и его характеристик.

1. Глубинное строение и металлогения Восточной Азии / отв. Ред. А.Н. Диденко, Ю.Ф. Малышев, Б.Г. Саксин. Владивосток: Дальнаука, 2010. 332 с.
2. Е.В. Плющев, В.В. Шатов, С.В. Кашин. Металлогения гидротермально-метасоматических образований. СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2012. 560 с. Труды ВСЕГЕИ. Новая серия. Том 354.

ТИПЫ ВКЛЮЧЕНИЙ В КВАРЦЕ РУДНОГО ЖИЛЬНОГО КОМПЛЕКСА НОВОБОБРОВСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ (СРЕДНИЙ ТИМАН)

М.А. Голунова¹, О.В. Удоратина²

¹Институт экспериментальной минералогии РАН, Черноголовка, Россия nov@iem.ac.ru

²Институт геологии Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар, Россия, udoratina@geo.komisc.ru

Рудная редкометалльно-торий-редкоземельная минерализация в ряде месторождений (бассейн рек Косью, Мезень, Бобровая) на Среднем Тимане связана с породами жильной серии четласского комплекса. Новобобровское месторождение (нижнее течение р. Бобровая) известно с 60-х годов прошлого века [1, 2]. В рудном поле распространены измененные щелочные пикриты четласского комплекса, фенитизированные кварцитопесчаники новобобровской свиты и гидротермально-метасоматические жильные породы (кварц-гетит-полевошпатовые и кварц-гетит-гематитовые жилами и прожилки) в зальбандовых частях которых сконцентрированы рудные минералы. Ориентировка жил и дайковых тел северо-восточного простирания.

Рудные минералы фенитов и пород жильной серии: колумбит, пироклор, Th-монациты, монациты-(Ce,Nd) и ксенотимы, REE карбонаты, фтор- и гидрокарбонаты, алланиты; циркон, торит, торианит, фосфосиликаты тория, Mn-ильменит, рутил, лейкоксен, и другие [3, 4].

Кварц является основным жилообразующим минералом. Кварц различной степени зернистости, прозрачности и обогащенности прочими минералами в виде включений и сростков ассоциирует с альбитом, калиевым полевым шпатом, мусковитом, карбонатами, турмалином, эгирином, К-амфиболами, апатитом, оксидами/гидроксидами железа.

Для определения состава, распределения и морфологии флюида из кварца рудного комплекса проведено исследование газово-жидких включений.

Изучение флюидных включений проводилось в пластинках толщиной 200-300 мкм с двусторонней полировкой с использованием термокриометрической установки Linkam (THMSG 600), позволяющей в температурном интервале от -195 до 600 °С реализовывать автоматический (программный) режим охлаждения/нагрева образца со скоростью от 0.1 до 90 °С/мин. Стандартная аппаратная ошибка измерений соответствовала ± 0.1 °С. Систематическая

калибровка установки производились по природным (CO_2 , Camperio, Alps) и синтетическим (H_2O) включениям в кварце.

Исследование фазовых переходов (температуры гомогенизации и плавления) позволяет определить состав и плотность флюида во включениях, захваченных при кристаллизации минералов и при последующих изменениях пород. Температура гомогенизации зависит от плотности включений, температура плавления – от состава флюида. Так, например, температура плавления льда в водно-солевых включениях позволяет определить состав солевой компоненты (по начальной температуре плавления) и ее концентрацию (по конечной температуре плавления), приведенную к эквивалентному количеству NaCl в растворе. Для расчета плотности и мольных объемов и флюидных включений использовалась программа FLUIDS [5].

Флюидные включения были изучены в кварце и в большинстве случаев представлены водно-углекислотными разностями, значительно реже водно-солевыми и углекислотными разностями.

Водно-углекислотные включения во всех случаях локализируются вдоль залеченных трещин, не пересекающих границы зерна (первично-вторичные). Чаще всего относительно мелкие и среднего размера включения 5–15 мкм, в форме негативного кристалла, иногда с выраженными гранями или округло-овальные, часто с кристалликами твердой фазы (рис.1а). Реже встречаются более крупные порядка 20-25 мкм, неправильной формы. Углекислотно-водные включения состоят из водно-солевого раствора с концентрацией солей 9.6-15.24 мас.% NaCl -эквивалента и жидкой углекислоты. Температура гомогенизации (в жидкость) углекислоты от 5.6 до 28.3 °С, температура плавления от -59.3 °С до -56.9 °С.

Водно-солевые включения встречаются редко и в большинстве случаев светлые, плоские, неправильной или вытянутой формы, с оттянутыми концами, размером 10-25 мкм (рис.1б). Часто встречаются и более мелкие включения (5-10 мкм). Локализируются вдоль залеченных трещин, не пересекающих границы отдельных зерен (псевдовторичные). Водно-солевые включения подразделяются на 2 типа: растворы CaCl_2 возможно в смеси с NaCl или MgCl_2 (Т эвтектики от -55 до -52 °С) и Mg хлоридные (с NaCl , KCl) или Na-K карбонатные растворы (Т эвтектики от -40 до -35 °С).

Первичные углекислотные включения единичны, и локализируются в центральных частях зерен. Они, как правило, мелкие (до 5-10 мкм), изометричные, с четкими ровными границами, шестигранной или нередко близкой к негативному кристаллу формой. (рис.1в). Гомогенизация (в жидкую фазу) в них происходит при температуре от -7.8 до 29.8 °С, а плавление углекислоты от -59.1 до -57.8 °С.

Некоторое понижение ее по сравнению с чистой углекислотой (-56.6°С) объясняется обычно примесью дополнительных компонентов (азота и/или метана). Плотность их соответствует 0.971 до 0.602 г/см³.

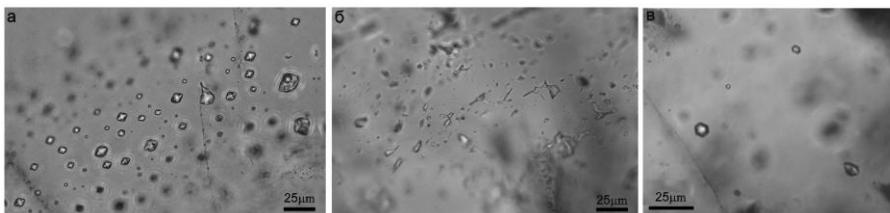


Рис.1. Микрофотографии флюидных включений в кварце рудного жильного комплекса Новобобровского месторождения (Средний Тимман). (а) первично-вторичные углекислотно-водные включения, (б) первично-вторичные водно-солевые включения, (в) первичные углекислотные включения.

Полученные термокриометрические данные свидетельствуют о гетерогенном по составу флюиде. Флюидные включения в кварце имеют существенно углекислотно-водный состав с концентрацией солей 9.6-15.24 мас.% NaCl-эквивалента. Меньше Ca-Mg-Na-K хлоридный и Na-K карбонатный состав.

Исследования проводятся в рамках проекта УрО РАН № 15-18-5-46.

1. Ивенсен Ю. П. Магматизм Тимана и полуострова Канин. М.-Л.: Наука, 1964, 126 с.
2. Костюхин М. Н., Степаненко В. И. Байкальский магматизм Канино-Тиманского региона. Л.: Наука, 1987. 232 с.
3. Удоратина О. В., Козырева И. В., Швецова И. В., Недосекова И. Л., Капитанова В. А. Особенности акцессорной минерализации жильной серии карбонатитов четласского комплекса (Средний Тиман) // Рудный потенциал щелочного, кимберлитового и карбонатитового магматизма. Мат-лы XXIX межд. конф. Щелочной магматизм Земли. Судак-Москва: ОНТИ ГЕОХИ РАН, 2012, 150–151 с.
4. Удоратина О. В., Варламов Д. А., Капитанова В. А. Рудная минерализация кварцевых жил Новобобровского месторождения, Средний Тиман: новые данные / Современные проблемы теоретической, экспериментальной и прикладной минералогии (Юшкинские чтения-2016). Мат-лы мин. семинара с межд. участием. Сыктывкар. ИГ Коми НЦ УрО РАН, 2016. С. 257–258.
5. Bakker R. J. Package FLUIDS 1. Computer programs for analysis of fluid inclusion data and for modelling bulk fluid properties // Chem. Geol. 2003. V.194. P.3–23.

РУДООБРАЗУЮЩИЕ ФЛЮИДЫ НА УЗЕЛЬГИНСКОМ КОЛЧЕДАННОМ МЕСТОРОЖДЕНИИ: ФЛЮИДНЫЕ ВКЛЮЧЕНИЯ И МИНЕРАЛЬНЫЕ ГЕОТЕРМОМЕТРЫ

Е.О. Грознова^{1,2}, И.В. Викентьев², Н.Г. Любимцева²

¹ИЭМ РАН, Черноголовка, Московская обл., Россия,

grozelena@yandex.ru

²ИГЕМ РАН, Москва, Россия

Узельгинское колчеданное месторождение расположено в Магнитогорской мегазоне в крупной палеовулканической постройке, сложенной породами базальт-риолитовой формации (D2e-gv1). Оно сложено серией рудных залежей, вытянутых в ССЗ направлении на 2 км. Рудные тела - пологие линзы, залегают на двух гипсометрических уровнях – 130-380 м и 420-640 м (от поверхности) – на расстоянии 300-350 м один над другим. Их протяженность составляет 300-500 м при мощностях в раздувах 100-170 м. В рудах преобладают пирит, сфалерит, халькопирит и блеклые руды. Среди жильных минералов установлены барит, кварц, серицит, хлориты и карбонаты. В лежачем боку рудных тел риолиты преобразованы в серицит-кварцевые и серицит-хлорит-кварцевые породы.

Блеклая руда на месторождении является главным минералом в рудах верхних залежей (наряду с пиритом и сфалеритом) и в виде второстепенного минерала обычно встречается в рудах нижнего уровня. Выделения блеклой руды обычно ксеноморфны по отношению к другим сульфидам.

Зерна блеклой руды в изученных образцах (аналитик С. Е. Борисовский) однородны. Соотношение $Sb/(As + Sb)$ изменяется от 0 до 0.52 и $Fe/(Fe + Zn)$ - от 0.13 до 0.45. Содержания Ag низкие (≤ 0.12 мас.%). Сфалерит содержит 0.19-2.1 мас.% Fe, что типично для его ассоциации с пиритом. В сфалерите выявлены Cd (0.12-0.47 мас.%), Mn (до 0.04 мас.%) и Cu (0.04-1.86 мас.%).

Поскольку блеклая руда на месторождении представлена малосеребристыми разновидностями, а также встречается в одном парагенезисе со сфалеритом, в котором они имеют ровные взаимные границы при отсутствии структур замещения, можно говорить об их близкой по времени кристаллизации. Это позволяет нам использовать сфалерит-блеклорудный геотермометр, который основан на распределении Fe и Zn между сосуществующими блеклой рудой и сфалеритом [3]. Погрешность в вычисленной по этому геотермометру температуре составляет ± 20 °C.

Железистость блеклой руды находится в прямой зависимости от содержания FeS в сфалерите, которое в свою очередь имеет

положительную корреляцию с температурой кристаллизации. Общий диапазон температур кристаллизации блеклой руды и сосуществующего с ней сфалерита для Узельгинского месторождения, полученный в результате расчетов по химическому составу 87 пар, соответствует 175-485°C. Наиболее часто встречаются температуры в интервале 200-450°C (75 из 87 пар).

Также использовался электрум-сфалеритовый геотермометр. Он основан на использовании данных по железистости сфалерита, сосуществующего с самородным золотом, и атомного количества Ag в самородном золоте. В результате были получены данные для двух образцов Au-содержащих парагенезисов месторождения, согласно которым, кристаллизация халькопирит-блекловорудной ассоциации происходила в интервале 165-190 °C [2].

Нами были исследованы флюидные включения (ФВ) водных растворов в жильных минералах из рудных тел с нижнего яруса оруденения с повышенными концентрациями золота и серебра. Методами микротермометрии (термо-криокамера Linkam-THMSG-600, ИГЕМ РАН) определены температуры гомогенизации, состав и соленость флюидов. Исследованиям предшествовал тщательный петрографический анализ ФВ. Результаты интерпретировались по стандартным методикам. Методом Рамановской спектроскопии (LabRAM-HR GI САН, Б. Быстрица, Словакия) анализировался состав газовой фазы.

ФВ из кварца и барита располагаются в мелких трещинках оперяющих сульфидные выделения, а в поздних кальцитовых прожилках находятся в центральных частях зерен.

ФВ в барите характеризуются температурами гомогенизации 220 - 280°C и содержат преимущественно Na-хлоридные растворы, возможно, с незначительной примесью Mg и Ca с концентрацией 4 – 15 мас% экв.NaCl. Флюиды сформировавшие кварц имеют аналогичный состав, но более низкую температуру (145 – 190°C) и соленость (2.5 – 10 мас%-экв.NaCl). Кальцитовые прожилки несколько отличаются друг от друга: в одном случае их отлагали преимущественно Na-хлоридные, слабосолёные (0.2 – 2 мас.% экв.NaCl) флюиды с температурами гомогенизации (230 – 250°C), в другом – K,Na-хлоридные значительно более низкотемпературные (110 – 130°C) и более концентрированные (5 – 7 мас.% экв.NaCl).(рис.1).

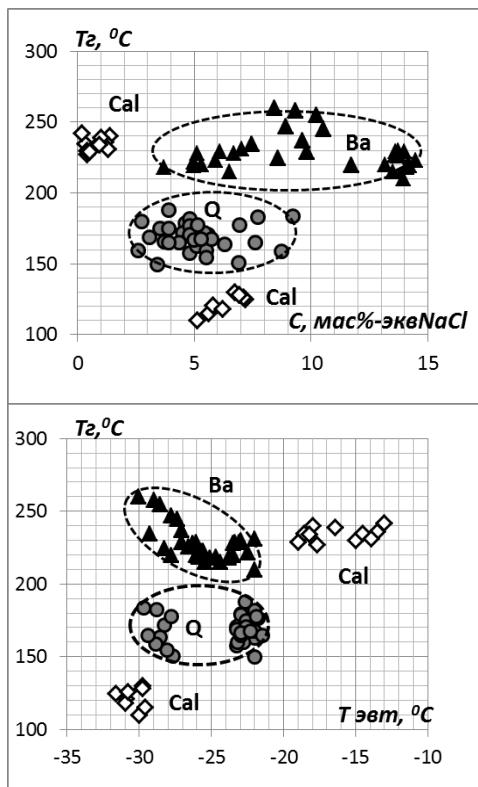


Рис.1. Температура гомогенизации, температура плавления эвтектики и концентрация растворов флюидных включений на Узельгинском колчеданном месторождении.

Состав газовой фазы всех ФВ схож, он представлен низкоплотным водным флюидом иногда со следами N_2 , других элементов в составе газа включений определено не было.

Показано, что в формировании рудной минерализации и пострудных прожилков участвовали гомогенные низкотемпературные (до 280 °C) $Na(Mg,Ca,K)Cl$ -растворы с концентрацией до 14 мас.% экв. NaCl. Однако, ранее были выявлены более высокотемпературные (до 370 °C) флюиды похожего состава и концентрации [1].

Температуры гомогенизации, полученные при изучении флюидных включений соответствуют минимальным температурам минералообразования, при невысоких значениях плотности флюида и давления в минерализующей системе истинные температуры могли

быть выше на 50 – 80°С [4, 5] и, таким образом, приближаются к значениям температур, полученным с помощью геотермометров.

Исследования проведены при финансовой поддержке Российского Научного Фонда (проект 14-17-00693).

1. Викентьев И.В. Условия формирования и метаморфизм колчеданных руд. М.: Научный мир, 2004.
2. Молошаг В.П. Использование состава минералов для оценки физико-химических условий образования колчеданных руд Урала. Литосфера. 2009. №2. с.28-40.
3. O'Leary M.J., Sack R.O. Fe-Zn exchange reaction between tetrahedrite and sphalerite in natural environments. Contrib. Mineral. Petrol. , 1987, V. 96, p. 415-425.
4. Реддер Э. Флюидные включения в минералах. М.: Мир, 1987.
5. Potter R.W., Clinne M.A. Pressure correction for fluid inclusion homogenization temperatures (abstr.) // Int. Assoc. on the Genesis of Ore Deposits, 5th Simp., Snowbird, Alta, Utan, Program and Abstr. 1978. P. 146

МИНЕРАЛЬНЫЙ СОСТАВ И УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ ЗОЛОТО-СУРЬЯНОГО ОРУДЕНЕНИЯ ЮГО-ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ ВОСТОЧНОГО САЯНА

Б. Б. Дамдинов^{1,2}

¹Федеральное государственное бюджетное учреждение науки
Геологический институт Сибирского отделения РАН, Улан-Удэ,
Россия, damdinov@mail.ru

²ФГБОУ ВО «Бурятский государственный университет»

Все известные золоторудные месторождения юго-восточной части Восточного Саяна, не содержат антимонит как главный рудный минерал. Примесь сурьмы в рудах месторождений этого региона чаще всего обусловлена наличием Sb-сульфосолей, таких как блеклые руды (тетраэдрит, фрейбергит). Однако известно несколько проявлений золото-антимонитовой минерализации в бассейне р. Сенцы в западной части Окинской металлогенической зоны, наиболее крупным из которых является рудопроявление Туманное. Непосредственной вмещающей средой золоторудных жил на проявлении Туманное являются раннепалеозойские (533 ± 5.8 млн. лет) биотит-роговобманковые гранодиориты, прорывающие осадочно-метаморфические породы среднего протерозоя.

В пределах участка выделено 2 типа руд – малосульфидные жилы с кварц-пирит-арсенопиритовой минерализацией и кварц-антимонитовые жилы. Жильный кварц представлен тремя генерациями: крупнозернистый агрегат изометричных, часто округлых или вытянутых зерен неправильной формы (кварц1), мелкозернистый агрегат, развитый в межзерновых пространствах кварца1 (кварц2) и тонкие секущие прожилки мелкозернистого кварца, ассоциирующие с карбонатом и рудными минералами (кварц3).

Из рудных минералов в жилах количественно преобладает антимонит, слагающий участки сплошных аллотриоморфнозернистых агрегатов. Однако чаще всего антимонит присутствует в виде агрегатов, заполняющих пространство между зернами кварца1 и кварца2, часто антимонит заполняет трещинки, просечки либо присутствует в виде игольчатых зерен в секущих карбонатных и кварцевых прожилках. Арсенопирит и мышьяковистый пирит слагают идиоморфные и гипидиоморфные кристаллы и имеют гнездово-вкрапленное распределение в кварцевых жилах, кроме того, присутствует в виде идиоморфных выделений в антимоните в кварц-антимонитовых жилах. По химическому составу арсенопирит характеризуется некоторым обогащением S и имеет S/As отношение 1.15 – 1.3, в среднем – 1.19. Средний состав арсенопирита

рассчитывается на формулу $Fe_{1.076}As_{0.877}S_{1.048}$. В агрегате антимонита в виде рассеянной вкрапленности, кроме арсенопирита и пирита, присутствуют также удлиненные или линзовидные выделения цинкениита ($Pb_9Sb_{22}S_{42}$), реже мелкие зерна халькостибита ($CuSbS_2$), причем последний обычно приурочен к краям зерен антимонита. Выделения золота присутствуют непосредственно в кварце в центральных частях жил, а также в виде полиминеральных сростаний зерен самородного золота, серебросодержащего тетраэдрита ($Ag - 12.82 - 14.74$ мас.%) и андорита ($PbAgSb_3S_6$) иногда в этих же сростаниях присутствуют частично корродированные кристаллы пирита. Андорит также отмечается в виде прожилков в пирит-арсенопиритовых агрегатах. Золото имеет среднюю пробность – максимум значений пробности попадает в интервал 850 - 900‰, однако в некоторых золотилах отмечаются участки (возможно, реликты) низкопробного золота (650 - 700‰). Мофрология золотинов – ксеноморфные трещинные и цементационные формы, реже изометричные зерна в сростаниях с Sb-сульфосолями.

По соотношениям минералов выделяется следующая последовательность формирования рудных минеральных ассоциаций:

Пирит+арсенопирит→антимонит+цинкениит+халькостибит→андорит+самородное золото+Ag-содержащий тетраэдрит.

Для изучения условий формирования оруденения проведены исследования первичных ФВ в кварце. ФВ характеризуются небольшими размерами (менее 10 мкм) и крайне малой распространенностью (преобладают вторичные ФВ). Выделяется три типа включений, различающихся по температурам их гомогенизации. Первый тип ФВ имеет изометричную близкую к ромбовидной или квадратной, форму и двухфазовое строение (газ+водный раствор), температуру гомогенизации 346°C, однако в большинстве случаев эти включения декрепитируют в интервале температур 330 - 345°C. Температура эвтектики – -33°C. Второй тип включений неправильной формы, немного вытянуты в одном направлении, также двухфазные. Температура гомогенизации таких включений - +301°C, температура эвтектики – -33°C и Тплавления льда - -3,5°C, что соответствует солёности 5.71 мас.% NaCl экв. [2]. Третий тип включений имеет угловатую неправильную форму, двухфазное строение и температуру гомогенизации +217°C. Температура эвтектики в этом типе ФВ – -33.2°C, температура плавления льда - -4°C, что соответствует солёности 6.45 мас.% NaCl экв. Предполагаемая солевая система, соответствующая температуре эвтектики -33°C – $MgCl-H_2O$ [1]. Давления варьируют от 1162 до 1322 бар.

Полученные три типа включений соответствуют трем выделенным минеральным ассоциациям. Следовательно, формирование рудных минеральных ассоциаций шло в ходе понижения температуры (от более 345°C до менее 200°C) и давления (остывания рудообразующей гидротермальной системы). Температура формирования ассоциации пирит – арсенипирит >345°C – 300°C; антимонит+цинкениит+халькостибит – 300 – 217°C; андорит+самородное золото+Ag-содержащий тетраэдрит – >217°C - 180°C. Нижнее значение температуры соответствует известной температуре отложения андорита [4].

Изотопный состав серы в антимоните имеет значения от -2.5 до -3.8‰, что попадает в интервал ювенильной серы. Расчет изотопного состава серы рудообразующего флюида по уравнению [4] показывает следующие интервалы значений: для температуры 300°C – -0.2 ... -1.5‰, для температуры 217°C – -0.7 ... +0.6‰. Такие значения ещё более близки ювенильным значениям изотопного состава серы, что свидетельствует о привносе серы из материнского магматического расплава. Значения изотопного состава кислорода в жильном кварце попадают в интервал +13.0 ... +15.8‰. Расчет изотопного состава кислорода флюида по уравнениям, представленным в работе [5], для температуры 300°C, показывает значения в интервале +5.6...+8.4‰, что также соответствует магматическому источнику.

Таким образом, изотопные исследования свидетельствуют о магматогенной природе рудообразующих гидротермальных растворов. Связь оруденения с гранитоидами также подтверждается и геологическим положением рудных жил – они распространены только в телах гранодиоритов и за их пределы не выходят. Кроме того, вмещающие гранитоиды характеризуются повышенными концентрациями Au, As и Sb. Все перечисленные признаки свидетельствуют о магматогенно-гидротермальной природе золото-сурьмяного оруденения юго-восточной части Восточного Саяна в связи со становлением раннепалеозойских гранодиоритов таннуольского комплекса. Повышенная золотоносность гранитоидов этого комплекса также подтверждается присутствием в них промышленных золоторудных объектов (месторождение Коневинское).

1. Борисенко А.С. Анализ солевого состава растворов газовой-жидких включений в минералах методом криометрии // Использование методов термобарогеохимии при поисках и изучении рудных месторождений. М., 1982, с. 37—47.

2. Bodnar, R. J. & Vityk, M.O. (1994): Interpretation of microthermometric data for H₂O-NaCl fluid inclusions. In: "Fluid inclusions in minerals: methods and applications". B. De Vivo & M. L. Frezzotti eds. Pontignano-Siena, 117-130.
3. Jasinsky A. W. (1983): Some aspects of the silver mineralization in the Hällefors region (Bergslagen, Sweden) // Mineralogical Magazine. vol. 47, p. 507 – 514.
4. Ohmoto H., Rye R.O. (1979): Isotopes of sulfur and carbon: in H.L. Barnes ed., Geochemistry of Hydrothermal Ore Deposits, Second Edition: John Wiley & Sons, 509-567.
5. Zhang Y. X., Walker D., Leshner C. E. (1989) Diffusive crystal dissolution. // Contrib. Mineral. Petrol. V. 102, p.492-513.

УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ БЕРИЛЛИЕВЫХ РУД АУНИКСКОГО И АМАНДАКСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЙ (ЗАПАДНОЕ ЗАБАЙКАЛЬЕ)

Дамдинова Л.Б., Дамдинов Б.Б.

ФГБУН Геологический институт СО РАН, Улан-Удэ, Россия,

ludamdinova@mail.ru

ФГБОУ ВО Бурятский Государственный Университет

В настоящее время данные об условиях формирования, переноса и отложения бериллия в мировой литературе весьма редки и недостаточны для выяснения генезиса и особенностей строения гидротермальных месторождений. Наиболее надежную информацию о переносе и отложении Ве можно получить, изучая флюидные включения в минералах. На территории Западного Забайкалья известна крупная бериллиеносная провинция, где наиболее изученным, в том числе и термобарогеохимическими методами, является одно из крупнейших ($BeO=1.3\%$) в мире Ермаковское флюорит-фенакит-берtrandитовое месторождение (Рейф, 2008; Beryllium..., 2002; Дамдинова, Рейф, 2004 и др.). Однако более мелкие Ауникское и Амандакское фтор-бериллиевые месторождения изучены менее детально. Целью данной работы является выяснение условий формирования бериллиевых руд, а также переноса и отложения Ве гидротермальными растворами на примере разнотипных бериллиевых месторождений. Объектами исследования являются бериллиевые месторождения Саяно-Байкальской складчатой области относящиеся к флюорит-фенакит-берtrandитовому (Ауникское) и торит-флюорит-фенакитовому (Амандакское) типам (Куприянова, 2011; Булнаев, 2006). Эти месторождения Витимского плоскогорья известны с 60-х годов прошлого века. Ауникское месторождение расположено в Баунтовском районе Бурятии, в 22 км к северо-западу от пос. Багдарин, по балансовым запасам относится к крупным объектам с бедными рудами. Амандакское месторождение, расположенное в 7 км северо-западнее от пос. Багдарин, оценено как среднее. Рудные тела Ауникского и Амандакского месторождений образованы протяженными маломощными метасоматическими зонами среди карбонатных пород. Месторождения схожи по геологическому строению, магматизму, структурным и текстурным особенностям руд. Возраста руд обоих месторождений близки: Ауник - $243\pm 3 - 257\pm 3$ млн. лет [Булнаев, 2006] и 241 ± 1.6 млн. лет (Лыхин и др., 2015), Амандак - 260 ± 2 млн. лет [Булнаев, 2006]. Руды обычно имеют ритмично-полосчатую текстуру, обусловленную чередованием флюоритовых и флюорит-фенакит-полевошпатовых полос. Также для руд характерна ярко-выраженная

ячеистая структура, характеризующаяся более идиоморфными и округлыми зернами флюорита. Главный минерал руд - флюорит (40-60 об.%), кроме того присутствуют микроклин, кальцит, доломит, кварц, альбит, биотит, мусковит. Второстепенные минералы: циркон, гранаты, монацит, апатит, шеелит, ксенотим, синхизит, касситерит, сульфиды (пирит, галенит) и др. Бериллиевые минералы представлены фенакитом ($\text{Be}_2[\text{SiO}_4]$) и берtrandитом ($\text{Be}_4[\text{Si}_2\text{O}_7](\text{OH})_2$). Для руд Амандакского месторождения характерны повышенные содержания торитов, ферриторитов и редкоземельных минералов, тогда как Ауникское месторождение более богато бериллиевыми минералами, что подтверждается данными по содержанию Be в рудах (до 4800 г/т). Методами термометрии, криометрии и КР-спектроскопии были изучены первичные флюидные включения (ФВ) во флюорите и фенаките. Установлено, что включения из флюорита руд Ауника и Амандака имеют многофазовый состав: газовый пузырь иногда с видимой каймой жидкой углекислоты (Ж_y), одна или несколько твердых фаз (рис. 1). В фенаките ФВ содержат газовый пузырь с Ж_y и не содержат твердых фаз. Размеры ФВ в среднем варьируют от 10 до 25 мкм.

По данным термометрии температурный интервал отложения флюорита в рудах Ауника варьирует от $+156$ до $+340^\circ\text{C}$, $T_{\text{пл льда}}$ -4.8 до -6.5°C , $T_{\text{звм}}$ -47 до -49°C , $T_{\text{зом.CO2}}$ от $+17.4$ до 25°C , соленость растворов от 7.5 до 9.9 экв. NaCl, солевая система наиболее близка к $\text{CaCl}_2\text{-H}_2\text{O}$. В рудах Амандака $T_{\text{зом}}$ меняются от $+125$ до $+280^\circ\text{C}$, $T_{\text{пл льда}}$ от -2.3 до -4.3 , $T_{\text{звм}}$ от -47 до -48.5 , соленость растворов от 3.8 до 6.4 экв. NaCl, солевая система также наиболее близка к $\text{CaCl}_2\text{-H}_2\text{O}$.

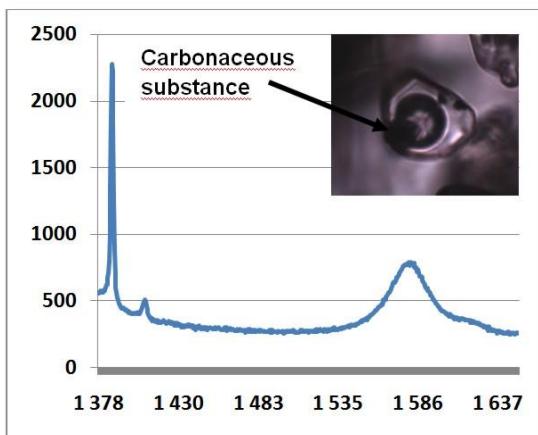


Рис. 1. КР-спектр и фото углеродистого вещества (показано стрелкой) во ФВ из флюорита

В составе газовых фаз методами криометрии и КР-спектроскопии во включениях обоих объектов обнаружена CO_2 , в единичных ФВ присутствует N_2 . Идентифицированы твердые фазы, представленные апатитом и кальцитом, которые, вероятнее всего, не являются дочерними, поскольку присутствуют в вакуолях

не всегда и в разных соотношениях. Практически во всех ФВ отмечаются агрегаты или чешуйки насыщенного черного цвета, зачастую как бы приуроченные к газовой фазе, либо образующие отдельные обособления (рис. 1). Эти агрегаты идентифицированы как углеродистое вещество и являются, по всей видимости, дочерней фазой. В нескольких включениях из руд Ауника обнаружен нахколит (NaHCO_3) в виде единичных фаз.

Таким образом, руды двух месторождений образовались высокофтористыми бериллиеносными слабосолеными растворами с CO_2 , содержащими углеродистое вещество, в температурном интервале $+125$ - $+340^\circ\text{C}$. Некоторые различия отмечаются в солёности растворов, температурах формирования и давлениях. Так, растворы, сформировавшие руды Амандакского месторождения, имеют более низкую солёность (до 6.4 мас.% экв. NaCl), более низкие температуры ($+125$ - $+280^\circ\text{C}$) и давления (1.7-1.8 кбар), тогда как растворы, сформировавшие руды Ауникского месторождения имеют более высокую солёность (до 9.9 мас.% экв. NaCl), температуры формирования ($+156$ до $+340^\circ\text{C}$) и давления (1.9-2.8 кбар).

Основываясь на ряде признаков, таких как приуроченность рудных зон месторождений к участкам трещиноватости; развитие флюорит-бериллиевых руд по карбонатным прослоям, тогда как алюмосиликатные прослои остаются практически не изменёнными; можно сделать вывод о том, что формирование флюорит-бериллиевых руд происходило путем метасоматического замещения карбонатных пород. Пространственная связь оруденения с телами субщелочных магматических пород позволяет предполагать, что последние могли быть источниками рудообразующих растворов.

Авторы выражают благодарность С.З. Смирнову и Е.Н. Соколовой (ИГМ СО РАН) за помощь в проведении КР-спектроскопии. Исследования выполнены при поддержке гранта РФФИ № 14-05-00339-а.

1. Булнаев К.Б. Фтор-бериллиевые месторождения Витимского плоскогорья: минеральные типы, условия локализации, магматизм, возраст (Западное Забайкалье) // Геология рудных месторождений. 2006. Т. 48. № 4. С. 320-334.
2. Дамдинова Л.Б., Рейф Ф.Г. Особенности формирования разнотипной прожилковой бериллиевой минерализации на Ермаковском F-Be месторождении (Западное Забайкалье) // Геология и геофизика, 2004, Т. 45, № 8, с. 979-991.
3. Куприянова И.И., Шпанов Е.П. // Бериллиевые месторождения России, М.: ВИМС, 2011, 353 с.

4. Лыхин Д.А., Ярмолюк В.В. Западно-Забайкальская бериллиевая провинция: месторождения, рудоносный магматизм, источники вещества // М.: ИГЕМ РАН, ГЕОС, 2015, 256 с.
5. Рейф Ф. Г. Щелочные граниты и бериллиевое (фенакит-бертрандитовое) оруденение на примере Оротского и Ермаковского месторождений // Геохимия, 2008, № 3, с. 243-263.
6. Berillium: mineralogy, petrology, and geochemistry. Reviews in mineralogy and geochemistry. Editor: Edward S. Grew. University of Maine, Orono, Maine. Series Editor: Paul H. Ribbe. Virginia Polytechnic Institute and State University Blackburg, Virginia. Washington, DC. 2002. USA.

ОБ ОСОБЕННОСТЯХ ВКЛЮЧЕНИЙ В МИНЕРАЛАХ КИМБЕРЛИТОВ

Н.Н.Зинчук

*Западно-Якутский научный центр АН РС (Я), Мирный, Россия,
nzinchuk@rambler.ru*

Несмотря на значительную изученность кимберлитовых пород, природа мантийного вещества в них исследована пока недостаточно, особенно это касается включений как в первичных, так и в постмагматических минералах. К настоящему времени в литературе имеются лишь фрагментарные данные по исследованию твердых включений в алмазах, индикаторных минералах кимберлитов (ИМК) и их постмагматических образованиях. Твердые включения в алмазах представлены син- и эпигенетическим оливином, гранатом, пироксенами и хромшпинелидами, на основании чего сделаны выводы об образовании вмещающего минерала и кристаллизации их из расплава, насыщенного H_2O и CO_2 при специфических РТ-условиях. Твердые включения в первичных минералах указывают на наличие летучих, одновременно присутствующих в магматических расплавах. Еще меньше данных о магматических включениях расплавов в мантийных минералах. Макро- и микроскопические «расплавные включения» в алмазах обычно представлены оливином, гранатом, диопсидом, рутилом, хромшпинелью и судьфидами. Многие исследователи считают, что такие включения являются остатками «материнской магмы». Из летучих в алмазах выявлены гелий, водород, азот, которые присутствуют в структуре минерала, в минеральных и расплавных включениях. В кимберлитах Сибирской платформы (СП) изучены включения в алмазах силикатного расплава. Рядом исследователей допускается наличие в мантии Земли abiогенного метана – источника нефти и газа, детальные исследования которых может существенно расширить наши познания об обстановках, существующих в верхней мантии. Последнего можно достичь также путем изучения включений флюидов в минералах кимберлитов, являющимся «окнами», позволяющими заглянуть вглубь Земли [1-2]. Важность таких исследований можно проиллюстрировать и на примере позднемагматических и ранних постмагматических образований (грейзены, скарны, молибденовые и вольфрамовые оруденения), позволяющих предложить модель эволюции отделяющегося от магмы рудообразующего флюида. В верхних частях магматических камер накапливается многокомпонентный флюид [1], создающий давление в камере $(6000-5000) \times 10^5$ Па при $1200-1400^\circ C$. Его концентрация достигает 75-70 %-экв. хлорида натрия. В нем преобладает вода (15-0,5 %), углекислота

(0,5-0,1 %) и хлориды (0,3-0,1 %). Меньше калия, кальция, магния, фтора, сероводорода, углеродов и др., а также металлов, количество которых увеличивалось с повышением температуры, содержания хлоридов и летучих.

Компоненты флюида можно разделить на две группы: а) рудогенные или рудообразующие (преимущественно металлы – 1-2 %); б) фоновые или минерализаторы (летучие и легкорастворимые соли – «рабочая среда» - 3-5 % объема магмы). Первые «идут на руду», а вторые создают фон и консервируются в минералах руд и боковых пород, формируя с рудными элементами первичные ореолы рассеяния рудных и нерудных месторождений. Фоновые компоненты принимают активное участие в мобилизации рудных элементов из расплава и окружающих пород, комплексообразовании, переносе металлов и (при соответствующих изменениях температуры и давления) в распаде комплексов, кристаллизации руд, в регулировании щелочности-кислотности среды. Вследствие их «работоспособности», они рассматриваются нами [2] как «рабочая среда». Основная роль в ней принадлежит воде, углекислоте и хлоридам. При температуре 400-500°C они находятся во флюиде в виде недиссоциированных молекул. Значительную роль в мобилизации рудного вещества играли галоиды. С увеличением их концентрации в магме повышалась интенсивность перехода рудных элементов из магмы во флюид. Причем, если происходило отделение металлов от силикатного расплава в виде молекулярных галогенных соединений, то по мере передвижения флюида в участки пониженных давлений эти соединения могли сменяться легкорастворимыми комплексами, переходя в ионную форму, с преобразованием флюида в упорядоченный и с возрастанием его энтропии. В участки пониженного давления обычно «всасывались» рудоносные флюиды, от которых в результате ретроградного из вскипания отделялись летучие и повышалась активность серы. Многочисленные данные позволяют утверждать о том, что при остывании магматического расплава формируется система $Kr + Fl_1 + Fl_2$, представленная твердыми фазами (Kr), остаточным расплавом (Fl_1) и рудообразующим флюидом – $NaCl-CO_2-H_2O$ (Fl_2). Система $Kr + Fl_1 + Fl_2$ указывает на два способа отделения металлоносной флюидной фазы от родоначального очага: а) путем ретроградного вскипания магм (при высоких содержаниях летучих); б) постепенным отделением жидкообразного флюида (при низком содержании летучих). В первом случае главная роль принадлежит углекислоте, во втором – галоидам. Поэтому термобарогеохимические пределы разделения магматического, флюидного, газового и жидкого

агрегатного состояния зависят от плотности, состава и концентрации флюида. Однако обе ветви являются минералообразующими и нередко перемежаются на многостадийных месторождениях (в том числе в многофазных кимберлитовых диатремах). При ретроградном вскипании магм появляются углекислотные газовые флюиды, что подтверждается [1] наличием углекислотных газовых включений с твердыми минералами-узниками в позднемагматических и раннепослемагматических минералах. Такие включения свидетельствуют об активном характере пневматолитового минералообразования. Со временем происходит сжижение этих газов и дальнейшее минералообразование осуществляется из углекислых, периодически вскипающих гидротерм (в результате трещинообразования – вакуумирования). Отделявшиеся при вскипании гидротерм газы уже не являются минералообразующими, а возникшие сосуществующие жидкие и углекислые включения в ИМК свидетельствуют о вскипании углекислотных диатрем и используются для оценки термобарических параметров вскипания [2]. После эволюционного (постепенного) отделения рудообразующих флюидов (высокоплотных и очень агрессивных) происходит их разделение (при трещинообразовании) на углекислотную и водносолевую фазы, которые практически неразличимы вначале по плотности и являются минералообразующими. Первая фаза представлена углекисловодными газами, содержащими галоиды, а вторая – хлоридно-натриево-водными растворами с углекислотой. Наличие обеих фаз во включениях (углекислоты, сосуществующие с хлоридом натрия в различных соотношениях) иллюстрируется многочисленными наблюдениями в минералах магматических, пегматитовых, кимберлитовых, карбонатитовых и скарновых высокотемпературных месторождений.

Приведенные данные показывают важность для становления нынешнего состава кимберлитовых пород термобарогеохимических параметров кристаллизации продуктивных минеральных ассоциаций, являющихся важной теоретической основой для разработки «метода диагностики продуктивных стадий» и создания пространственно-генетических моделей коренных месторождений алмазов различного геологического строения. Использование термобарогеохимических результатов исследований может быть успешно использовано в сочетании с традиционными методами при прогнозно-поисковых работах в кимберлитоносных регионах на древних платформах Мира. В теоретическом плане модель эволюции мантийного вещества можно создавать на базе термобарогеохимических данных, для чего в каждом конкретном случае требуется использование дополнительных

фактических материалов по геолого-вещественному составу этих потенциально продуктивных толщ.

1. Зинчук Н.Н., Зинчук Н.Н., Пизнюр А.В., Ягнышев Б.С. Факторы минералообразования и некоторые экологические аспекты кимберлитов.- Воронеж; ВГУ. 2003. 110 с.
2. Зинчук Н.Н., Пизнюр А.В., Павлунь Н.Н. От мантийных до постмагматических процессов (по включениям в минералах) // Сб.: Геология, закономерности размещения, методы прогнозирования и поисков месторождений алмазов.-Мирный; МГТ.1998.С.46-48.

ПРОБЛЕМЫ ТЕРМОБАРОГЕОХИМИЧЕСКОГО ИЗУЧЕНИЯ ПРОЦЕССОВ КИМБЕРЛИТООБРАЗОВАНИЯ

Н.Н.Зинчук

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

Особенность кимберлитовых пород (высокие значения основных термодинамических показателей в области зарождения исходных расплавов, длительность и необычность их эволюции, значительная изменчивость конечных продуктов, наблюдаемых в диатремах) затрудняет познание изначального состава породообразующей магмы и ограничивают применимость таких данных в практике геолого-поисковых работ. Наиболее разнообразная и в достаточной мере достоверная генетическая информация может быть получена при комплексном исследовании фазового состава и агрегатного состояния флюидных включений минералообразующих сред как в индикаторных минералах кимберлитов (ИМК), так и в подобных образованиях из вмещающих диатремы толщ. Исследования включений в ИМК показали [1-2], что расшифровка важнейших физико-химических особенностей процессов, имевших место в исходных магмах, с помощью флюидных включений является одним из наиболее надежных путей к объективному познанию генезиса кимберлитов и содержащихся в них родственных пород. Результаты исследования летучих и растворимых компонентов в составе расплавных включений в ИМК показывают принципиальную возможность разработки комплекса надежных и объективных критериев прогнозирования и поисков месторождений алмазов. В основу таких разработок должны быть положены комплексные всесторонние исследования ИМК в комплексе с детальным изучением в них флюидных включений (растворимая, летучая и силикатная составляющие), а также включений в минеральных фазах пород вмещающих кимберлитовые диатремы и гидротермалитах (кварц, карбонаты и сульфиды) в комплексе с исследованиями термоэлектрических свойств минералов-термопроводников (пикроильменит, циркон, магнетит и др.), изотопного состава, энтропии и элементных соотношений вещества флюидных включений и др. Изучение флюидных включений в ИМК показывает, что в разноцветных гранатах и оливинах глубинных ксенолитов и ксенокристаллах ряда кимберлитовых тел Сибирской платформы (СП) они характеризуются большим разнообразием фазовых соотношений и агрегатных состояний флюидных фаз. В их составе выявлены [1] труднорастворимые (стекло и силикаты), легкорастворимые (разные соли) и летучие (в составе которых и

глубинные углеводороды) компоненты. Данные о фазовом составе и температурах гомогенизации таких включений свидетельствуют о многостадийном процессе формирования кимберлитовых диатрем, в течение которого на путях продвижения кимберлитовой магмы неоднократно сменяли друг от друга явления, приводившие к образованию микротрещинок в ИМК, появлению расплавов в межзерновом пространстве и залечиванию межзерновых расплавов в микротрещинках и к формированию большого количества вторичных расплавных включений в них. В расплавных включениях в красном пиропе из кимберлитовой трубки Сытыканская выявлены следующие ионы солей, которые были растворены в материнском расплаве (в %-экв.): Li^+ - 0,2; Na^+ - 16,8; K^+ - 5,3; Ca^{2+} - 3,3; Mg^{2+} - 72,5; Sr^{2+} - 0,2; Ba^{2+} - 0,9; $\text{Fe}_{\text{общ}}$ - 0,8; HCO_3^- - 87,8; Cl^- - 4,0; SO_4^{2-} - 1,0; HSiO_3 - 7,2. Эти первые исследования ионных соотношений растворимых компонентов из включений в пиропе свидетельствуют [1] о существенном смещении их состава в сторону магнизальности, по сравнению с ионными соотношениями состава включений в минералах разноглубинных постмагматических месторождений, которыми являются кимберлитовые диатремы в настоящем виде. Ионметрический показатель может применяться при предварительной оценке не выявленных, частично разрушенных кимберлитовых трубок по вторичным ореолам рассеяния. Для разработки ионметрического прогнозно-поискового критерия должны быть исследованы ионные соотношения статистически надежных выборок ИМК и проведена сравнительная характеристика этих параметров во включениях индикаторных минералов алмазоносных и неалмазоносных кимберлитовых трубок. При этом следует учитывать, что дегазация мантии, сопряженная с процессами формирования кимберлитовых полей, является частью общего процесса оттока летучих от центральных к периферическим уровням Земли. Познание этого процесса с помощью изучения состава газов, законсервированных во включениях в ИМК, методами термобарогеохимии дает не только наиболее полное и корректное представление о составе летучих компонентов в мантии, но и об особенностях распространения и изменения валового состава их по мере продвижения к поверхности Земли и формировании кимберлитовых диатрем. В составе валовых газовых вытяжек из расплавных включений, законсервированных в пиропе кимберлитовой трубки Сытыканская и оливинах диатремы Удачная, резко преобладает (в % об.) азот (87,97) - в оранжевом пиропе; 85,8 - в красном пиропе; 83,18 - в оливково-зеленом оливине; 61,66 - в светло-зеленом оливине - над суммой содержаний метана (и его гомологов), двуокси углерода, кислорода и водорода. Близость

химического состава летучих компонентов соотношений важнейших их элементов (C:N:O:H) во включениях пиропов, оливинов и алмазов показывает, что состав газовой фазы включений в ИМК весьма специфичен и может служить в качестве важного признака при поисках и оценке кимберлитовых диатрем. При этом мантийные газы консервировались не только в составе включений в минералах-ксенокристаллах мантийных образований, но и в минералах самих кимберлитов и пород, вмещающих кимберлитовые тела. В пределах кимберлитовых регионов наиболее интенсивное продвижение мантийных газов к поверхности происходило вдоль ослабленных участков Земли (разрывные нарушения), к которым обычно приурочены кимберлитовые тела. Особенно интенсивной проницаемостью характеризовались частично дробленные породы в околотрубочном пространстве, о чем свидетельствуют интенсивные «ореолы пропаривания» (повышенной газонасыщенности и декрептоактивности вмещающих пород).

Приведенные исследования подчеркивают важность выявления участков высокой декрептоактивности и газонасыщенности пород, что в свою очередь может свидетельствовать о близости таких участков к кимберлитовым диатремам. Комплексное использование декрепитационной и палеогазовой съемки в поисковой практике позволяет оптимизировать и минимизировать систему прогнозно-поискового бурения (особенно на стадии детализации поисковых объектов (участков и зон), проводить опережающие работы на выявление слабоконтрастных аномалий трубочного типа в геофизических полях (поиски немагнитных трубок) и др. Такие гидротермального генезиса минералы как кварц, кальцит, пирит и другие развиты не только в трещинах в пределах кимберлитовых тел, но и во вмещающих породах, особенно в «ореолах пропаривания» непосредственно примыкающими к кимберлитовым телам. Они содержат газово-жидкие включения среднетемпературного (265-160°С) диапазона. Поскольку на расстояниях, превышающих два диаметра диатремы, проявления гидротермалитов ограничены, специфичны (содержат только тепловидные включения) и легко различаются от трубочных и околотрубочных, то сам факт выявления последних, является признаком, указывающим на близость искомого рудного тела. В этом заключаются прогностическая ценность исследования гидротермалитов. Комплексные исследования ИМК и содержащихся в них флюидных включений может служить надежной основой для разработки объективных критериев прогнозирования и поисков месторождений алмазов, что подчеркивает целесообразность

использования методов прикладной термобарогеохимии в практике алмазопроисковых работ.

1. Зинчук Н.Н., Пизнюр А.В., Попивняк И.В. Термобарогеохимическое изучение процессов кимберлитобразования – основа для прогнозирования и поисков месторождений алмазов // Сб.:Геология, закономерности размещения, методы прогнозирования и поисков месторождений алмазов.- Мирный: МГТ. 1998. С.258-260.

2. Калужный В.А. Основ учения о минералообразующих флюидах.- Киев:Наукова думка. 1982. 258 с.

ФЛЮИДНЫЙ РЕЖИМ ФОРМИРОВАНИЯ МЕТАМОРФИЗОВАННЫХ ВЫСОКОГЛИНОЗЕМИСТЫХ ПОРОД ЮГО-ЗАПАДНОГО ЗАБАЙКАЛЬЯ (ПО ДАННЫМ ТЕРМОМЕТРИЧЕСКОГО И ИЗОТОПНО-ГЕОХИМИЧЕСКОГО ИССЛЕДОВАНИЙ)

И.А. Избродин¹, А.Г. Дорошкевич^{1,2}, Д.Ц. Аюржанаева¹
Геологический институт СО РАН, Улан-Удэ, Россия,
isbrodin@rambler.ru

²*Институт геологии и минералогии им. В.С.Соболева СО РАН,*
Новосибирск, Россия, doroshkevich@igm.nsc.ru

Установить природу высокоглиноземистых метаморфических пород претерпевших неоднократные изменения довольно важная и фундаментальная проблема. Одним из путей решения данной проблемы является изучение флюидных включений в породообразующих минералах в совокупность с изотопно-геохимическими исследованиями.

Метаморфизованные высокоглиноземистые породы широко представлены на территории Юго-Западного Забайкалья. Они слагают разнообразны по форме и размерам тела в составе полей вулканических и метаморфических толщ [1] и условно разделены на две группы. Первая включает кварц-мусковит-кианитовые, мусковит-кианитовые сланцы и кианитсодержащие кварциты (Ичетуйское, Лево-Чемуртаевское, Номогонское, Хоронхойское и др. проявления). Это серые, светло-голубые породы, состоящие из переменного количества ориентированных в одном направлении порфирированных, иногда деформированных зерен кианита (20-60 %), неправильно-изометричных зерен кварца (40-60%), мусковита (5-20%), вкрапленности лазулита и рутила. Другой тип представлен силлиманит-кварцевыми и силлиманит-полевошпат-кварцевыми сланцами с переменными содержаниями слюд. Залегающих среди биотитовых, биотит-амфиболовых кристаллических сланцев и гнейсов. Породы были сформированы в условиях эпидот-амфиболитовой и амфиболитовой фаций, кроме того фиксируются процессы связанные с ретроградным метаморфизмом. Породообразующие минералы всех изученных проявлений характеризуются отрицательными величинами $\delta^{18}\text{O}$ Согласно изотопно-кислородным термометрам - температуры образования силлиманитсодержащих пород рассчитанных для пар кварц – гематит/силлиманит/рутил/мусковит колеблется в интервале 548-740 °С. Для кианитсодержащих пород Ичетуйского проявления для пар кварц – кианит/гематит 594- - 670 °С, а для пары кварц-кианит/мусковит Хоронхойского 412 - 503 °С. Для остальных

изученных проявлений зафиксирована изотопная неравновесность в минералах. Расчетная величина $\delta^{18}\text{O}$ воды в парах минерал-вода для силлиманитовых сланцев варьирует от -1.98 до -15.15‰, для кианитовых пород от -7.4 до -21.2‰, что указывает на широкое участие метеорных вод в метаморфических процессах. Значения температур полученных по Zr-in-rutile термометру для силлиманитсодержащих сланцев составило 637-704 °С, для кианитовых пород Ичетуйского 495-562 °С [2].

При проведении термометрических исследований полифазных включений в кварце из силлиманитсодержащих пород нам не удалось достигнуть их гомогенизации. При температуре 400-410 °С во включениях наблюдалось округление пузыря и постепенное уменьшение его до 680 - 710 °С. При этом проявлялись извилистые границы между жидкостью и дочерними кристаллами. В этом интервале температур происходила разгерметизация включений. Твердые фазы в прогретых декрепитированных включениях были выведены на поверхность и проанализированы на электронном микроскопе. Составы дочерних фаз во включениях приблизительно соответствуют составам K-Na полевых шпатов. При постоянном количестве щелочей, в них существенно варьируют содержания SiO_2 (от 49.76 до 74.85 мас.%) и Al_2O_3 (от 11.59 до 32.94 мас.%). Количество титана (от меньше предела обнаружения - 1.5 мас.% TiO_2) в дочерних фазах сопоставимо с содержаниями в высокоглиноземистых породах Кяхтинского месторождения. Особенностью включений являются повышенные (0.41-0.85 мас.%) и высокие (3.83-4.72 мас.%) содержания SO_3 . Химический состав дочерних фаз близок с составом биотитовых гнейсов Кяхтинского месторождения.

Результаты термометрических исследований в кварце на Ичетуйском проявлении указывают на присутствие несколько типов включений, среди которых преобладают углекислотные(?). При этом выделяется обособленная группа трехфазовых газовой-жидких, двухфазовых жидких, и однофазовых включений, одна из фаз которых, по-видимому, является сильно уплотненной жидкостью. Отнесение их к первичным или вторичным затруднено в связи с тем, что они образуют как обособленные одиночные включения, так и формируют совместные группы, располагающиеся вдоль трещин. Изучение включений сопряжено с большими трудностями из-за их незначительных размеров. Довольно достоверно установлено, что одна жидкость является водным раствором, другая - жидкой углекислотой (?), а газовый пузырек, представляет собой, находящуюся под давлением, углекислоту. Последняя во включениях

определяется по гомогенизации газового пузыря (CO_2) в жидкость при температуре около $32\text{ }^\circ\text{C}$ (при нагреве от лампочки микроскопа в течении 5 сек.). Пузырек находится в постоянном движении. Одиночные газовой-жидкие включения (ГЖВ), встреченные в кварце имеют трубчатую и таблитчатую форму. Размер газового пузыря составляет 15-20 об. %. Температуры гомогенизации этого типа включений получить не удалось. При температуре $240\text{ }^\circ\text{C}$ пузырек округляется, после чего медленно начинает уменьшаться, светлеет, смещаясь к центру включения. При температуре $300\text{-}310\text{ }^\circ\text{C}$ происходит резкое увеличение пузыря и его декрепитация. По данным рамановской спектроскопии состав включений минералообразующих флюидов примитивный с преобладанием ОН группы. В качестве дочерней фазы во включениях в кианите установлен алуниит. В минералах регрессивной стадии (аугелит) присутствуют твердые фазы водных сульфатов (типа гексагидрита).

Таким образом, изотопные данные указывают на преобладание метеорных вод в процессе образования пород. Скорее всего? флюид был чисто водный, хотя и имело место влияние водно-углекислотных жидкостей (в кианитовых породах). Значения температур полученных при гомогенизации флюидных включений согласуются с температурами полученными по изотопным и геохимическим (Zr-in-rutile) термометрам и могут быть использованы при изучении подобных пород.

Исследования выполнены при финансовой поддержке РФФИ 16-35-00365 мол_а.

1. Избродин И.А., Рипп Г.С., Дорошкевич А.Г., Посохов В.Ф., Сергеев С.А., Саватенков В.М. U-Pb (SHRIMP II) – датирование цирконов из метаморфических пород Юго-Западного Забайкалья // Докл. РАН. 2012.т. 442. № 5. С. 680-685.
2. Избродин И.А. Применимость «Zr-in-rutile» термометра на примере метаморфизованных высокоглиноземистых пород Юго-Западного Забайкалья // Материалы III всероссийской Байкальской молодежной научной конференции по геологии и геофизике. Изд-во БНЦ СО РАН, 2015. С.120-123.

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЯ РАСПЛАВНЫХ ВКЛЮЧЕНИЙ В КЛИНОПИРОКСЕНАХ МЕЛАНЕФЕЛИНИТОВОЙ ДАЙКИ ХИБИНСКОГО МАССИВА

А. Т. Исакова¹, А. А. Арзамасцев²

¹Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН,
Новосибирск, Россия, atnikolaeva@igm.nsc.ru

²Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, Санкт-
Петербург, Россия, arzamas@jggg.ru

Палеозойский дайковый комплекс Хибинского массива значителен по масштабу и разнообразен по составу. К настоящему времени их количество насчитывает около 250 даек, среди которых оливиновые меланефелиниты и родственные им породы (щелочные пикриты и различные нефелиниты) преобладают [1]. Эти дайки образуют сеть субпараллельных крутопадающих тел мощностью от 0.2 до 3.0 м, пространственно приуроченных к концентрической системе субвертикальных тектонических нарушений, которая пронизывает все структуры месторождения. Объектами данного исследования являются вкрапленники клинопироксенов из меланефелинитовой дайки (обр. 597/945.8). Порода сложена вкрапленниками оливина, клинопироксена, амфибола и биотита, а также основной массы, состоящей из клинопироксенов, нефелина, анальцима, калиевого полевого шпата, плагиоклаза, канкринита, акцессорных сфена, апатита, титаномагнетита, пирита, пирротина, кальцита и барита. Вкрапленники клинопироксена являются зональными, их окраска меняется от желтовато-зелёной, зелёной до тёмно-зелёной. Состав вкрапленников представлен диопсид-геденбергитом с широко варьирующей магнезиальностью (Mg#): Mg# 23-43 наблюдаются у тёмно-зелёных клинопироксенов, а у желтовато-зелёных клинопироксенов Mg# варьирует от 31 до 88, уменьшаясь к краевым зонам. Более магнезиальные разности (Mg# 75-88) содержат 0.12-0.98 Cr₂O₃. Клинопироксены из основной массы представлены эгирин-авгитами (Mg# 5-15).

В данной работе представлены результаты детальных исследований первичных расплавных включений в центральных частях желтовато-зеленых диопсидовс Mg# 69-77 (En₃₄₋₄₀Fs₁₂₋₁₆Wo₄₈₋₅₀). Полностью раскристаллизованные расплавные включения (от 4x5 до 25x30 мкм) в клинопироксенах состоят из дочерних амфибола, биотита, апатита, нефелина, альбита, калиевого полевого шпата, анальцима, а также остаточного стекла(?) и газовой фазы. Иногда в них встречаются минералы спутники – титанит, амфибол, апатит.

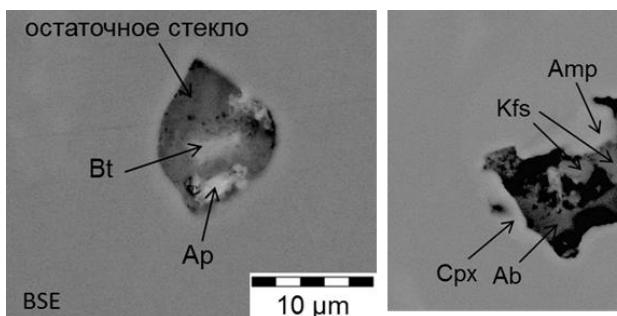


Рис. 1. Раскристаллизованные расплавленные включения в диопсиде: Ab – альбит, Amp – амфибол, Ap – апатит, Cpx – эгирин-авгит, Kfs – калиевый полевой шпат, Ne – нефелин, Ttn – титанит-спутник.

Начало плавления кристаллических фаз зафиксировано при 600-720°C, далее при 750-980°C оформляется газовый(е) пузырь(и). При повышении температуры расплавленные включения небольшого размера (<10 мкм) гомогенизируются при 1230-1250°C. При закалке гомогенных включений выделяется усадочный пузырь. Следует отметить, что крупные включения чаще всего не гомогенизируются.

Химический состав закалочных стекол из включений в клинопироксене отвечает составу нефелинита и меняется по мере кристаллизации клинопироксена от ультраосновного к основному с увеличением кремнезема, глинозема, щелочей, хлора и с уменьшением TiO₂, FeO, MgO, MnO, CaO, SO₃ (Рис. 2а). Методом КР-спектроскопии было установлено наличие H₂O в закалочных стеклах включений и наличие CO₂ в газовой фазе (Рис. 2б).

Для сравнения с полученными температурами гомогенизации и оценки давления были проведены расчеты P-T параметров по методике К. Путирка [5], которая основывается на химических составах сосуществующих диопсидов и содержащихся в них гомогенных стекол.

Выяснилось, что расчетные значения температур (1120-1220°C) сопоставимы с температурами гомогенизации, а оцененные значения давлений составляют 5-9±1.4 кбар [5]. Похожие значения давлений кристаллизации клинопироксенов из меланефелинитов Хибин (5.7-8.9±2 кбар) были ранее рассчитаны на основе геобарометров П.Нимиса (1999, 2000) [2].

Таким образом, вкрапленники клинопироксена из меланефелинитовой дайки Хибинского массива кристаллизовались из нефелинитового расплава при 1120-1220°C и 5-9±1.4 кбар, обогащенного летучими компонентами (CO₂, S, Cl, P). По мере кристаллизации клинопироксена расплав эволюционировал от ультраосновного к основному с увеличением SiO₂, Al₂O₃, Na₂O+K₂O, Cl и с уменьшением TiO₂, FeO, MgO, MnO, CaO.

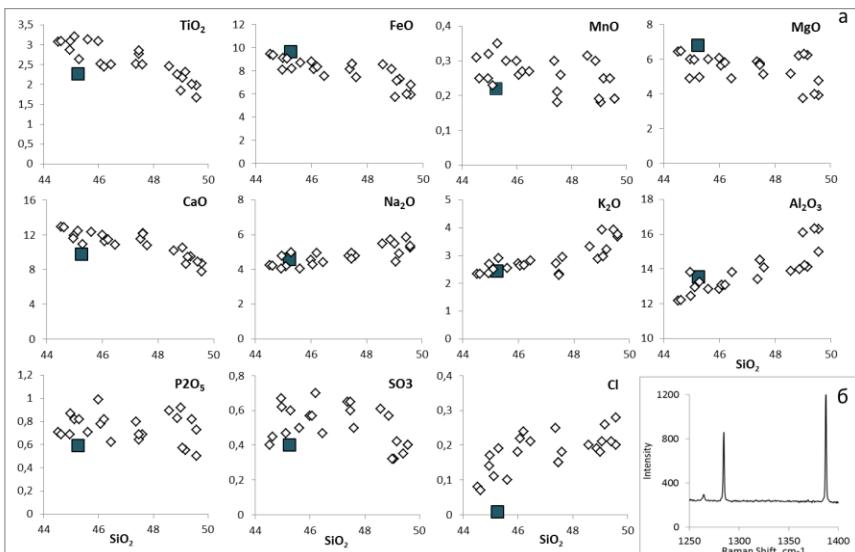


Рис. 2. а – Вариационные диаграммы (в мас.%) для составов стекол расплавных включений (\diamond) и исходной породы (■); б – Раман-спектр газовой фазы закаленного расплавного включения

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

1. Арзамасцев А.А., Федотов Ж.А., Арзамасцева Л.В. Дайковый магматизм северо-восточной части Балтийского щита. СПб.: Наука, 2009. 383 с.
2. Арзамасцев А.А., Арзамасцева Л.В., Беа Ф., Монтеро П. Элементы-примеси в минералах как индикаторы эволюции щелочно-ультраосновных дайковых серий: LA-ICP-MS данные по магматическим провинциям северо-восточной Фенноскандинавии и Германии // Петрология. 2009. Т. 17. №13. С. 51-78.
3. Nimis P. Clinopyroxene geobarometry of magmatic rocks. Part 2. Structural geobarometers for basic to acid, tholeiitic and mildly alkaline magmatic systems // Contrib. Mineral. Petrol. 1999. V. 135. P. 62–74.
4. Nimis P., Taylor W.R. Single clinopyroxene thermobarometry for garnet peridotites. Part I. Calibration and testing of a Cr-in-Cpx barometer and an enstatite-in-Cpx thermometer // Contrib. Mineral. Petrol. 2000. V. 139. P. 541–554.
5. Putirka K., Mikaelian H., Ryerson F., Shaw H. New clinopyroxene-liquid thermobarometers for mafic, evolved, and volatile-bearing lava compositions, with applications to lavas from Tibet and the Snake River Plain, Idaho // Am. Mineral. 2003. V. 88. P. 1542-1554.

ОСОБЕННОСТИ СОСТАВА И ЭВОЛЮЦИЯ РАСПЛАВА ВУЛКАНИЧЕСКОГО КОМПЛЕКСА БОЛЬСЕНА (ВУЛЬСИНИ, ИТАЛИЯ)

А.Т. Исакова¹, Л.И. Панина²

*Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН,
Новосибирск, Россия, ¹atnikolaeva@igm.nsc.ru, ²panina@igm.nsc.ru*

Вулканическое поле Вульсини располагается на севере Римской магматической провинции, занимает площадь около 2280 км² и состоит из четырех вулканических комплексов – Палео-Большена (0.60-0.45 млн л.н.), Большена (около 0.49-0.32 млн л.н.), Монтефьясконе (0.30-0.20млн л.н.) и Латера (0.38-0.15 млн л.н.). Все вулканические комплексы сложены лавовыми потоками различного состава (тефритового, базанитового, латитового, трахитового, тефрифонолитового и фонолитового), стромболианскими вулканическими шлаками, плинианскими осадками и игнимбритами[1, 3].

Предметом нашего исследования явились лавовые потоки лейцитовых тефрифонолитов комплекса Большена. Образцы для изучения были отобраны в районе Орвието (Рис. 1а). Исследуемый лейцитовый тефрифонолит состоит из вкрапленников клинопироксена, лейцита, плагиоклаза, калиевого полевого шпата и основной массы, сложенной этими же минералами, а также анальцимом, титаномагнетитом и апатитом. Клинопироксен в породе представлен зелеными и зеленовато-бурыми вкрапленниками небольшого размера. Они по составу отвечают диопсид-салиту ($En_{27-44}Fs_{7-25}Wo_{47-50}$). Крупные бесцветные вкрапленники лейцита содержат (в мас.%): 54.4-57.3 SiO₂, 21.8-23.3 Al₂O₃, 18.8-21.5 K₂O, а также 0.3-0.7 Na₂O, 0.3-0.6 FeO и до 0.1 CaO. Состав небольших вкрапленников плагиоклаза варьирует от битовнита к лабрадору ($An_{51-85}Ab_{14-43}Or_{1-6}$). Редкие в породе вкрапленники калиевого полевого шпата содержат 3-4 мас.% BaO. Кристаллы апатита содержат (в мас.%): 49.8-51.9 CaO, 33.4-36.1 P₂O₅, 0.6-0.8 SrO, 1.1-1.5 SO₃ и 0.03-0.09 Cl.

В клинопироксене первичные расплавные включения (РВ) содержат стекло и газовый пузырь. Размеры включений варьируют от 10х10 до 40х60 мкм (Рис. 1б). Кроме того в клинопироксене нередко встречаются кристаллиты апатита и титаномагнетита. В лейците первичные РВ встречаются часто, располагаются по зонам роста минерала, являются тонкораскристаллизованными. Их размер обычно небольшой – около 10х12 мкм, редко достигает 40х30 мкм (Рис. 1в). Иногда в лейците встречаются кристаллиты клинопироксена,

по составу близкие к вкрапленникам. В апатите же РВ являются удлиненными стекловатыми с газовым пузырьком.

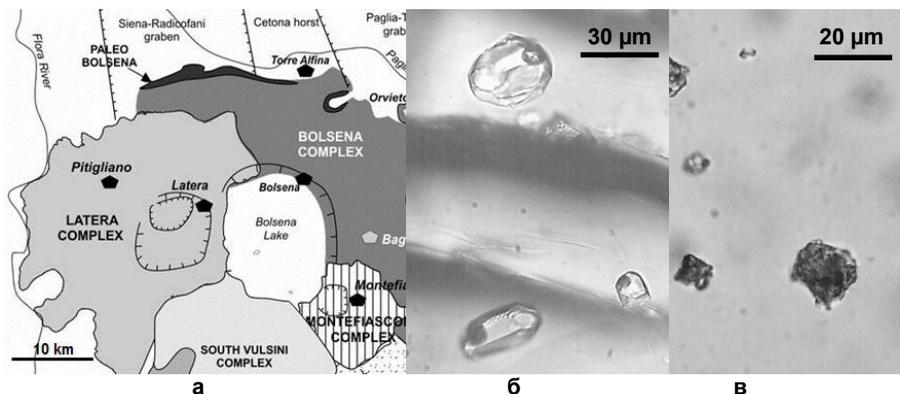


Рис. 1. (а) Схематическая геологическая карта вулканического поля Вулъсини [3]. Расплавные включения: (б) –клинопироксене; (в)– влейците.

Согласно результатам экспериментов по прогреву РВ, температура кристаллизации клинопироксенов составляет 1100-1200°C, лейцита и апатита – не ниже $1100 \pm 25^\circ\text{C}$. Полученные данные сопоставимы с температурами кристаллизации клинопироксенов на вулкане Роккамонфина Римской магматической провинции (1180-1280 °C [2]) и рассчитанными температурами кристаллизации оливинов в Монтефьясконе (1192-1242 °C [1]). Кроме того, по данным химического состава клинопироксенов и содержащихся в них расплавных включений нами были рассчитаны Р-Т параметры кристаллизации клинопироксенов по методике К. Путирка с соавторами [4]. Р-Т расчеты проводились методом итераций с использованием формул Р1 и Т1 из работы [4], где давление и температура взаимосвязаны. Ошибки для расчета давления и температуры составляют ± 1.4 кбар и ± 27 К, соответственно. Рассчитанная температура 1135-1260°C близка к полученным температурам гомогенизации включений в клинопироксенах. Оцененные значения давлений составляют не менее 4 кбар и показывают сильную вариацию, которая, вероятно, связана с потерей Na_2O при микрозондовых определениях химического состава стекол включений.

Было установлено, что химический состав исходного расплава, из которого образовались тефрифонолиты, является трахибазальтовым.

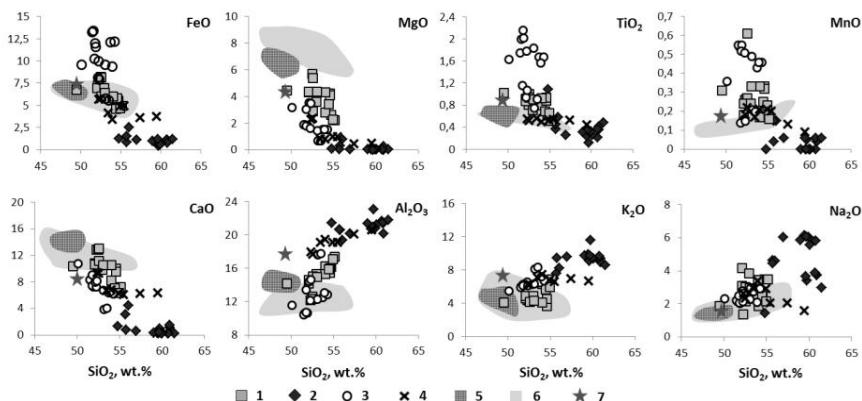


Рис. 2. Бинарная диаграмма соотношений петрогенных оксидов в: 1 – прогретых и 2 – непрогретых ПВ в клинопироксене; 3 – прогретых ПВ в лейците; 4 – прогретых ПВ в апатите; 5 – непрогретых ПВ в оливине из лейцитовых базанитов вулканического комплекса Монтефьясконе [1], 6 – прогретых ПВ в клинопироксене из калиевых вулканитов Роккамонфина [2], 7 – в лейцитовых тефрифонолитах комплекса Больсена

Расплав в процессе кристаллизации клинопироксена, лейцита и апатита обогащался щелочами, кремнеземом и обеднялся Fe, Mg, Ti, Mn и Ca, т.е. эволюционировал в сторону лейцитовых фонолитов (рис. 2). Состав исходного расплава был достаточно близок к составу лейцитового тефрифонолита, но являлся более дифференцированным по сравнению с составом примитивных расплавов, формировавших комплекс Монтефьясконе и Роккамонфина (рис. 2).

Работа выполнена при поддержке гранта Президента РФ (№ МК 5016.2016.5).

1. Kamenetsky V., Metrich N., Cioni R. Potassic primary melts of Vulturno (Roman province): evidence from mineralogy and melt inclusions // *Contrib Mineral Petrol.* 1995. Vol. 120. P. 186-196.
2. Lima A. Experimental study on silicate-melt inclusions in clinopyroxene phenocrysts from Roccamonfina lavas (Italy) // *Mineralogy and petrology.* 2000. Vol. 70. P. 199-220.
3. Peccerillo A. Plio-Quaternary volcanism in Italy: petrology, geochemistry, geodynamics. Springer. 2005. 365 p.
4. Putirka K., Johnson M., Kinzler R., Longhi J., Walker D. Thermobarometry of mafic igneous rocks based on clinopyroxene-liquid equilibria, 0-30 kbar // *Contrib Mineral Petrol.* 1996. Vol. 123. P. 92-108.

ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКИЕ ПАРАМЕТРЫ ЗОЛОТО-СУЛЬФИДНОЙ АССОЦИАЦИИ МЕСТОРОЖДЕНИЯ БОДОРНО (ЮЖНАЯ ЯКУТИЯ).

В.Н. Кардашевская¹, Е.В. Баданина¹, Н.И. Пономарева¹, Г.С. Анисимова², В.Н. Бочаров¹

¹Санкт-Петербургский Государственный университет, Санкт-Петербург, Россия, kardashevskaya92@mail.ru

²Институт геологии алмаза и благородных металлов СО РАН, Якутск, Россия, gsanisimova1952@mail.ru

Настоящее сообщение посвящено исследованию золото-сульфидной ассоциации месторождения Бодорно (Южная Якутия). На месторождении встречаются следующие типы минеральных ассоциаций: на раннем этапе прерудного метасоматоза образовались две минеральные ассоциации – гематит-магнетит-кварцевая и пирротин-пирит-кварцевая. На среднем этапе образовалась халькопирит-сфалерит-галенит-кварцевая ассоциация с золотом, и на завершающей стадии - ширмерит-(теллуросмугит)-кварцевая с золотом. Золоторудная минерализация связана со средним и поздним этапами [1].

Рудная зона 1 фиксируется от верховьев руч. Левое Бодорно (абс. отм. 1150 м) до водораздела с абс. отм. 1665,2 м, простирание зоны субмеридиональное 10-20°, установленная мощность зон кварцевого прожилкования 10 м, мощность отдельных прожилков 0,1-1,0 м. Рудная зона 2 прослежена в верхнем течении руч. Бодорно (абс. отм. 1071,1 м) до его верховьев (абс.отм.1160 м), простирание зоны субмеридиональное 10-20°, мощность рудных тел 0,25-1,2 м. Рудная зона 3 прослежена в верхнем течении руч. Левый Агинок на восточном фланге рудного поля. Рудные тела представлены серией пологозалегающих разлинзованных кварцевых жил мощностью 0,1-0,4 м. Простирание рудной зоны северо-восточное (50-60°), протяженность 1 км [1].

Определение минерального состава кварцевых жил трёх рудных зон месторождения Бодорно проводилось на микроанализаторе Hitachi S-3400N. В результате этих исследований выявлены следующие минеральные парагенезисы. Так, в первой рудной зоне встречаются: галенит, сфалерит, пирит, арсенопирит, гематит, теллуросмугит, самородное золото (Au-85,65-87,31%, Ag-12,79-14,69%, пробность – 853-872 ‰). Во второй рудной зоне обнаружены: галенит, сфалерит и гематит. В кварце третьей рудной зоны установлены: галенит, пирит, халькопирит и арсенопирит, относящиеся к раннему и среднему этапу.

В кварце обнаружены многочисленные углекислотно-водные, а также единичные газовые включения. Термобарогеохимические исследования включений в кварце позднего этапа позволили определить температуру и давление минералообразования, которые соответствуют: 150⁰ С и 0,5 кбар по [3, 4].

Состав газов флюидных включений изучался методом рамановской спектроскопии на спектрометре LabRam HR800. В кварцах среднего этапа был обнаружен следующий состав газов: CO₂ – 68,4%, CH₄ – 31,6%. В кварцах позднего этапа обнаружены: CO₂ – 95,2%, N₂ – 2,9% и CH₄ – 1,9%.

Произведена оценка физико-химических параметров формирования сульфидной минерализации, характерной для среднего этапа по термобарометру Куллерауда. Температура и давление соответствуют: 300⁰ С и 1,5 кбар по [5].

Анализ минеральных равновесий сульфидной ассоциации месторождения Бодорно, производился на основе известных методов химической термодинамики с учетом установленного температурного режима [2]. Как показано на (рис.1), область устойчивости парагенетической ассоциации Bi₂Te₃+Bi₂Te₂S+PbS+FeS₂+CuFeS₂+ZnS находится в интервале по pH от 3,5 до 4, а по Eh – от 0 до 0,3 В. Оценка pH выполнена по равновесному соотношению CO₂-CH₄-HCO₃⁻.

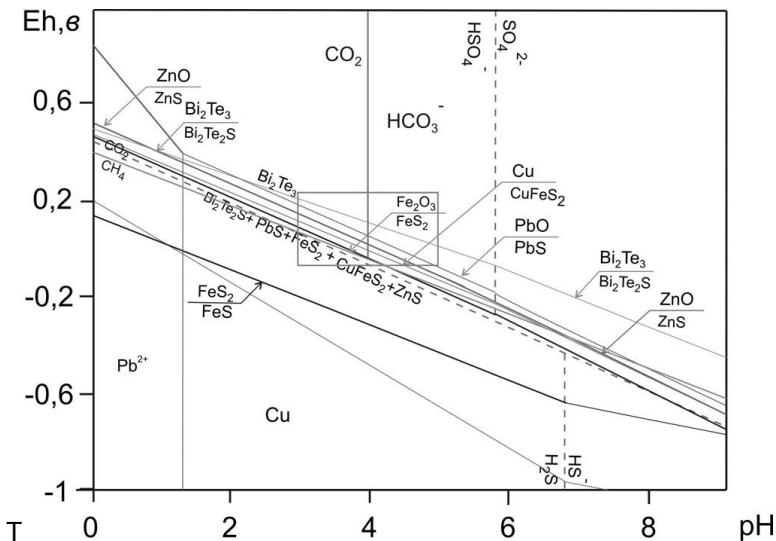


Рис.1. Анализ минеральных равновесий сульфидной ассоциации месторождения Бодорно.

Таким образом, проведённые исследования показали, что условия образования золоторудной минерализации месторождения Бодороно на среднем этапе соответствует слабокислой среде и окислительной обстановке, а в составе газов значительная роль принадлежит метану. На поздних этапах в составе минералообразующих сред возрастает роль CO_2 .

Аналитические исследования выполнены в ресурсном центре «Геомодель» СПбГУ.

1. Анисимова Г.С., Соколов Е.П. Месторождение Бодороно-новый золоторудный объект Южной Якутии // Руды и металлы, 2014, №5. С. 49-57.
2. Булах А.Г., Кривовичев В.Г. Расчет минеральных равновесий // СПб: Издательство С.-Петербургского университета, 1985. 183 с.
3. Лазько Е.М. Жидкие включения как геологический барометр // Зап.Всесоюз.Минерал.о-ва, 1949, ч.78, №4, С.260-265.
4. Пизнюр А.В. Основы термобарогеохимии // Львов: изд-во при Львовском государственном университете, 1986. 199 с.
5. Пономарева Н.И. Оценка P-T параметров процессов минералообразования на основе геотермобарометров // Методическое пособие, СПб, СПбГУ, 2014, 40 с.

ПАРАМЕТРЫ ОБРАЗОВАНИЯ УГЛЕРОДСОДЕРЖАЩИХ ПОРОД ПО ДАННЫМ МИНЕРАЛЬНОЙ ТЕРМОМЕТРИИ И АНАЛИЗА ФЛЮИДНЫХ ВКЛЮЧЕНИЙ В МИНЕРАЛАХ

¹Котельников А.Р., ¹Сук Н.И., ²Котельникова З.А., ¹Ковальский А.М.

¹Институт экспериментальной минералогии РАН, Черноголовка
Московской обл., Россия, kotelnik@iem.ac.ru

²Институт геологии рудных месторождений, петрографии,
минералогии и геохимии РАН, Москва, Россия, kotelnik@igem.ac.ru

Вопросы происхождения и миграции углеводородов в породах Земной коры представляют значительный интерес, поскольку новые методы и полученные с их помощью данные позволяют расширить наши знания о РТХ-параметрах генезиса углеводородов. В последнее десятилетие были изучены кристаллические породы среднего структурного этажа Западно-Сибирской плиты. Верхняя часть разреза представлена мощным (1000-5000 м) чехлом осадочных пород, в состав которых входит нефть-содержащая Баженовская свита (юрского возраста). Породы среднего структурного этажа представлены метавулканитами среднего и кислого состава (андезиты, дациты и риолит-дациты) пермь-триасового возраста, которые также являются нефтеносными. По данным анализа, существенная часть нефти метавулканитов имеет неорганическое происхождение. С целью оценок РТ-параметров минералогенеза нами были изучены минералы из парагенезисов палеовулканитов одного из местонахождений нефть-содержащих пород Западной Сибири.

Образцы для исследования были отобраны из кернового материала и отличались высокой степенью представительности. Для всех образцов были выполнены микрозондовые определения состава минеральных фаз; для некоторых образцов проведено изучение флюидных и расплавных включений (в основном – в кварце). Электронно-зондовый микроанализ, а также рентгеноспектральный локальный микроанализ, выполнялся на цифровом электронном сканирующем микроскопе VEGA TS 5130MM, оснащенный детекторами вторичных и отраженных электронов на YAG-кристаллах и энергодисперсионным рентгеновским микроанализатором с полупроводниковым Si(Li) детектором INCA Energy 350. Для оценок содержания примесных компонентов использовали кристалловоновые спектрометры. Изучение флюидных включений проводили на микротермометрических установках Linkam-600 и Linkam-1200.

С использованием хлоритового и альбитового геотермометров, а также ряда других, основанных на распределении главных и малых

элементов между сосуществующими минералами, и методов изучения флюидных включений определены температуры минералогенеза палеовулканитов Западной Сибири. Главные минералы изученных парагенезисов: Ksp + Ab + Chl + Qz. Вместе с ними встречены и акцессории: Cal + Ar + ZnS. По результатам полевошпатовой термометрии выделяются два температурных процесса: (1) – среднетемпературный $270 \pm 23^\circ\text{C}$; (2) – низкотемпературный $210 \pm 14^\circ\text{C}$. По результатам хлоритовой термометрии выделяются два температурных процесса: (1) – среднетемпературный $250 \pm 10^\circ\text{C}$; (2) – низкотемпературный $203 \pm 17^\circ\text{C}$.

Результаты исследований включений в минералах фиксируют практически весь период формирования изученных палеовулканитов – от магматического этапа зоны генерации вулканических магм, до процессов вторичных изменений эффузивов под воздействием процессов низкоградного метаморфизма и метасоматоза. Нами были проанализированы расплавные включения из вкрапленников кварца и определены их температуры гомогенизации (около $\sim 900 - 1000^\circ\text{C}$). В породообразующих минералах (кварце и кальците) изучены флюидные включения, по температурам гомогенизации определены температуры захвата и образования минералов. На основе этих данных можно выделить два температурных процесса, зафиксированных включениями: среднетемпературный $240-290^\circ\text{C}$ и низкотемпературный $\sim 170 - 190^\circ\text{C}$. Составы растворов почти во всех изученных включениях представлены низко концентрированными растворами (NaCl-экв. $0.5 - 2.0$ мас.%), кроме включений из карбонатсодержащего образца (парагенезис Cal+Sid+Qz) в котором встречены включения с соленостью около 30 мас.%. В этих включениях солевая нагрузка представлена скорее всего карбонатом натрия.

Таким образом, комплексное изучение процессов петро- и минералогенеза (методами минеральной термометрии и изучения флюидных включений) позволило отстроить тренд изменения PT-параметров – от ранней магматической стадии, до стадии метаморфического преобразования вулканических пород. На последней стадии выделяются два этапа минералогенеза. Один из них характеризуется температурой $250-280^\circ\text{C}$: на этом этапе происходила рекристаллизация и изменение состава в основном силикатных и алюмосиликатных минеральных фаз. Другой этап характеризуется более низкотемпературным процессом при $150-210^\circ\text{C}$, который связан с интенсивной карбонатизацией палеовулканитов.

F-СОДЕРЖАЩИЕ ФЛЮИДЫ ПРИ РТ-УСЛОВИЯХ ОТДЕЛЕНИЯ ФЛЮИДА ОТ МАГМЫ ПО ДАННЫМ ИЗУЧЕНИЯ СИНТЕТИЧЕСКИХ ФЛЮИДНЫХ ВКЛЮЧЕНИЙ В КВАРЦЕ.

З.А. Котельникова¹, А.Р. Котельников²

¹*Институт геологии рудных месторождений, минералогии, петрологии и геохимии РАН, Москва, Россия, kotelnik@igem.ru*

²*Институт экспериментальной минералогии РАН, Черноголовка, Россия, kotelnik@iem.ac.ru*

Для редкометальных гранитов, метасоматитов, пегматитов, некоторых щелочных пород, грейзенов характерно высокое содержание фтора. Это указывает на повышенную концентрацию его в равновесном флюиде. Участию фтора в транспортировке рудного вещества посвящена большая литература, в которой показано, что растворимость рудных компонентов в присутствии фторидных растворов резко повышается. Например, величина растворимости фосфатов редких земель во фторидных растворах значительно выше, чем в хлоридных, и в 20–100 раз выше, чем в воде. Анализ растворов, содержащихся во флюидных включениях, обычно свидетельствует о довольно низких, не выше 0.5 мас.%, концентрациях фтора. Тем не менее, существование природных флюидов с содержанием фтора 1–2 мас.% допускается рядом исследователей. Помимо этого известно, что при повышенных температурах и давлениях для систем H_2O – SiO_2 –соль $\pm(\text{NaAlSi}_3\text{O}_8)$ в присутствии NaF характерно взаимодействие силикатной фазы (кварц и альбит) с флюидом. Кроме того, для таких систем характерно существование области, где возможны равновесия не двух, а трех или более некристаллических фаз. В их числе – фаза, в состав которой может входить до 50–70 мас. % кремнезема и 10–30 мас. % воды. Включения, захватившие эту фазу, выглядят подобно природным расплавленным включениям стекла, хотя параметры захвата были существенно ниже ликвидусных. Кроме того, каждая из несмесимых флюидных фаз (как низко-, так и высокоплотная), существующая при параметрах верхней гетерогенной области, при снижении температуры и давления способна, в свою очередь, расслаиваться на несмесимые жидкости. Таким образом, возможно многостадийное протекание процессов гетерогенизации. Процесс расслоения жидкости может происходить вплоть до низких (220–250°C) температур. Флюидная несмесимость является эффективным механизмом межфазового разделения компонентов. Если же гетерогенизация протекает в несколько стадий, разделение вещества между несмесимыми фазами будет еще более существенным. Некоторые авторы указывают на то, что в высококонцентрированной и

высокоплотной фазе способны концентрироваться в значительных количествах различные компоненты, в том числе и рудные. Если такая фаза могла пространственно обособиться и эволюционировать в дальнейшем самостоятельно, то при снижении P - T – параметров обособившаяся флюидная фаза, в свою очередь, также могла испытать гетерогенизацию. Интересным и важным фактом является то, что она обогащается одновременно и силикатным и рудным веществом. В результате этого возможно появление низкотемпературной высокопродуктивной фазы, существование которой может объяснить совместный перенос рудных и жильных минералов.

Логическим продолжением проведенных исследований является изучение гетерогенных флюидных равновесий в присутствии соли, содержащей фтор, водные растворы которой имеют иную фазовую диаграмму. Прежде всего речь идет о фтористом калии. Калий является вторым по распространенности элементом в растворах природных флюидных включений, а в некоторых случаях он доминирует. Выявление особенностей флюидов с калиевой спецификой и сравнение их с полученными ранее результатами по NaF-содержащим системам поможет понять химизм взаимодействия силикатных и флюидных компонентов при гетерогенных равновесиях. Синтез включений проводился в присутствии растворов, содержащих смеси солей KF+KCl и KF+NaF в разных соотношениях при 700-800°C и $P=1$ и 2 кбар.

Изученность тройных и более сложных систем, содержащие компоненты с разными диаграммами состояния недостаточна. Экспериментальные исследования при повышенных температурах ограничивались изучением поверхности кристаллизации солей в присутствии пара для нескольких пар солей. Для изученных систем эвтоническая кривая непрерывна, имеет максимум по давлению и характеризуется положительным температурным коэффициентом для обеих солей. Отсутствуют данные о поведении критических кривых, стабильных областей расслаивания.

Для системы H_2O-SiO_2 изучены параметры точки **Q**, и положение трехфазной области в окрестностях точки **P**. Это система второго типа, осложненная явлениями расслаивания жидкости в присутствии пара. Система H_2O-KF описывается диаграммой первого типа без расслоения.

Изучение синтетических включений показало, что при температурах 700 и 750°C и давлениях соответственно 1 и 2 кбар флюид, содержащий обе соли: KF и KCl, в отличие растворов одной соли – KF или KCl, – будет находиться в гетерогенном состоянии и

химически взаимодействовать с кварцем. При этом составы продуктов реакций существенно отличаются и в случае изменения PT -параметров и при разных содержаниях фтора в исходном флюиде. Кроме того, полученные результаты подтверждают имеющиеся на сегодняшний день экспериментальные данные, свидетельствующие о том, что в многокомпонентных флюидно-силикатных системах возможность гетерогенизации флюида увеличивается.

Сравнение результатов изучения включений, синтезированных из фторидных калий-натровых растворов при температурах 750 и 800°C, показывает, что, хотя в обоих случаях флюид был в гетерогенном состоянии, захваченные включения сильно отличаются. При $T=750^\circ\text{C}$ еще существовали условия, когда наименее плотная фаза, захватываемая в газо-жидкие включения, имела возможность обособиться в пузыри, сравнимые по размеру с размерами флюидных включений, о чем свидетельствует относительно небольшой разброс значений измеренных температур гомогенизации и плавления льда. При $T=800^\circ\text{C}$ величина разброса значительно увеличивается, что может свидетельствовать о повышении вязкости среды и, как следствие, - увеличении количества включений с признаками гетерогенного захвата. Также можно заключить, что стеклообразная фаза стала менее водной, поскольку при нагревании не наблюдалось образования в ней флюидных пузырьков, как это было в опыте при $T=750^\circ\text{C}$.

Полученные результаты термо-криометрического изучения включений показали, что и калий-фторидно-хлоридные и фторидные калий-натровые растворы при изучаемых PT -параметрах гетерогенны, и наименее плотная и концентрированная фаза, захватываемая двухфазными (газ+жидкость) включениями, является жидкостью, которая только при $T=700^\circ\text{C}$ и $P=1$ кбар имеет близкритическую плотность, о чем свидетельствует ход гомогенизации этих включений. Это является еще одним подтверждением, что четверные системы вода-кварц-две соли в пределах изученных составов имеют фазовые равновесиями, характерные для систем $P-Q$ типа.

Таким образом, в режиме всех проведенных опытов флюид находился в гетерогенном состоянии и претерпевал изменения своего состава в результате взаимодействия с кварцем. При повышении температуры и давления, а также изменении соотношений содержания солей, ход химических реакций изменился. После всех опытов во включениях отмечалось присутствие стеклообразной фазы.

УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ БОРОСИЛИКАТНОГО ОРУДЕНЕНИЯ СКАРНОВ ПО ФЛЮИДНЫМ ВКЛЮЧЕНИЯМ В АКСИНИТЕ

С.Г. Кряжев, В.С. Кряжев, Ю.В. Васюта
ЦНИГРИ, Москва, Россия, s34@mail.ru

Изученное рудопроявление расположено в экзоконтакте крупного гранитоидного массива на северо-западе Горного Алтая. Борное оруденение замещает диффузионные пироксен-гранатовые скарны, приуроченные к контактам мраморизованных известняков и алюмосиликатных осадочных пород раннедевонского возраста. На ранней высокотемпературной стадии были сформированы субпластовые метасоматические тела, сложенные борсодержащим везувианом (1.5–3% V_2O_5). Во внутренней зоне метасоматитов локально проявлен волластонит. Главная стадия оруденения во внешней зоне сопровождается кварц-альбит-КПШ-пироксен-клиноизитовыми метасоматитами с турмалиновой и аксинитовой минерализацией. Во внутренней зоне отлагается основная масса боросиликатов в ассоциации с небольшим количеством кварца, кальцита, сульфидов меди и минералов висмута. Боросиликаты, количество которых достигает 50% от массы руд, примерно в равных долях представлены датолитом и весьма редким минералом - окаямалитом $Ca_2B_2SiO_7$ [4]. Рудообразование сопровождалось локальным выносом бора (при разложении везувиана) и его переотложением в более концентрированной форме. С растворами привносились В, Na, K, Rb, Li, Sr, Ba, а также Cu, Pb, Bi, Te, Zn и др. На более глубинном (подрудном) уровне развиты турмалин-кварцевые прожилки и жилы.

Флюидные включения, размеры которых позволили выполнить микротермометрические анализы, обнаружены в крупных (3-8 см) кристаллах аксинита (рис.1).

Включения располагаются закономерно в соответствии с зонами роста кристаллов. Присутствуют также псевдовторичные включения, которые по термобарогеохимическим характеристикам идентичны первичным.

В некоторых вакуолях наблюдаются мелкие твердые фазы разнообразной формы с низким двупреломлением (см. рис.). Фазы не растворяются вплоть до температуры декрепитации включений (400-500 °С). Согласно существующим представлениям [1], подобные ксеноморфные минералы в первичных включениях образуются в процессе самоочистки растущих кристаллов от примесей.

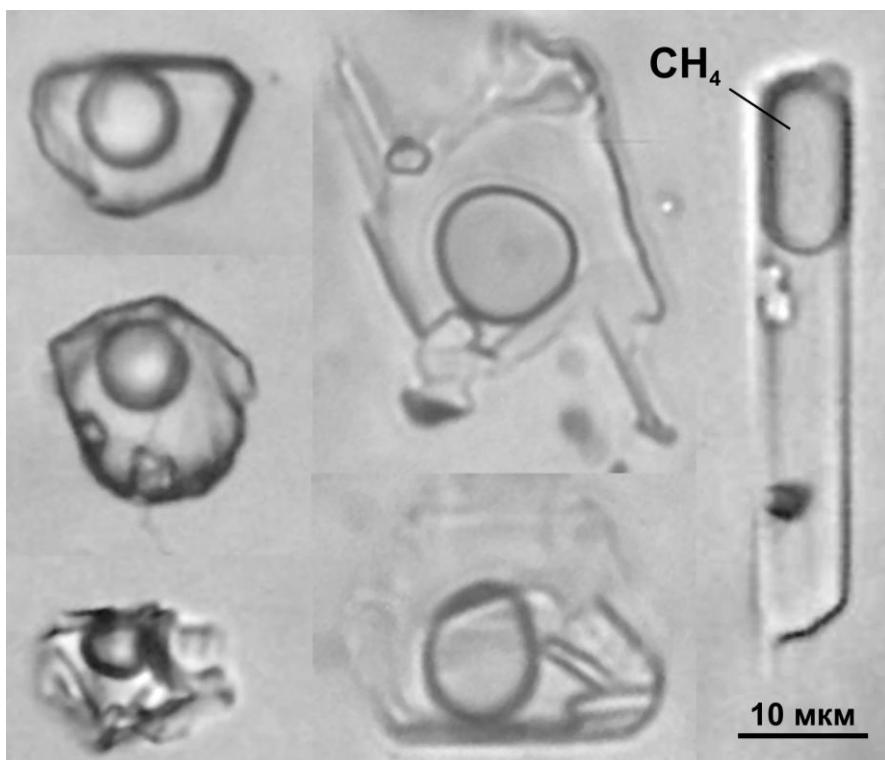


Рис. 1. Первичные флюидные включения в аксините

Все включения заполнены щелочно-хлоридным раствором умеренной концентрации ($T_{пл.}$ эвтектики $-22.5...-25.5^{\circ}\text{C}$, $T_{пл}$ льда $-7.0...-7.8^{\circ}\text{C}$, $C=11\pm 0.5$ мас.% NaCl-экв.). По данным валового анализа (по методике [2]) концентрация солей составляет 140 г/л со следующим мольным соотношением основных компонентов: (Na 0.96, K 0.04) / (Cl 0.4, HCO_3 0.6). Из микроэлементов во включениях установлены (мг/л): Li (300), Rb (15), Cs (10), Sr (990), As (100), Sb (20), Ba (95), Ge (5), Cu (4), Zn (65).

Температура гомогенизации включений варьирует от $385-360^{\circ}\text{C}$ во внутренних зонах кристалла до $350-330^{\circ}\text{C}$ во внешних.

Газовая фаза в наиболее высокотемпературных включениях представлена метаном с примесью азота (N_2 около 10 моль %), гомогенизация в критической точке при -86°C , $T_{пл.}$ газогидрата $+11.5^{\circ}\text{C}$). По данным газовой хроматографии (термовскрытие

включений при 500 °С) отношение $\text{CO}_2/\text{CH}_4 = 0.4$. Содержание метана во флюиде оценивается в 10–13 мольн.%, минимальное давление захвата включений - в 1000 бар.

В датолите из центральной части рудных тел содержатся редкие мелкие флюидные включения с температурой гомогенизации 340–320 °С.

В кварце турмалин-кварцевых жил присутствует ассоциация включений углекислотно-водных растворов и плотной (0.8 г/см^3) чистой ($T_{\text{пл}} -56.7 \text{ °С}$) углекислоты, свидетельствующая о гетерогенном состоянии минералообразующего флюида (вскипании). Концентрация водно-солевого раствора (по температуре плавления газогидрата $+7.5 \text{ °С}$) составляет 5% NaCl-экв. Содержание CO_2 во флюиде (по объему и плотности углекислотной фазы) – 16.5 мольн.%. Гомогенизация включений происходит путем растворения углекислоты в воде при 390–370 °С. Давление, определенное по этим данным [3], составляет 1250 бар и в условиях литостатического градиента соответствует глубинам 5 км от палеоповерхности.

Изотопные параметры рудообразующих флюидов ($\delta^{34}\text{S}_{\text{SS}} = 0\text{‰}$, $\delta^{13}\text{C}_{\text{SC}} \approx -7\text{‰}$, $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}} = +14.5 \pm 0.5\text{‰}$) подтверждают их связь с гранитоидным магматизмом.

Таким образом, боросиликатное оруденение было сформировано в интервале температур 385–320 °С и давлений 1250–1000 бар при участии щелочно-хлоридных углекислотных магматогенных растворов в восстановительной обстановке. Наиболее вероятным восстановителем могло служить закисное железо скарнов.

Впервые получена комплексная характеристика флюидных включений в аксините.

1. Воробьев Ю.К. Закономерности роста и эволюции кристаллов минералов. – М.: Наука. 1990.
2. Кряжев С.Г., Прокофьев В.Ю., Васюта Ю.В. Использование метода ICP MS при анализе состава рудообразующих флюидов гидротермальных рудных месторождений. // Вестник Московского университета. Серия 4. Геология. №4. 2006. С.30–36.
3. Кряжев С.Г. Современные проблемы теории и практики термобарогеохимии // Руды и металлы. 2010. №2. С.38–45.
4. Olmi F., Viti C., Bindi L., Bonazzi P., Menchetti S. Second occurrence of okayamalite, $\text{Ca}_2\text{SiB}_2\text{O}_7$: chemical and TEM characterization // American Mineralogist, 2000, 85, 1508–1511.

ПРОИСХОЖДЕНИЕ И ЭВОЛЮЦИЯ ОСНОВНЫХ МАГМ ВУЛКАНА МЕНЬШИЙ БРАТ (КАЛЬДЕРА МЕДВЕЖЬЯ, О. ИТУРУП)

Д.В. Кузьмин^{1,2}, И.Р. Низаметдинов², С.З. Смирнов^{1,3}, Т.Ю. Тимина¹,
А.Я. Шевко¹, А.В. Рыбин⁴

¹ – *Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, Новосибирск;*

² – *Новосибирский государственный университет, Новосибирск;*

³ – *Томский государственный университет, Томск;*

⁴ – *Институт морской геологии и геофизики ДВО РАН, Южно-Сахалинск*

Вулкан Маленький Брат расположен в пределах кальдеры Медвежья на острове Итуруп Большой Курильской гряды. В последние годы кальдера Медвежья вызывает большой интерес в связи с наличием в ней вулкана Кудрявый с уникальной рениевой минерализацией.

Вулкан Маленький Брат связан с кальдерным этапом развития и представляет собой изолированный андезитовый купол, перекрытый посткальдерными шлаковыми конусами и потоками оливин-пироксен-плагиоклазовыми базальтов и андезибазальтов кратеров Восток и Коротышка.

В данной работе будут приведены результаты исследования пород и включений минералообразующих сред во вкрапленниках базальтов кратеров Восток и Коротышка.

Первичные расплавные (РВ) и флюидные (ФВ) включения обнаружены в оливине, клино и орто пироксенах, плагиоклазе и титаномагнетите. Отмечаются как природнозакаленные стекловатые, так и частично или полностью раскристаллизованные РВ (рис. 1).

Наиболее ранняя ассоциация минералов представлена оливинном с многочисленными включениями хромистой шпинели ($Cr\# - 0,34-0,85$). Магнезиальность оливина достигает $Fo 90$, что указывает на его происхождение из расплава, близкого к равновесию с мантийным источником. Первичные РВ из оливина лав имеют признаки потери вещества, которое произошло уже после их захвата. Оно выражено в наличии магнетитовой каймы вокруг них (рис 1а). В оливинах из тефр, отобранных непосредственно в кратере присутствуют природнозакаленные РВ без признаков постзахватного изменения. В некоторых вкрапленниках оливина обнаружены первичные углекислотные ФВ (рис. 2) сингенетичные с расплавными.

Первичные РВ в оливине имеют основной состав и иногда отвечают пикробазальтам [1, 2], как правило они имеют более низкое содержание SiO_2 чем валовый состав породы.

Природно закаленные РВ в остальных минералах-вкрапленниках варьируют в широком диапазоне составов от базальтов до риолитов. При этом составы стекол первичных включений в этих минералах более кислые чем валовые составы пород.

Летучие компоненты в составе РВ представлены главным образом хлором, содержания которого увеличиваются с ростом SiO_2 и серой, содержания которой выше в наиболее основных стеклах РВ. Содержания фтора – незначительны, а концентрации воды в стеклах РВ не превысили 0,1 мас. %.

Характер распределения редких и редкоземельных элементов в стеклах соответствует валовому составу породы. По сравнению с составами пород стекла РВ обогащены легкими и тяжелыми редкоземельными элементами. Спектры распределения несовместимых элементов характеризуются ярко выраженными Nb и Ti минимумами, типичными для островодужных магм.

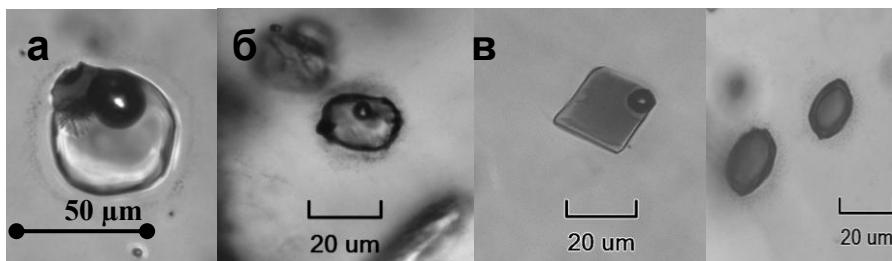


Рис. 1 Первичные расплавные включения в минералах вкрапленниках базальтов в. Меньший Брат: а) в оливине; б) в ортопироксене; в) в плагиоклазе; г) в клинопироксене.

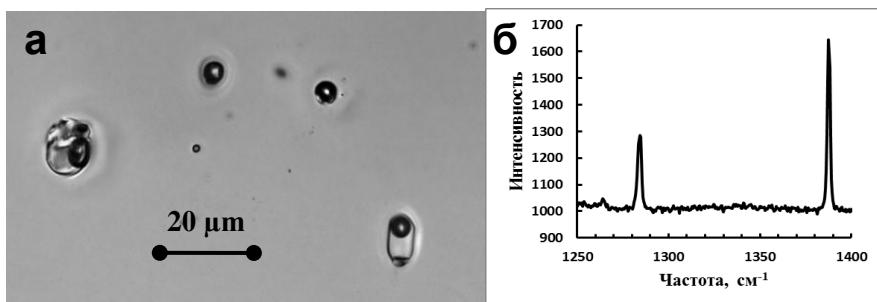


Рис 2. Первичные флюидные и сингенетичные им расплавные включения в оливине (а) и КР-спектр флюидных включений и газовых обособлений расплавных включений (б).

В образце андезибазальтовой лавы у подножия конуса Коротышка были обнаружены частично резорбированные вкрапленники кварца содержащие первичные малоплотные ФВ и сингенетичные им РВ.

Полученные данные позволяют предположить, что кристаллизация базальтов происходила из гибридного расплава, возникшего при смешении примитивной мантийной магмы и кислых расплавов, образовавшихся при плавлении островодужной коры.

Работа выполнена в рамках государственного задания, проекты VIII.67.1.1 и VIII.72.2.4 и при финансовой поддержке грантов Российского фонда фундаментальных исследований №14-05-00798 и №16-05-00894. Аналитические исследования выполнены в ЦКП многоэлементных и изотопных исследований СО РАН.

1. Коваленко В. И., Наумов В. Б., Толстых М. Л., Царева Г. М., Конанкова Н. Н. Состав и источники магм кальдеры Медвежья (о. Итуруп, Южные Курилы) по данным изучения расплавных включений // Геохимия, 2005, 5, 467-487.
2. Толстых М.Л., Наумов В.Б., Кононкова Н.Н. три типа расплавов, кчавствовавших в формировании андезитобазальтов кальдеры Медвежья (о. Итуруп, Южные Курилы)// Геохимия, 1997, 4, 391-397.

К ХАРАКТЕРИСТИКЕ БАСТНЕЗИТСОДЕРЖАЩИХ ПОРОД, РАСПРОСТРАНЕННЫХ В ПРЕДЕЛАХ ГОРОДА УЛАН-УДЭ

Е.И. Ласточкин, Г.С. Рипп
Геологический институт СО РАН, Улан-Удэ, Россия,
gin-buryatia-07@yandex.ru

На территории Западного Забайкалья установлено более 10 генетических и минеральных типов редкоземельных проявлений. К ним относятся карбонатиты (Аршанское, Южное, Пограничное), [3], монацитсодержащие апатит-магнетитовые руды месторождения Северный Гурвунур [2], апатиты Сыннырских ультракалиевых пород. Резко отличаются от них установленные проявления бастнезитсодержащих пород в черте г. Улан-Удэ. Одно из них (Улан-Удэнское) вскрыто при прокладке подземных коммуникаций (пересечение улиц Смолина и Ербанова) в 1962 г, второе (Портовое) расположено в береговом обнажении на правом берегу р. Селенги вблизи речного порта и обнаружено в 2015 г. По Улан-Удэнскому участку в нашем распоряжении для аналитических исследований имелось ограниченное количество образцов. Более детально было изучено проявление Портовое.

Выявленные проявления расположены в северной части позднемезозойской Иволгино-Удинской впадины. По данным геологосъемочных работ [1] здесь распространены позднемеловые отложения (сотниковская свита), сложенные песчаниками, алевrolитами, сланцами, конгломератами, которые залегают на размытой поверхности кристаллического фундамента.

Проявления приурочены к метаморфическим породам сложенными биотитовыми кристаллическими сланцами, кварцитами, гнейсами и брекчиями этих пород. Надо полагать, что они представляют эрозионные окна. Они состоят в основном из плагиоклаза, калиевого полевого шпата, биотита, кварца. В качестве акцессорных в них присутствуют титанит, рутил, циркон. Биотит из этих пород характеризуется высокой железистостью (f_m более 60%) и глиноземистостью, не содержит фтора.

Брекчии состоят из остроугольных, частично сглаженной формой обломков гнейсов и кварцитов размером до 10-20 см, сцементированных мелкообломочной фракцией этих же пород. Обломки последних в виде ксенолитов часто присутствуют в бастнезитсодержащих рудах.

Бастнезитсодержащие породы представлены линзо – и жиллообразными телами, гнездообразными выделениями, зонами дробления, сцементированными существенно флюорит-альбитовым

агрегатом. Мощность тел в основном не превышает 1м, протяженность варьирует от первых метров до 10 метров. На участке Портовом установлено одно рудное тело. Аналогичные по составу маломощные (до 4 см) бастнезитсодержащие прожилки и минерализованные брекчированные кварциты обнаружены также в 130 метрах к востоку.

Главными минералами бастнезитсодержащих пород являются флюорит и альбит. Количество флюорита варьирует от единиц до 10-20 об.%, бастнезита от 1 до 15% . Существенно большей концентрацией флюорита (до 30%) и бастнезита (до 10-15%) характеризуются руды Улан-Удэнского проявления. На участке Портовом до 20% отмечается калиевый полевой шпат, в меньшем количестве он присутствует на Улан-Удэнском участке. В числе аксессуарных минералов на Портовом установлены монацит, ильменит, циркон, рутил, ферропсевдобрукит.

Суммарное содержание редкоземельных элементов в рудах участка Портового варьирует от 1 до 6 мас. %. На Улан-Удэнском участке по результатам спектральных анализов, проведенных при оценочных работах концентрации La, Ce и Nd достигали 1% каждого.

Бастнезит и флюорит были подвержены термометрическому изучению. В бастнезите обоих проявлений присутствуют первичные и вторичные газово-жидкие включения, нередко они содержат твердые фазы. Размер первичных включений в бастнезите варьирует в основном в пределах 5-8 микрон, редко достигает 15-17 микрон. Форма их изометричная, прямоугольная, реже вытянутая. Количество газовой фазы в них составляет 15- 25%. При нагревании первичных включений большая часть их декрепитировала при 290-350⁰С, в отдельных включениях зафиксирована гомогенизация 345⁰С.

Во флюорите установлено несколько типов первичных включений. Часть из них существенно флюидная газово-жидкая, в других присутствует также твердая фаза. Форма включений в основном изометричная, размер от 8-12 до 29 микрон. Количество твердой фазы варьирует от 15-20 до 30%. Твердая фаза представлена зернами изометричной и кубической формы. По температурам гомогенизации выделилось две группы. В одной из них температура частичной гомогенизации без растворения минеральной фазы происходила при 233-237⁰С. Во второй включения имеют также изометричную форму, размер до 10 микрон, объем газовой фазы 12-15% и минеральной 20-30%. Температура их частичной гомогенизации происходила при 160- 190⁰С. а декрепации от 150 до 190⁰С. Двухфазными газово-жидкими представлены в основном вторичные

включения. Они расположены чаще всего по трещинкам, образуют вытянутые шлейфы. Их гомогенизация происходила при 120-140⁰С.

Гомогенизация газовой-жидких включений в бастнезите и флюорите в интервале 160 – 350⁰С указывает на гидротермальное происхождение проявлений. Зафиксированные два температурных интервала гомогенизации включений во флюоритах подтверждают, выделенные при визуальных наблюдениях двух стадий формирования руд.

Минералогические и геохимические (в том числе изотопные) особенности выявленных участков позволяют предполагать генетическую связь их с позднемезозойскими карбонатитовыми комплексами Западного Забайкалья, распространенными в обрамлении внутриплитных рифтогенных структур. Появление новых проявлений редкоземельной минерализации свидетельствуют о перспективности и еще недостаточной изученности региона на этот вид полезных ископаемых.

Бастнезитовые месторождения относятся к числу наиболее технологичных и перспективных объектов для добычи редкоземельных элементов. Нередко они связываются с карбонатитами или сближенными с ними щелочными породами на примере месторождения Каронге по [4].

1. Платов В.С., Савченко А.А., Игнатов А.М., Гороховский Д.В., Шор Г.М., Алексеенко В.Д., Мухин В.Н., Сулова С.В., Платова Е.В., Большакова Т.В., Шеломенцева Т.И. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1000 000 (третье поколение) Алдано-Забайкальская серия. Лист М-48 – Улан-Удэ. Объяснительная записка. 2009. 271 с.
2. Патрахина А.В., Ходырева Е.В. Геохимические особенности руд апатит-магнетитового месторождения Северный Гурвунур (Западное Забайкалье) // Материалы III всероссийской Байкальской молодежной научной конференции по геологии и геофизики. Изд-во БНЦ СО РАН. Улан-Удэ, 2015. С. 238-240.
3. Рипп Г.С., Бадмацыренов М.В., Дорошкевич А.Г. Минеральный состав и геохимические особенности карбонатитов проявления Пограничное (Северное Прибайкалье)//Труды третьего международного семинара. Плюмы и проблема глубинных источников щелочного магматизма. Иркутск-Хабаровск 2003. С. 88-108.
4. Wambeke L.V. The Karonge Rare Earth Deposits, Republic of Burundi: New Mineralogical – Geochemical data and Origin of the mineralization // Mineralium Deposita, 1977. № 12. P. 373-380.

ДВА ТИПА РАСПЛАВНЫХ ВКЛЮЧЕНИЙ В ЦИРКОНЕ ИЗ АЗОВСКОГО Zr-REE МЕСТОРОЖДЕНИЯ (УКРАИНСКИЙ ЩИТ)

Е.В. Левашова¹, Д.К. Возняк², С.Г. Скублов^{1,3}, А.А. Кульчицкая², А.Е. Мельник^{3,1}

¹Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, Санкт-Петербург, Россия, skublov@yandex.ru

²Институт геохимии, минералогии и рудообразования им. Н.П. Семеновко НАНУ, Киев, Украина, dkvoznyak@ukr.net

³Санкт-Петербургский горный университет, Санкт-Петербург, Россия

Азовское цирконий-редкоземельное месторождение расположено в пределах одноименного штока, образованного расслоенными интрузиями сиенитов, в восточной части Приазовского мегаблока Украинского щита. Считается, что рудные образования, в число которых входит и циркон, возникли в результате магматической дифференциации сиенитового расплава в магматических камерах по механизму расслоенных интрузий [3]. Проведенное исследование распределения редких и редкоземельных элементов в цирконе из Азовского и сходного с ним Ястребецкого месторождения позволило получить дополнительные доказательства магматического генезиса месторождений. На заключительном этапе формирования месторождений возросла роль флюидов, обогащенных Y, REE, Nb и тяжелым кислородом [2]. Для циркона из Азовского месторождения характерно присутствие различных типов первичных и вторичных включений. Первые определения химического состава первичных расплавных включений электронно-зондовым методом показали наличие в цирконе двух типов стекол: а) обогащенных SiO₂ и б) с повышенным содержанием FeO, но бедных SiO₂. Их образование объяснялось ликвацией изначально гомогенной магмы, распадавшейся на две несмешивающиеся жидкости – одну, богатую железом, другую, богатую кремнеземом [1].

В настоящем сообщении приведены предварительные результаты исследования геохимии первичных расплавных включений в цирконе из Азовского месторождения. Особенности состава циркона и расплавных включений в нем по главным элементам исследовались в режиме BSE на электронном микроскопе JEOL JSM-6510LA с ЭД-спектрометром JED-2200 (ИГГД РАН); содержание редкоземельных и редких элементов определялось на ионном микрозонде Cameca IMS-4f (ЯФ ФТИАН) по стандартной методике.

В цирконе 10 присутствуют стекла природной закалки, дополнительно включения не грелись. В цирконе 29 расплавные включения повторно гомогенизировались с температурой закалки

около 1250°C, при этом в стекле был частично расплавлен апатит. В обоих кристаллах циркона (10 и 29) отмечены расплавные включения двух типов, отличающиеся как по составу, так и по морфологии (рис. 1). Старшее по относительному возрасту включение I типа, как правило, меньшее по размерам, отличается темным оттенком в BSE и большим количеством SiO₂ – около 66 мас.%. Более молодое включение II типа имеет изометричный облик, светло-серый оттенок в BSE и пониженное, по сравнению с первым типом, содержание SiO₂ – 52 мас.% в цирконе 10 и 36 мас.% в цирконе 29.

Общей закономерностью изменения состава расплавных включений при переходе от раннего I к позднему II типу является увеличение содержания всех REE при сохранении характера спектра их распределения (рис. 2) от 1200-2400 ppm до 4000 ppm (10-4) и даже 78500 ppm (29-3). Содержание REE имеет обратную корреляцию с содержанием SiO₂. Наряду с REE происходит увеличение содержания Sr (от 1 до 30-40 ppm), Y (от 340 до 7800 ppm), Ca (от 6000-9000 до 50000-53000 ppm). Содержание Nb, напротив, уменьшается от 600 вплоть до 12 ppm (включение 29-3). Поведение летучих (фтор и вода) не совпадает для изученных пар включений – в цирконе 10 их содержание увеличивается в 2-3 раза от I к II типу, в цирконе 29 – растет только содержание воды, содержание F не изменяется. Таким образом, геохимия расплавных включений позволяет расшифровать эволюцию состава рудоносного магматического расплава, равновесного с цирконом.

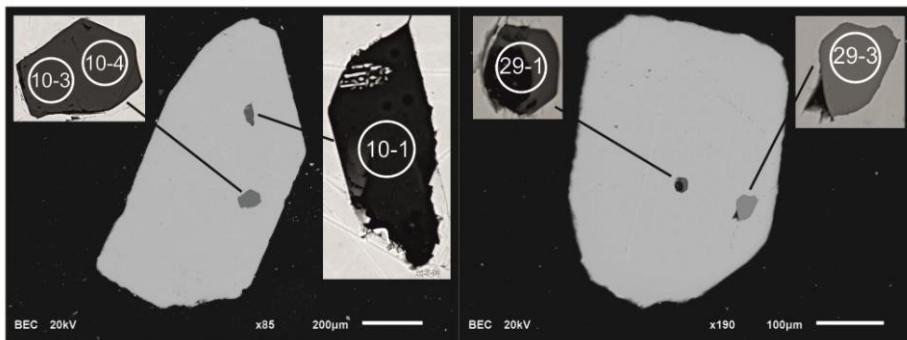


Рис. 1. Изображение расплавных включений в цирконе в режиме BSE. Отмечены места анализа на ионном микрозонде (диаметр кратера составляет примерно 20 мкм).

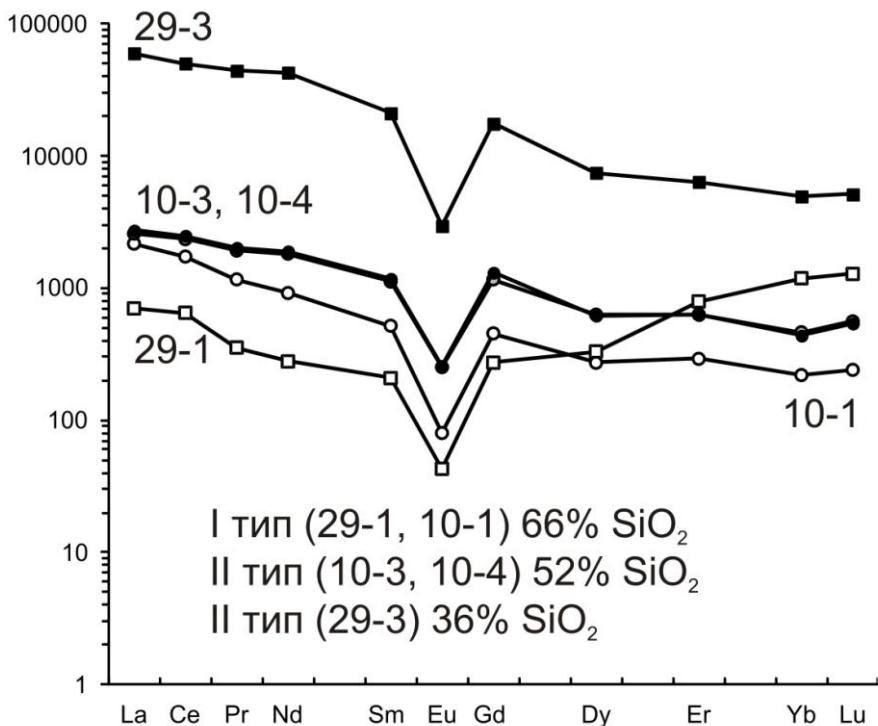


Рис. 2. Спектры распределения REE в расплавных включениях в цирконе, нормированные на состав хондрита С1.

Авторы благодарят С.Г. Симакина, Е.В. Потапова (ЯФ ФТИАН) и О.Л. Галанкину (ИГГД РАН) за проведение аналитических работ. Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (16-05-00125) и Минобрнауки России (№ 5.2115.2014/К на 2014-2016 гг.).

1. Возняк Д.К., Мельников В.С., Павлишин В.И., Кульчицкая А.А. К условиям образования Азовского цирконий-редкоземельного месторождения (по флюидным включениям в цирконе рудной зоны) // Геология і магматизм докембрію Українського щита. Київ, 2000. С. 140-142.
2. Левашова Е.В., Скублов С.Г., Ли С.-Х. и др. Геохимия и U-Pb возраст циркона из редкометалльных месторождений безнефелиновых сиенитов Украинского щита // Геология рудных месторождений. 2016. Т. 56. № 3. С. 267-291.
3. Шеремет Е.М., Мельников В.С., Стрекозов С.Н. и др. Азовское редкоземельное месторождение Приазовского мегаблока Украинского щита (геология, минералогия, геохимия, генезис, проблемы эксплуатации). Донецк: «Ноулидж», 2012. 374 с.

О РОЛИ ЭНДОГЕННОГО И ЭКЗОГЕННОГО САМОРОДНОГО ЗОЛОТА В РОССЫПНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЯХ ТОПОЛЕВО-ХЕТАЧАНСКОЙ РУДНО-РОССЫПНОЙ ЗОНЫ (ЗАПАДНАЯ ЧУКОТКА)

И.С. Литвиненко, А.И. Кожевников

Северо-Восточный комплексный научно-исследовательский институт ДВО РАН, Магадан, Россия, , litvinenko@neisri.ru,

Впервые данные по температурной декрепитации самородного золота и составу в нем газовых и солевых включений для оценки роли эндогенных и экзогенных рудообразующих флюидов в формировании россыпных золотин использовали В.Г. Моисеенко и С.А. Маракушев [1]. Нами для этих целей проанализированы пробы самородного золота из россыпных месторождений Тополево-Хетачанской рудно-россыпной зоны (Больше-Ануйский золотоносный район, Западная Чукотка), связанных с коренными источниками золотоносной молибден-медно-порфировой формации [2].

Для изучения флюидных включений россыпного золота использован метод комплексных термобарогеохимических исследований, сочетающий вакуумную декрепитацию и газовую хроматографию. Анализы проведены на системе приборов ВД-5М и «Хром-5» (Магадан, СВКНИИ, аналитик В.В. Ворцепнев). Сравнение характера декрепитации самородного золота исследованных проб показывает, что в целом в нем выделяется три температурных максимума газовыделения: первый, слабовыраженный – в интервале температур 80-130°C, второй – 220-280°C и третий – 460-540°C (рис. 1), что указывает на наличие в исследованном золоте низко, средне и высокотемпературных систем включений.

Основными компонентами выделений из вскрывшихся флюидных включений являются вода и углекислый газ (табл. 1). В незначительном количестве присутствует фаза CO+N₂ (от 0,4 до 4,4 %). В одной из проб установлен водород (следы). Наибольшее количество выделившихся газов отмечается в высокотемпературной области декрепитации. В среднетемпературном интервале газовыделения оно понижается, а в низкотемпературном – резко сокращается. Доля углекислого газа в составе включений в данном направлении уменьшается. Процент CO+N₂ в большинстве проб в среднетемпературной системе включений в сравнении с высокотемпературной также понижается, а в низкотемпературной – повышается. Наибольшая доля H₂O установлена в вакуолях, вскрывшихся при температуре 220-280°C. Равномерность

распределения отдельных компонентов в пробах возрастает от низкотемпературных к высокотемпературным включениям. Отличительной особенностью низкотемпературной флюидной составляющей является ее монофазность. В одних пробах она практически на 100 % представлена фазой $\text{CO}+\text{N}_2$, в других H_2O или CO_2 и лишь в отдельных – всеми компонентами (см. табл. 1).

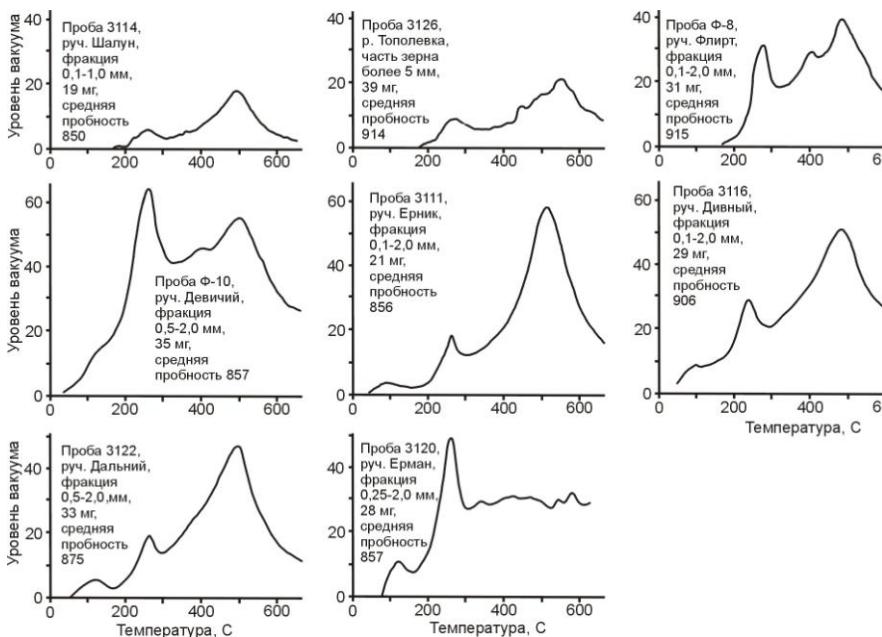


Рис. 1. Декрептограммы самородного золота россыпью Тополево-Хетачанской рудно-россыпной зоны

В целом можно отметить, что резкое преобладание в самородном золоте флюидных включений с температурой декрепитации свыше 220°C , особенности и закономерности изменчивости их состава, свидетельствуют об эндогенном генезисе основной части металла, слагающего исследованные россыпи. Присутствие низкотемпературных включений в исследованном самородном золоте отмечено в 65 % проб. По представлениям В.Г. Моисеенко и С.А. Маракушева [1], наличие низкотемпературного пика на декрептограммах этих проб указывает на экзогенное происхождение части золота.

Табл. 1. Состав флюидных включений в золоте при различных температурах декрепитации

Непробы	Содержание компонентов, %												
	2	CO+N ₂				CO ₂				H ₂ O			
		0-30°C	20-80°C	80-40°C	се-о	0-30°C	20-80°C	80-40°C	се-о	0-30°C	20-80°C	80-40°C	се-о
3126	л	00,0	л	,1	,4	л	8,8	0,6	1,7	л	1,2	8,3	3,9
Ф-10		2,2	,5	,1	,3	,9	2,2	5,8	7,1	9,9	6,3	2,1	9,6
3122		00,0	л	,4	,3	л	1,5	1,6	9,1	л	8,5	7,1	9,6
3120		,3	,0	,9	,4	,2	5,5	6,5	3,0	6,5	3,5	1,6	5,6
3116		00,0	,8	,1	,3	л	3,7	4,3	9,8	л	4,5	3,6	7,9
3111	л	л	л	,6	,4	00,0	5,0	3,3	6,7	л	5,0	6,1	2,9
3112	л	л	л	,5	,4	л	8,4	6,4	5,0	л	1,6	3,1	4,6
3113		,7	л	,9	,7	л	3,2	2,0	7,0	9,3	6,3	7,1	2,3
3104		00,0	л	,8	,4	л	7,5	0,4	6,0	л	2,5	7,8	2,6

Примечание. Проба 3126 – р. Тополевка, часть золотины более 5 мм, 78 мг; проба Ф-10 – руч. Девичий, фракция 0,5-2,0 мм, 35 мг; проба 3122 – руч. Дальний, фракция 0,5-2,0 мм, 57 мг; проба 3120 – руч. Ерман, фракция 0,25-2,0 мм, 45 мг; проба 3116 – руч. Дивный, фракция 0,1-2,0 мм, 41 мг; проба 3111 – руч. Ерник, золотина диаметром 2,5 мм, 33 мг; проба 3112 – руч. Ерник, фракция 0,5-2,0 мм, 47 мг; проба 3113 – руч. Ерник, фракция 0,1-2 мм; 45, мг; проба 3104 – руч. Алеша, фракция 0,1-2,0 мм, 29 мг. Прочерк – данный компонент не обнаружен, сл – следы.

Преимущественная монофазность низкотемпературных включений, а также относительно повышенное количество в большинстве из них доли N₂+CO (N₂ является существенной составной частью атмосферы) свидетельствуют в пользу гипергенной природы включающего их золота. Величина низкотемпературных пиков на декрептограммах резко уступает средне и высокотемпературным пикам. Но если учесть замечание В.Г. Моисеенко и С.А. Маракужева, что «атмосферное давление, при котором происходило образование экзогенного россыпного золота, обуславливает небольшую величину низкотемпературных пиков по сравнению с высокотемпературными» [1, с. 8], то можно констатировать существенную роль экзогенной составляющей в золоте группы россыпей Тополевского узла (россыпи руч. Дальний, Дивный, Ерман, Ерник), коренные источники которых характеризуются повышенной сульфидностью.

1. Моисеенко В.Г., Маракушев С.А. Бактериальное концентрирование, укрупнение и «облагораживание» золота в зоне окисления золоторудных месторождений и россыпях. (Препринт). Амурский КНИИ ДВО АН СССР. Благовещенск. 1987. 48 с.
2. Шило Н.А., Городинский М.Е., Гулевич В.В. и др. Золоторудные формации Олойской зоны // Геология и геофизика. 1975. N 11. С. 3-9.

РУДОГЕНЕРИРУЮЩИЕ ФЛЮИДНЫЕ МИКРОБОСОБЛЕНИЯ В ВНУТРИПЛИТНЫХ МАГМАТИЧЕСКИХ И ПОСТМАГМАТИЧЕСКИХ ОБРАЗОВАНИЯХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ Au-Ag ВОСТОЧНОГО УЗБЕКИСТАНА

Мамарозиков У.Д

Институт геологии и геофизики АН РУз, Ташкент, Узбекистан

udmammarozikov@rambler.ru

Среди многочисленных продуктов внутриплитного магматизма в складчатых областях, подобных Чаткало-Кураминскому региону (Восточный Узбекистан), в первую очередь проявлены породы габбро-сиенит-лейкогранитовой плутонической ассоциации и генетически связанные с ними дайки трахидолеритов, сиенит-порфиров (в том числе трахитов) и онгориолитов, известные как источники благородных, редких, цветных металлов. Связь геохимических типов золото-серебряных месторождений с составами пород магматических ассоциаций установлена во многих рудных районах. Она выражается в преимущественной ассоциации с магматическими образованиями повышенной основности и натриевости существенно золотых месторождений, с более кремнекислыми калий-натриевой и калиевой сериями золото-серебряных, серебряных месторождений.

Огромное рудогенетическое значение имеет сделанное на основании многоступенчатых термодинамических расчетов заключение Г.Р.Колонина с соавторами [1] о том, что в присутствии CO_2 как в хлоридном, так и в сульфидном флюиде происходит значительное понижение растворимости Au, т.е. углекислота в процессе рудообразования может играть роль осадителя металла из золотосодержащих флюидов. Сказанное подтверждается результатами многочисленных исследований флюидных включений, встречающихся в магматитах и постмагматитах медно-порфировых, золото-серебряных, редкометальных месторождений Чаткало-Кураминского региона. Например, по данным В.В.Козлова и С.К.Смирновой [2] руды ранней продуктивной золото (электрум)-адуляр-кварцевой минеральной ассоциации золото-серебряных месторождений Чадакского рудного поля (Гужумсай и Пирмираб) отлагались в диапазоне температур $370\text{-}260^\circ\text{C}$ (золото-пиритовый минеральный парагенезис) и $290\text{-}190^\circ\text{C}$ (парагенезис электрума с аргентитом и сульфосолями серебра) из хлоридно-бикарбонатных ($\text{Ca} > \text{Na} > \text{K} > \text{Mg}$) перидочески вскипавших растворов с концентрацией солей менее 5 % экв. NaCl с содержанием CO_2 до 5 мол. %. Последующий высокотемпературный метасоматизм, с образованием волостонита, граната и других силикатов кальция был вызван

поступлением в систему высокотемпературных флюидонасыщенных солевых расплавов (>60 % экв. NaCl) магматического происхождения с температурой более 500⁰С. Отложения минералов этого этапа происходило в основном из гетерогенных флюидонасыщенных растворов представленных смесью высококонцентрированного водного раствора (содержащего хлорида солей Ca, Na, Mn, Fe) и углекислотного флюида. Руды поздних минеральных ассоциаций отлагались в интервале температур от 300 до 120⁰С из гетерогенных флюидонасыщенных растворов с соленостью до 10-35 % экв. NaCl.

В сиенитовых дайках, развитых на западном фланге Кызылалмасайского золоторудного поля нами установлены рудогенерирующие кремне-щелочно-хлоридные флюидные микрообособления с нанокристаллитами (табл.-1), содержащие значительные концентрации золота, серебра и платиноидов (% Au – 0,33-0,50; Ag₂O – 0,40-0,52; Rh₂O₃ -1,07-1,12; Pt – 0,42-0,73). В них наблюдается прямая параэлементная корреляция натрия и калия с золотом, серебром и платиноидами, т.е. чем больше содержание щелочей в нанокристаллите, тем больше повышается и концентрация последних (K>Na>Ca>Fe и Cl 9-14 %). Подобная ситуация наблюдается и в дайках трахидолеритов, сиенит-порфиоров, сферолитовых трахитов, фельзит-порфиоров развитых на золото-серебряном месторождении Пирмираб (Чадакское рудное поле). Все типы даек месторождения флюидонасыщенные. Встречаются сложные дайки основного состава, содержащие шаровидные обособления субщелочных меланократовых трахидолеритов, цементирующей массой которых являются субщелочные лейкократовые трахидолериты. В них установлены высокие содержания хлорапатита (до 2-3 %), и определены значительные примеси хлора в составах породообразующих минералов (плагиоклаз, пироксен, амфибол, биотит). Последние показывают на преобладание среди летучих компонентов фосфатных соединений и хлора в первичном магматическом расплаве трахидолеритовых даек.

В дайках сиенит-порфиоров и трахитов чаще встречаются хлоридно-карбонатные аксессуары, указывающие на флюидонасыщенность формировавшего их магматического расплава, на CO₂ и Cl, чем другие летучие компоненты. Среди аксессуариев кислых даек месторождения явно преобладают фторкарбонаты и существенно фториды. Кремнещелочно-хлоридные флюидные микрообособления являются сквозьмагматическим для всех типов даек месторождений, но не всегда рудогенерирующий потенциал их одинаков. Самым высоким рудогенерирующим потенциалом обладают кремнещелочно-хлоридные флюидные микрообособления субщелочных даек среднего

Табл.1. Результаты микроанализов кремнещелочно-хлоридных флюидных микрообослений с нанокристаллами даек золото-серебряного месторождений Восточного Узбекистана, %

№	SiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	MnO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	Cl	CuO	ZnO	Rh ₂ O ₃	Pt	Ag ₂ O	Au
Кремнещелочно-хлоридные флюидные микрообосления с нанокристаллами														
1	40,96	10,73	0,01	0	1,99	9,29	7,73	4,71	0,04	0,11	1,00	0	0,24	0
2	62,22	18,39	0,52	0	0,53	9,38	5,83	1,60	0	0	0	0,19	0	0,05
3	59,11	15,51	0,86	0	1,74	12,25	2,78	2,39	0	0	0,59	0	0,20	0,10
Нанокристаллы в кремнещелочно-хлоридных флюидных микрообослениях														
4	38,77	0	0	0,01	1,79	11,59	13,72	8,57	0,09	0	1,07	0,42	0,40	0,33
5	27,81	0	0	0,06	2,03	10,18	22,59	14,14	0,12	0,36	1,12	0,43	0,52	0,50
6	33,29	0	0	0,04	1,91	10,89	18,16	11,36	0,11	0,18	1,10	0,73	0,46	0,42
7	59,25	16,68	0,15	0	0,80	11,68	10,01	4,71	0	0	0,78	0	0,17	0,13
8	55,57	15,60	0,26	0	0,83	10,31	12,91	6,98	0	0	1,56	0	0,51	0
9	27,83	7,09	0,25	0,17	0,68	6,58	35,66	20,73	0,14	0,17	3,22	0	1,15	0
10	24,03	5,98	1,25	0,08	0,78	8,27	37,36	23,63	0,34	0,24	3,66	0	1,50	0,23
11	54,58	15,85	0,10	0	0,22	3,69	20,19	5,05	0	0	0	0	0	0,18
12	59,28	17,31	0,50	0	0,58	8,16	9,93	4,55	0	0	0	0	0	0

Примечание: номера проб: 1, 4-6 – из дайки кварцевого сиенит-порфира, западный фланг месторождения Кызылалма; 2, 3, 7-12 – дайки месторождения Гирмираб; 2, 3, 11, 12 – кварцевые сиенит-порфиры, 7, 8 – субщелочные трахидолериты; 9, 10- сферолитовые трахиты. H₂O, CO₂ – не определены

состава (сферолитовые трахиты, сиенит-порфиры). Нанокристаллитовые включения флюидных микрообосложений сферолитовых трахитов являются менее кремнистыми, но ультращелочными и ультрахлоридными ($\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ 42.24-45.63 %; Cl 20.72-23.63 %; $\text{K} > \text{Na} > \text{Ca} > \text{Fe}$), и содержат самые высокие концентрации серебра (Ag_2O 1,15-1,50 %) и рутеция – легкого платиноида (Rh_2O_3 3,22-3,66 %).

Вышеизложенные материалы свидетельствуют о едином источнике рудогенерирующих флюидов магматогенно-гидротермальных месторождений Au-Ag Восточного Узбекистана. Это подтверждает унаследования петрохимических особенностей магматических флюидов гидротермальными растворами, в которых увеличение концентрации натрия способствует более интенсивному экстрагированию золота, а калия – серебра.

1. Колонин Г.Р., Пальянова Г.А., Широносова Г.П., Моргунов К.Г. Термодинамическая модель возможной золотонности высокотемпературного хлоридного водно-углекислого флюида. // Геохимия, 1994, N 12, 1725-1733.
2. Дунин-Барковская Э.А., Смирнова С.К., Козлов В.В. и др. Флюидный режим формирования важнейших продуктивных минеральных ассоциаций и парагенезисов золоторудных, редкометальных и флюоритовых месторождений Узбекистана // Материалы международного симпозиума (совместно с APIFIS) «Минералообразующие флюиды и рудогенез» / Ташкент: ИГГ АНРУз, 1998. – С.69-72.

ЭНДОГЕННАЯ ЗОНАЛЬНОСТЬ И УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ ЗОЛОТОРУДНОГО УЗЛА ЛАНГ ВАЙ (СЕВЕРО-ВОСТОЧНЫЙ ВЬЕТНАМ)

П.А. Неволько^{1,2}, П.А. Фоминых¹

¹Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО
РАН, Новосибирск, Россия, nevolko@igm.nsc.ru

²Новосибирский Государственный Университет, Новосибирск,
Россия

Золотое оруденение, связанное с магматическими комплексами представляет собой большую разнородную группу с широким спектром характеристик [5]. Наиболее обширная и изученная – порфировая рудно-магматическая система, с которой связаны многие месторождения золота, меди и молибдена. Помимо Cu-Mo-Au-порфировых месторождений, связанных с окисленными магмами [7], существуют примеры рудно-магматических систем, связанных с восстановленными гранитоидами. Для таких рудно-магматических систем характерно [4,8]: (1) расположенный в центре рудного узла гранитный плутон небольшого размера; (2) формирование золоторудной минерализации одновременно со временем становления интрузива; (3) выраженная латеральная зональность оруденения, выражающаяся в последовательной смене минеральных парагенезисов, по мере удаления от интрузива (Au±Bi±Te – Au-As – Au-As-Sb – Au-Sb-As – Sb – Sb-Pb-Zn±Au – Pb-Zn-Sb).

В структуре Ло Гам (СВ Вьетнам) известен рудный узел Ланг Вай, в пределах которого проявлены многочисленные месторождения и рудопроявления Au, Sb, Bi, Pb и Zn. Наиболее крупными являются – Кхоун Пук, Ланг Вай и Лунг Луонг. На каждом из месторождений проявлено по несколько рудных тел и зон, характеризующихся своеобразным минеральным составом и геохимическими характеристиками.

В пределах месторождений Кхоун Пук (Au-As±Bi) и Ланг Вай (Au-As-Sb) выявлены пять рудных зон. Оруденение представлено протяженными (до 1400 м) линейными зонами дробления вмещающих пород. [9]. Руды месторождения Лунг Луонг (Pb-Zn-Sb±Au), расположенного в 14 км, представлены кварцевыми жилами в известняках. Протяженность рудных зон до 700 м [3].

Минеральный состав руд месторождений рудного узла Ланг Вай весьма разнообразен. По мере удаления от центральной части рудного узла наблюдается смена минеральных парагенезисов: 1) FeS₂ – FeAsS – Au⁰ – Bi⁰; 2) FeS₂ – FeAsS – Au⁰ – Pb-Bi-сульфосоли; 3) FeS₂

– FeAsS – Au⁰; 4) FeS₂ – FeAsS – Au⁰ – Pb-сульфосоли; 5) Sb₂S₃ – FeSbS – Sb⁰; 6) Pb-сульфосоли - ZnS; 7)) PbS – Pb-сульфосоли - ZnS.

Руды месторождения Кхоун Пук можно разделить на два геохимических типа: Au-As-Bi и Au-As-(Sb). При этом существует выраженная латеральная зональность – руды с высокими концентрациями Bi (до 1500 ppm) приурочены к западному флангу месторождения. По мере удаления от интрузива содержание Bi падает, при это возрастает роль Sb в рудах (до первых %). На месторождении Ланг Вай нами выделено три геохимических типа руд - Au-As, Au-Sb-As и Sb. Геохимический профиль оруденения Лунг Луонг представляет собой переход от (Sb±Pb,Zn) к Pb,Zn±Sb.

Для определения параметров гидротермального рудообразования были проведены исследования флюидных включений в кварце из руд трех месторождений. Во включениях из Au-As-Bi типа руд T_{звт} составила –20,2 до –22,4°C, T_{гом} от 335 до 355°C, соленость раствора составляла 14–15 мас.%. В Au-As рудах T_{гом} флюида составила от 305 до 325°C с пиком в области 315°C. T_{пл} льда составляла от –7,5 до –9 °C, что отвечает солености растворов 11–12 мас.%. Включения в кварце из Au-As-Sb типа руд характеризуются T_{звт} от –18,9 до –22,8°C, T_{гом} - от 235 до 275°C для месторождения Кхоун Пук и от 255 до 275°C для месторождения Ланг Вай с пиком в области 265 °C. T_{пл} льда составила –4,5 - –5,4°C, что отвечает солености флюида от 7 до 8 мас. %. Температура формирования сурьмяного парагенезиса, проявленного только на месторождении Ланг Вай варьирует в широком диапазоне от 185 до 235°C с пиком в области 225°C. Соленость растворов составляла 1-5% мас.%. Включения из руд месторождения Лунг Луонг характеризуются T_{гом} от 215 до 245°C, T_{пл} льда –0,1 - –0,5°C, что соответствует солености 0,15 - 0,9% мас.%.

По данным КР-спектроскопии состав газовой фазы включений Au-As-Bi минеральной ассоциации на месторождении Кхоун Пук представлен CH₄ (± CO₂). Газовая фаза во включениях из As-Au и Au-As-Sb ассоциаций представлена бинарными смесями CO₂ и CH₄ в разных пропорциях. Схожая закономерность присуща для включения из руд месторождения Ланг Вай: (i) CH₄+CO₂ для ранней As-Au ассоциации; (ii) CO₂±CH₄ - As-Sb-Au; (iii) CO₂ для поздних сурьмяных руд. Газовая фаза Pb-Sb ассоциации на месторождении Лунг Луонг представлена CO₂.

Локализация оруденения в единых геологических структурах, пространственная близость, ярко выраженная минералогическая и геохимическая зональность позволяет предположить, что месторождения Кхоун Пук, Ланг Вай и Лунг Луонг являются производными единой рудно-магматической, связанной с

гранитоидами комплекса Пио Биок. Это также подтверждается возрастом формирования. По данным Ar-Ar датирования возраст золотой минерализации месторождения Ланг Вай составил 239.5 ± 2.4 и 240.8 ± 2.4 млн лет. Опубликованные данные по времени становления гранитоидов комплекса Пио Биок соответствуют интервалу 240-250 млн лет [1,2,6].

Работа выполнена при финансовой поддержке Гранта Президента Российской Федерации МК-7305.2016.5.

1. Хоа Ч.Ч., Изох А.Э., Поляков Г.В., Борисенко А.С., Ань Ч.Т., Балыкин П.А., Фыонг Н.Т., Руднев С.Н., Ван В.В., Ньен Б.А. Пермотриасовый магматизм и металлогения Северного Вьетнама в связи с Эмейшаньским плюмом // Геол. Геофиз. 2008. 49. №7. С. 637–652.
2. Chen Z., Lin W., Faure M., Lepvrier C., Vuong N.V., Tich V.V. Geochronology and isotope analysis of the Late Paleozoic to Mesozoic granitoids from northeastern Vietnam and implications for the evolution of the South China block // J. Asian Earth Scien. 2014. 86, P. 131-150.
3. Khoa H.V. On the type of antimony – polymetals mineralization in the Nang Kha area, Na Hang, Tuyen Quang Province // Journal of Geology. Seria A. 1999. Vol. 255. N 11-12. P. 26-33 (*in vietnamese with English abstract*)
4. Lang J.R., Baker T., Hart C.J.R., Mortensen J.K. An exploration model for intrusion related gold systems // Econ.Geol. 2000. Newsletter 40, P. 1-15.
5. Pirajno F. Hydrothermal processes and mineral systems // Springer, 2009, 1250 p.
6. Roger, F., Maluski, H., Lepvrier, C., Vu, V.T., Paquette, J.L. LA-ICPMS zircons U/Pb dating of Permo-Triassic and Cretaceous magmatism in Northern Vietnam-Geodynamical implication // J. Asian Earth Scien. 2012. 48. P. 72–82.
7. Sillitoe R.H. Gold-rich porphyry copper deposits: Geological model and exploration implications // Mineral Deposit Modeling, Geological Association of Canada, 1993, Special Paper 40, P. 465-478.
8. Thompson J.F.H., Newberry R.J. Gold deposits related to reduced granitic intrusions // Rev. Econ. Geol. 2000, V.13, P. 377-400.
9. Tri, T.V., Vu, K. (Eds.), 2011. Geology and Earth Resources of Vietnam // General Dept. of Geology, and Minerals of Vietnam, Hanoi, Publishing House for Science and Technology. 2011. 645 p.

ПЕРВЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ ФЛЮИДНЫХ ВКЛЮЧЕНИЙ (ФВ) В ГРАНИТАХ КОНСТАНТИНОВСКОГО ИНТРУЗИВА

Д. А. Носков, М. Г. Волкова

¹ *Институт геохимии СО РАН, Иркутск, swiper@igc.irk.ru, volkova@igc.irk.ru*

Константиновский интрузив, расположенный представляет собой гранитоидный силл внедрённый в метаморфизованные рифейские осадочные карбонатно-терригенные породы Мамско-Бодайбинского синклиория. Изучение Константиновского интрузива связано с проблемой роли гранитоидного магматизма в становления золоторудной минерализации месторождения Сухой Лог расположенного в 6 км к северо-востоку от него [1, 3].

Согласно изотопным данным возраст Константиновского интрузива (330 ± 14 млн. лет) [5] близок ко второму – кварцево-жильному этапу рудообразования на месторождении (321 ± 14 млн. лет) [1]. В работе [4] для гранитов интрузива U-Pb и K-Ar методами получена более молодая датировка 290 ± 20 млн. лет. Вероятно, расхождение датировок связано проявлением гидротермальных процессов.

Отобраны два представительных образца гранитов из центральной и апикальной частей интрузива. Измерения микротермометрических параметров проводилось по тридцати двум ФВ, методом рамановской спектроскопии определен состав газов.

В зернах кварца из гранита центральной части обнаружены первично-вторичные ФВ, При комнатной температуре наблюдались три типа ФВ: углекислотно-водные двухфазные ФВ (жидкая вода и CO_2 (газ составляющий 35-50 об.% вакуоли); углекислотно-водные трёхфазные ФВ жидкая вода и CO_2 в газообразном и жидком состоянии; однофазные газоуглекислотные, содержащие плотную CO_2 . Температура гомогенизации CO_2 20,3 - 22,8°C. ФВ гомогенизируются при температурах 175-180 С.

В зернах кварца из гранитов апикальной части присутствуют, вероятно, первичные ФВ, расположенные в пределах зерна равномерно и обособлено друг от друга. Вторичные газовой-жидкие и существенно газовые ФВ расположены по трещинам и зонам роста зерен кварца, характеризуются округлой, иногда неправильной формами. Газовый пузырек при комнатной температуре здесь занимает 25-45 об.% вакуоли. Встречаются трёхфазные ФВ неправильной и округлой формы. Соотношение фаз при комнатной температуре составляет: газовый пузырек – 25-30 об.%, твердая фаза - около 35 об.% вакуоли. Твердая фаза представлена прозрачным

бесцветным агрегатом неправильной и кубической формы размером 5-7 мкм.

Установлено, что температура гомогенизации CH_4 во вторичных ФВ изменяется в интервале от $-85,8$ до $-85,4$ °С. Плавление газогидратов происходит при $T^\circ\text{C}$ $12,8 - 16,9$, что соответствует, P_{CH_4} 106-176 бар и плотности от $0,0607$ до $0,0994$ г/см³

Во ФВ образца апикальной части интрузива газовая фаза содержит N_2 (рис. 1б) и CH_4 (рис. 1а), CO_2 отсутствует (рис. 1в). На рамановском спектре пик H_2S , смещен в область значений $2575-2585$ см⁻¹ (рис. 1г), что соответствует растворимой форме HS^- . В других ФВ пики H_2S достаточно малы или отсутствуют.

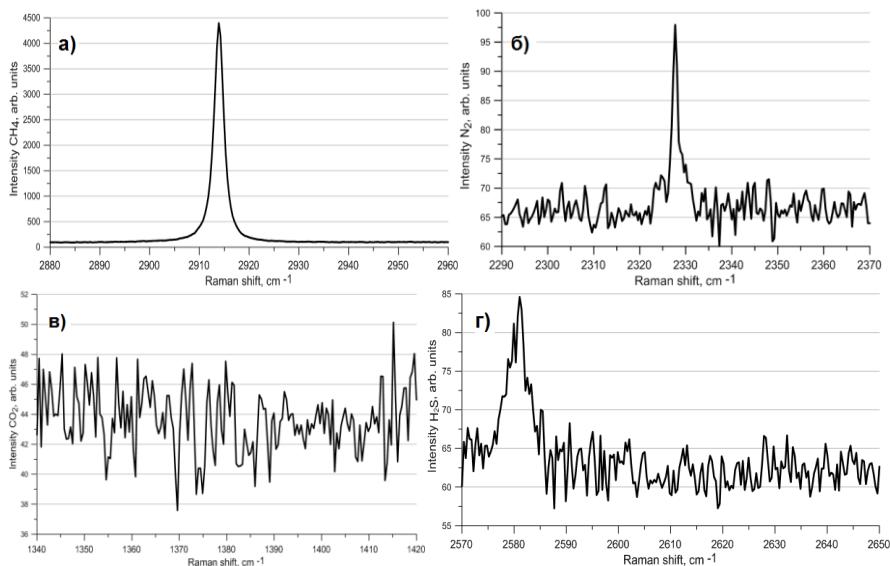


Рис. 1. Рамановские спектры газов во флюидных включениях кварца из гранитов апикальной части Константиновского интрузива.

Таким образом, выявлено две контрастных разновидности ФВ. Флюидные включения обнаруженные апикальной части, содержат восстановительный флюид (CH_4 и HS^-), отражающий процесс внешнего флюидного воздействия, затронувший краевую часть интрузива и зоны трещиноватости. Такой флюид может продуцироваться за счет углистого вещества метаморфизованных осадочных пород в процессе последующей гидротермальной деятельности. Полученные свидетельства воздействия

низкотемпературного флюида на породы массива, сочетаются с данными о нарушении первично-магматических радиоизотопных систем, а также наличием сульфидной минерализации в краевой части. Совокупность полученных данных указывает на более поздний гидротермальный процесс, который, наложился на породы интрузива.

1. Лаверов Н. П. Этапы формирования крупномасштабной благороднометальной минерализации месторождения Сухой Лог (Восточная Сибирь): результаты изотопно-геохронологического изучения / Лаверов Н. П., Чернышев И. В., Чугаев А. В. // Докл. РАН. – 2007. – Т. 415, № 2. – С. 236–241.
2. Ненахов В. М. О полихронности Ангаро-Витимского батолита / Ненахов В. М., Никитин А. В., Доронина Н. А. // Докл. РАН. – 2007. – Т. 414, № 4. – С. 509-512.
3. Перевалов О.В. Геологическое строение и минерагения Бодайбинского и Мамского горнорудных районов / Перевалов О. В., Срывцев Н. А. – М.: ГЕОКАРТ: ГЕОС, 2013. – 276 с.
4. Рундквист И. К. Этапы формирования Бодайбинского золоторудного района / И. К. Рундквист, В. А. Бобров, Т. Н. Смирнова // Геология руд. месторождений. – 1992. – Т. – 34. – № 6. – С. 3-15.
5. Срывцев Н.А. Угаханский интрузивный комплекс: геология, состав, изотопный возраст связь с месторождениями золота (Ленская золотоносная провинция) // Геология и полезные ископаемые юга Восточной Сибири: неуч. тр. ВостСибНИИГГиМС. / Срывцев Н. А., Герасимов Н. С., Владимирова Т. А.; под ред. Г. М. Другов – Иркутск: Изд-во ИГУ, 2014. – Вып. 3 – 150 с.

О ПРОЦЕССАХ ВСКИПАНИЯ НА БЛИЗПОВЕРХНОСТНЫХ ЗОЛОТОРУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЯХ КУРИЛО- КАМЧАТСКОЙ ОСТРОВНОЙ ДУГИ

В.М. Округин^{1,2}, Е.Д. Скильская^{1,2}, О.О. Скильский¹

¹*Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, Петропавловск-
Камчатский, Россия, andreeva@ksnet.ru*

²*Камчатский государственный университет им. В. Беринга,
Петропавловск-Камчатский, Россия*

Вулканогенные близповерхностные (эпитермальные) золоторудные месторождения, известные своими значительными ресурсами при крайне неравномерном распределении концентраций золота и серебра, компактностью и малой токсичностью руд, располагаются в активных островных дугах и палеосубдукционных регионах [1]. Более полувека они находятся под пристальным вниманием геологов. Одни из наиболее дискуссионных вопросов – способы и механизмы отложения полезных компонентов. Многочисленные данные, полученные на различных этапах разведки, разработки таких месторождений и результаты экспериментов, показывают, что рудное вещество могло отлагаться из среднетемпературных гидротермальных растворов в результате смешения нисходящих потоков метеорных вод с восходящими, дегазация и остывание которых сопровождалась вскипанием [5,6].

подавляющая часть месторождений Камчатского Края и Курил относится к золоторудным малосульфидным эпитермальным объектам, которые приурочены к вулканотектоническим структурам, локализованным в разновозрастных линейно-вытянутых наземных андезитовых вулканоплутонических поясах. Жильные системы месторождений сложены кварц-адуляр-карбонатным материалом, несущим золотосеребряную минерализацию. По составу выделяют теллуридный, селенидный, сурьмянистый, сульфосолевым, ртутный и полиметаллический минеральные типы. вмещающие породы – кайнозойские вулканиты среднего и основного состава, отличительная особенность которых – наличие субвулканических габбро-гранодиоритовых комплексов. Золотоносные кварц-адулярные жильные системы синхронны этапам проявления вулканизма Курило-Камчатской островной дуги.

В работе приведены результаты исследований методами термобарогеохимии флюидных включений в кварце различных стадий и генераций Агинского золото-серебро-теллуридного и Оганчинского золото-полиметаллического месторождений, входящих в состав Центрально-Камчатского горнорудного района. Особое внимание было уделено «вскипанию» гидротермальных растворов – как одному

из ведущих механизмов концентрирования благородных металлов. Одна из сложностей исследований - мелкие размеры флюидных включений (первые микроны, редко до 10-15 мкм).

Агинское месторождение стало первым на Камчатке промышленным источником коренного (жильного) золота и относится к числу наиболее изученных в процессе эксплуатации. Жильные системы кварц-адулярового состава отличаются сложным строением и слабым эрозионным срезом. Они вскрыты по вертикали почти на 400 метров в северо-восточном секторе Агинского палеовулкана. Главные минералы руд – самородное золото, теллуриды золота, серебра, золота и серебра, свинца, сульфиды. Характерная особенность - многообразие гипергенных, в первую очередь, кислородных соединений теллура и золота. Они пользуются значительным распространением и в ряде случаев замещают практически полностью первичные руды с образованием «вторичных» бонанц [4,5]. Газово-жидкие включения обнаружены во всех разновидностях кварца – от продуктивного жильного до пострудного аметистоподобного. Они представлены первичными газово-жидкими и газовыми, вторичными газово-жидкими и псевдвторичными разновидностями. Вторичные газово-жидкие включения пользуются преимущественным распространением. Существенно газовые до собственно газовых обнаружены среди всех типов изученных включений. Полная гомогенизация газово-жидких первичных включений достигалась в интервале температур 230-300 °С. Плотность включений составляет <2 вес. % NaCl экв.

Оганчинское золото-полиметаллическое месторождение находится на юго-западе Центрально-Камчатского горнорудного района. Основные ресурсы месторождения сосредоточены в жильных зонах Главная, Апофиза и №2. Жильная зона Главная представлена кварцевой жилой, насыщенной сульфидной минерализацией. Жильная зона Апофиза сложена брекчиевым, существенно кварцевым, цементом с вкрапленностью пирита, высокопробного самородного золота, гессита, галенита и сфалерита. Газово-жидкие включения были изучены в продуктивном кварце жильной зоны Апофиза и Удачная. Первичные газово-жидкие включения обычно двухфазные обводненные и однофазные газонасыщенные. Температуры гомогенизации включений жильной зоны Удачная составили 250-290 °С. Для включений жильной зоны Апофиза - 220-290 °С. Температура гомогенизации газонасыщенных включений несколько выше двухфазных обводненных. Концентрации солей включений варьируют в пределах 0.1-2.2 вес. % NaCl экв.

Для жильного кварца месторождений характерно наличие большого количества первичных и вторичных газовой-жидких включений, при существенном преобладании вторичных включений. Газовый пузырек занимает от 10 до 90-95% вакуоли включений. В ряде случаев (как правило, там, где наиболее высокие концентрации полезных компонентов) газовой-жидкие и газонасыщенные включения образуют единые группы, что позволяет говорить о гетерогенной природе флюида. Такая гетерогенность наряду с широкими вариациями температур гомогенизации свидетельствуют о вскипании гидротермальных растворов, сопровождающимся резкими изменениями С-Р-Т параметров минералообразующей среды, приводящими к массовому концентрированию полезных компонентов.

Авторы выражают искреннюю благодарность руководству и геологам ЗАО «Золото Камчатки» и ЗАО «Тревожное Заревое» за возможность проведения полевых работ на месторождениях. Неоценимую помощь в подготовке каменного материала к термобарогеохимическим исследованиям оказал инженерный состав лаборатории вулканогенного рудообразования ИВиС ДВО РАН в лице Лунькова В.Ф., Куликова В.В., Платонова А.А. и Куликовой Р.Н.

1. Округин В.М. Новые данные о возрасте и генезисе эпитеpmальных месторождений зоны перехода континент-океан (северо-западная пaцифика) // Материалы Всероссийского совещания, посвященного 90-летию академика Н.А. Шило «Геодинамика, магматизм и минерогения континентальных окраин Севера Пaцифики» – Магадан. - 2001. - Т. 3. - С.39-41.
2. Округин В.М., Ким А.У., Москалева С.В., Округина А.М., Чубаров В.М., Агаськин Д.Ф. О рудах Асачинского золото-серебряного месторождения (Южная Камчатка) // Материалы ежегодной конференции, посвященной Дню вулканолога «Вулканизм и связанные с ним процессы», ИВиС ДВО РАН, Петропавловск-Камчатский, 2014, с. 330-334.
3. Округин В.М., Андреева Е.Д., Яблокова Д.А., Округина А.М., Чубаров В.М., Ананьев В.В. Новые данные о рудах Агинского золото-теллуридного месторождения (Центральная Камчатка). Материалы ежегодной региональной конференции «Вулканизм и связанные с ним процессы», г. Петропавловск-Камчатский, 2014, с. 335-341.
4. Петренко И.Д. Золото-серебряная формация Камчатки. - Изд-во ВСЕГЕИ, 1999. - 116с.
5. Andreeva E.D., Matsueda H., Okrugin V., Takahashi R., and Ono S. Low-sulfidation epithermal Au-Ag-Te mineralization in Aginskoe deposit, central Kamchatka, Russia // Resource Geology, 63(4), 2013, p. 337-349.
6. Cooke D., Simmons S. Characteristics and Genesis of Epithermal Gold Deposit // SEG Review. - 2000. - V. 13. - PP. 221-244

О ДВУХ ОСОБЕННОСТЯХ СОСТАВА ФЛЮИДНЫХ ВКЛЮЧЕНИЙ В САМОРОДНОМ ЗОЛОТЕ И ПРИЧИНАХ ИХ ВОЗНИКНОВЕНИЯ

Н.С. Остапенко, О.Н. Нерода

*Институт геологии и природопользования ДВО РАН, Благовещенск,
ostapenko_ns@mail.ru*

Состав флюидных включений в природном самородном золоте из рудных месторождений и россыпей в разные годы изучали А.Е. Гапон [1], В.Г. Моисеенко [4], в том числе с коллегами [5], Г.И. Неронский [6], Л.А. Николаева [7], Н.С. Остапенко и О.Н. Нерода [8], Н.В. Петровская с коллегами [9], В.А. Семенко [10].

Ещё в начале 20-х годов 20 века, изучавший генезис самородков золота С.Ф. Жемчужный [2], обратил внимание на выделение газов при нагревании образцов золота. Газовые включения в золоте впервые были обнаружены в 1954 году Л.А. Николаевой [7] при вскрытиях мелких вздутий на поверхности окатанных золотин из россыпей Ленского района.

Наибольший вклад в изучение флюидных включений в самородном золоте внесли Н.В. Петровская с коллегами [9] и В.Г. Моисеенко [4]. Первые механическим вскрытием вакуолей установили в них компонентный состав газов, формы, размеры и особенности распределения флюидных включений в природных золотилах. Как и во включениях в сопутствующих кварцах, во включениях в самородном золоте в газовой фазе установлено доминирование CO_2 . В.Г. Моисеенко [4] с использованием термического вскрытия включений в золоте методами газовой хроматографии и тройных водных вытяжек исследовал валовый состав включений в самородном золоте и сопутствующих кварцах из многих месторождений Дальнего Востока. Было установлено не только качественное сходство компонентного состава флюидных включений в обоих минералах, но и разительные количественные различия – доминирование в золоте не только газовых компонентов, но и солевых.

В работе [5] на основе сравнительного изучения валового компонентного состава флюидных включений в самородном золоте, касситерите, сульфидах и в кварцах месторождений различных рудных формаций установлены большие различия между составами флюидных включений в различных рудных минералах и в кварцах. Авторами было сделано предположение, что «*выделение рудных минералов происходило либо при поступлении в рудообразующую систему новых, отличных по своему составу флюидов, либо при гетерогенизации последних на существенно рудную и существенно*

водную часть» (стр. 10), а также заключение, что *«определение физико-химических условий выделения рудных минералов по исследованиям включений в ассоциирующих с ними кварцах является неправомочным»* (там же, стр. 10).

Нами [8] на примере месторождения Токур было показано, что соотношения газ/вода и соли/вода во включениях в самородном золоте по сравнению с кварцами многократно выше – в среднем, соответственно в 125 и 44 раза. То есть, произошло разделение – во включениях в кварцах фактически присутствует жидкая слабосоленая фаза, а в золоте – газо-паровая фаза, но с необычно высоким количеством солей, компоненты которых устанавливаются и электронно-микроскопическими исследованиями на стенках вскрытых вакуолей [10]. Так каковы же причина и механизм такой дифференциации рудообразующего флюида?

Причина указанных различий, очевидно, кроется в другом, а именно, в химических и физических свойствах поверхности минералов – их смачиваемости [3]. Н.В. Петровская с коллегами [9] одни из первых связали доминирование газовой фазы во включениях в самородном золоте, по сравнению с кварцем, с гидрофобностью поверхности этого минерала. Именно это свойство его поверхности способствовало прилипанию газовых пузырьков к растущим золотинам. Имея в виду это свойство поверхности золотинок и отмечаемые исследователями и нами на многих месторождениях признаки вскипания флюидов в процессе рудообразования, логично предположить их совместный эффект в формировании индивидов золота, а также их влияние на распределение золота в объеме жильных полостей месторождений и на отмеченную аномальность состава флюидных включений в золоте [8].

В процессе роста пузырьков газа совместно с водным паром при вскипании флюида, прилегающий к ним тонкий слой жидкой фазы постоянно пересыщался многими растворенными компонентами. Поэтому в нем возникали зарождения кристаллов золота, хлоридов натрия и других минералов. Благодаря высокой гидрофобности золотинок и некоторых отличительных особенностей свойств поверхности других минералов, с газовыми пузырьками формировались их многофазные ассоциаты, способные всплывать в полостях, как это изложено в [8].

Поднимаясь вверх, такие ассоциаты накапливались преимущественно на пологих участках висячих стенок полостей и в вогнутых участках отлагавшихся здесь минеральных агрегатов, а также попадали в возникающие при дораскрытиях полостей трещины оперения. В процессе продвижения ассоциатов наночастицы золота

на газовых пузырьках легко накапливались и агрегировались. Закрепившиеся в отмеченных позициях группы ассоциатов создавали условия для появления более крупных золотин.

На всех этапах агрегирования наночастиц золота и роста золотины захватывали в свою матрицу прилиплие ассоциаты, встраивая их в виде включений. По периметру таких изометричных по форме и деформированных при росте соседних золотин включений в золоте присутствуют нанокристаллы хлоридов, самородного золота и других минералов [9, 10]. Несомненно, что при усложнении поверхности растущих золотин, ими захватывались и включения жидкой фазы. Это выражается в наблюдаемом непостоянстве соотношений газовой, водной и солевой фаз в анализируемых пробах золота одного месторождения, в том числе отобранных на небольших расстояниях на одних и тех же горизонтах [8]. В соответствии с приведенными данными, высказанное некоторыми исследователями [5] предложение определять состав рудообразующих флюидов по включениям в рудных минералах, а не в кварце, мы считаем неприемлемым, чреватым большими его искажениями. Для этого вполне подходят сквозные жильные минералы, не обладающие гидрофобными (газофильными) свойствами.

1. Гапон А.Е. Новые данные о газовых и жидких включениях в самородном золоте // Записки восточно-сибирского отделения Всесоюзного минералогического общества. 1962. Вып. 4 С. 192-196.
2. Жемчужный С.Ф. Физико-химическое исследование золотых самородков в связи с вопросом об их генезисе //Изв. Института физико-химического анализа. Петроград: 1922. Т. 2, вып.1. С. 5-28.
3. Зуев В.В. Конституция и свойства минералов (Остовно-электронный подход к исследованию некоторых основных проблем конституции минералов). Л.: наука, ленинград. Отд., 1990. 280 с.
4. Моисеенко В.Г. Геохимия и минералогия золота рудных районов Дальнего Востока. М.: Наука, 1977. 304 с.
5. Моисеенко В.Г., Миронюк А.Ф., Зайкин И.Д. Некоторые особенности флюидов эндогенных месторождений // Термобарогеохимия эндогенных процессов. Владивосток: ДВНЦ АН СССР. 1986. С. 3-10.
6. Неронский Г.И. Типоморфизм золота месторождений Приамурья. Благовещенск: АмурНЦ ДВО РАН. 1998. 320 с.
7. Николаева Л.А. Газовые включения в самородном золоте // Записки Всесоюзного минералогического общества. 1954. Вып. 4. С. 113-118.
8. Остапенко Н.С., Нерода О.Н. Агрегирование самородного золота в гидротермальном процессе // наногеохимия золота: Труды Симпозиума. Владивосток, 17-18 апреля 2008 г. Владивосток: Дальнаука, 2008. С. 149-156.
9. Петровская Н.В., Элинсон М.М., Николаева Л.А. Состав и условия образования газовых включений в самородном золоте // I Международный

геохимический конгресс. Гидротермальные процессы. М.:1973. Т. 2, С. 441-551.

10. Семенко В.А. Новые данные о составе газово-жидких включений в самородном золоте // Термобарогеохимия эндогенных процессов. Владивосток: ДВНЦ АН СССР. 1986. С. 108-110.

ФТОРИДНЫЕ ФАЗЫ В РАСПЛАВНЫХ ВКЛЮЧЕНИЯХ ИЗ ОНГОНИТОВ МАССИВА АРЫ-БУЛАК (ВОСТОЧНОЕ ЗАБАЙКАЛЬЕ)

И.С. Перетяжко¹, Е.А. Савина¹, А.С. Дмитриева¹

*¹Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН, Иркутск,
Россия, pgmigor@mail.ru*

Коренные выходы онгонитов массива Ары-Булак образуют вытянутый в субмеридиональном направлении эллипс размером ~500x800 м. По данным бурения массив имеет форму лакколита с максимальным горизонтальным сечением ~700x1500 м и залегает среди сланцев и эффузивов (J_3-K_1) основного состава [2]. Порфиновые онгониты слагают основной объем массива. На Ю-3 фланге в переходной зоне размером несколько десятков метров эти породы постепенно сменяются афировыми разностями, которые образуют краевую зону шириной 50-100 м. Афировым породам свойственны высокие концентрации CaO (5.4-22 мас.%) и F (5.2-18.8 мас.%). Порфиновые онгониты содержат < 0.5 мас.% CaO и 1-1.5 мас.% F. Среди них вблизи Ю-3 фланга и в центральной части массива встречаются также разности с аномальными содержаниями CaO (до 9.8 мас.%) и F (до 7.7 мас.%) [2,3]. Такие породы образуют “пятна” размером до нескольких квадратных метров в порфиновых онгонитах и визуально неотличимы от последних. Образование богатых Ca и F порфиновых и афировых пород проходило при участии силикатных и обогащенных кислородом фторидно-кальциевых (F-Ca) несмесимых расплавов, а также F-Cl-содержащих водных флюидов разных типов [1-3,6]. Возрастающее при дегазации онгонитовой магмы флюидное давление сопровождалось вдавливанием эмульсии несмесимых расплавов низкой вязкости (F-Ca и богатого фтором онгонитового) в интерстиционное пространство между минералами магматической “каши” по фронту кристаллизации [2]. Локальная декомпрессия магматической камеры в близповерхностных условиях привела к закаливанию F-Ca расплава и образованию кислородсодержащего F-Ca стекла, из которого в дальнейшем формировался скрытокристаллический агрегат флюорита.

Мощная зона (50-100 м) обогащенных Ca и F афировых пород на Ю-3 фланге массива, по-видимому, образовалась в процессе локальной декомпрессии магматической камеры, закаливания накопленных по фронту кристаллизации F-Ca и остаточных силикатных несмесимых расплавов, а также последующих преобразований пород при прохождении через эту зону магматических флюидов [2]. Проникая в афировую зону, флюид P-Q типа,

сосуществующий с расплавом в остаточном очаге, охлаждался, менял состав, и его свойства начинали соответствовать водно-солевой системе первого типа [1,2]. В зоне афировых пород этот флюид вскипал и разделялся на несмешиваемые фазы – солевой рассол с очень высокими содержаниями Cl, F, K, Cs, Mn, Fe, Al и низкоплотный паровый раствор. Дегазация обогащенных фтором магматических флюидов через афировую зону приводила к замещению альбита кислородсодержащей F-Ca фазой, сопровождалась образованием прозопита и других водных кальциевых алюмофторидов, ростом концентраций в породах примесных элементов (Sn, W, Cs, Rb, Ta, Be, Zr, Hf, Sb, As, Sc) и воды до 2-4 мас.% [1-4].

Мы провели дополнительное изучение расплавных включений (PB) во вкрапленниках кварца и топаза из образцов, отобранных в разных зонах массива Ары-Булак. Опыты с PB проводили в термокамерах Linkam-TS1500 и Linkam-TS1400XY. Гомогенные стекла получали при нагреве препаратов до 730-800°C с выдержками 3-5 часов. Состав стекол и фаз определяли методом СЭМ-ЭДС на сканирующем микроскопе MIRA-3 LMU с системой микроанализа INCAEnergy 450.

Установлены большие вариации содержаний петрогенных и примесных элементов в стеклах PB, даже расплывчатых вблизи друг от друга. Стекла имеют плюмазитовый состав (A/CNK 1.07-1.67), высокие концентрации F (3-8 мас.%) и примесь Cl до 0.5 мас.%. Во вкрапленниках кварца из порфириновых пород обнаружены единичные PB, стекла которых содержат Cs до 5.5 мас.%. Ранее в порфириновых онгонитах массива мы описывали стекла PB с концентраций Cs до 17 мас.% и пришли к выводу о существовании в онгонитовой магме обособлений аномально цезиевых силикатных расплавов [5].

В стеклах PB часто встречаются глобулы размером 5-20 мкм или субмикронные обособления кислородсодержащей F-Ca фазы близкой по соотношению компонентов к флюориту. В одних зонах роста кристаллов кварца обнаружены также округлые включения F-Ca фазы совместно с силикатными PB. Для включений F-Ca фазы характерны высокие концентрации Y (0.5-5 мас.%) и легких PЗЭ (мас.%): La (0.4-1.1), Ce (1-3), Pr (до 0.4) и Nd (0.4-1.1). При таких содержаниях PЗЭ коэффициенты распределения $D_{PЗЭ}$ от La к Nd между фторидно-кальциевым и онгонитовым несмешиваемыми расплавами имеют большой прогиб W-типа. Это подтверждает сделанный нами ранее вывод [6] о связи тетрад-эффектов M-типа в нормированных к хондриту спектрах распределения PЗЭ (выпуклые кривые) в онгонитах с явлениями фторидно-силикатной жидкостной несмешиваемости. В зерне топаза из порфиривого онгонита обнаружено также PB с многочисленными округлыми обособлениями (<1-5 мкм) алюмофторидного стекла,

имеющего атомное отношение Na/Al близкое к хиолиту-криолиту с примесями Ca, K и Cl.

Ранее было установлено, что обособления частично раскристаллизованного кислородсодержащего F-Ca стекла встречаются в порфириновых онгонитах, даже если в их составе <0.1 мас.% Ca [2]. При воздействии высокотемпературных магматических и постмагматических флюидов на порфириновые и афировые породы такое стекло теряло часть кислорода, что приводило к образованию субмикроструктурного агрегата флюорита. Наличие реликтов F-Ca стекла в афировых породах из эндоконтактной зоны и его следов в порфириновых онгонитах по всему массиву, а также во включениях и в стеклах РВ дает все основания утверждать, что онгонитовый расплав до внедрения в магматическую камеру уже имел обособления фторидных расплавов. По всей видимости, фторидные расплавы разного состава формировались в аномально обогащенной F онгонитовой магме за счет экстракции из силикатного расплава F, Ca, Al, Na, K, R3Э и других элементов в процессе флюидно-магматического взаимодействия.

1. Перетяжко И.С. Включения магматических флюидов: P-V-T-X свойства водно-солевых растворов разных типов, петрологические следствия // Петрология. 2009. Т. 17. № 2. С. 197-221.
2. Перетяжко И.С., Савина Е.А. Флюидно-магматические процессы при образовании пород массива онгонитов Ары-Булак (Восточное Забайкалье) // Геология и геофизика. 2010. Т. 51. №10. С. 1423-1442.
3. Перетяжко И.С., Савина Е.А. Признаки жидкостной несмесимости в онгонитовой магме по данным изучения расплавных и флюидных включений в породах массива Ары-Булак (Восточное Забайкалье) // Докл. РАН. 2010 Т. 433. № 5. С. 678-683.
4. Перетяжко И.С., Савина Е.А. Тетрад-эффекты в спектрах распределения редкоземельных элементов гранитоидных пород как индикатор процессов фторидно-силикатной жидкостной несмесимости в магматических системах // Петрология. 2010. Т. 18. № 5. С. 536-566.
5. Перетяжко И.С., Царева Е.А., Загорский В.Е. Первая находка аномально цезиевых алюмосиликатных расплавов в онгонитах (по данным изучения расплавных включений) // Докл. АН. 2007. Т. 413. № 6. С. 791-797.
6. Перетяжко И.С., Загорский В.Е., Царева Е.А., Сапожников А.Н. Несмесимость фторидно-кальциевого и алюмосиликатного расплавов в онгонитах массива Ары-Булак (Восточное Забайкалье) // Докл. РАН. 2007. Т. 413. № 2. С. 244-250.

ФТОРИДНО-КАЛЬЦИЕВАЯ ФЛЮИДНО-МАГМАТИЧЕСКАЯ ФАЗА В ТРАХИРИОЛИТОВОМ РАСПЛАВЕ

И.С. Перетяжко¹, Е.А. Савина¹, Карманов Н.С.²

¹*Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН, Иркутск,
Россия, pgmigor@mail.ru*

²*Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН
пр-т ак. Коптюга, 3*

Эффузивные породы Нилгинской депрессии в Центральной Монголии относятся к дзунбаинской свите раннего мела. Среди эффузивов преобладают андезито-базальты. Менее развиты трахиты и трахириолиты. Трахириолиты наиболее проявлены в северо-восточной части депрессии. Мощность покровов и прослоев этих пород варьирует от нескольких десятков метров до 150-200 м. Трахириолиты представлены светло-серыми, светло-сиреневыми, розовато-серыми, белыми, светло-желтыми стекловатыми порфиоровыми породами, иногда полосчатыми и флюидальными. Обладая порфировой текстурой, трахириолиты имеют микросферолитовую, фельзитовую и микропойкилитовую структуры матрикса, которые в шлифах иногда присутствуют одновременно. Фенокристы дымчатого кварца и бесцветного санидина размером до 2-4 мм занимают около 30-40% объема пород. Для санидина характерны идиоморфные кристаллы, но встречаются также корродированные разности. Зерна кварца имеют изометричную форму или дипирамидальный облик часто со следами растворения в виде заливов. В матриксе пород встречаются зерна титаномагнетита, ильменита, лейсты фтор-биотита, а также редкие вкрапленники циркона, апатита, монацита, ксенотима и недиагностированных минералов с высокими содержаниями РЗЭ, As и примесями P, Nb, Th, U.

В трахириолитах одного из покровов обнаружена аномально обогащенная Ca и F область площадью около 1 км². Содержание CaO и F в породах из этой области достигают 15-20 и 10-15 мас.%, соответственно. Породы в шлифах не имеют признаков вторичных изменений и содержат выделения фторидно-кальциевой (F-Ca) фазы в типичном для трахириолитов стекловатом матриксе. Эта фаза встречается как в виде пятнообразных выделений, так и сферул окруженных радиально-лучистым кварц-санидиновым симплектитом (продуктом стеклования и частичной раскристаллизации трахириолитового расплава). В некоторых участках F-Ca фаза цементирует брекчию трахириолитов.

Образцы риолитов и расплавных включений (РВ) в минералах изучали методом СЭМ-ЭДС на микроскопе MIRA-3 LMU с системой микроанализа INCAEnergy 450. Термометрические опыты с РВ в фенокристах кварца и санидина проводили в термокамерах Linkam-TS1500 и Linkam-TS1400XY. Для получения переплавленных стекол из остаточных стекол и кристаллических фаз в РВ делали нагревы зерен минералов с выдержками 3-8 часов при 700-1100°C. Католюминесцентное изучение зональности зерен выполнено на сканирующем микроскопе LEO 1430VP с детектором CENTAURUS.

Фенокристы кварца и санидина из обогащенных Са и F трахириолитов содержат первичные флюидные газовые включения без видимой жидкой фазы. В залеченных трещинах, расположенных внутри зерен минералов, находятся первично-вторичные газовые флюидные включения. Часто встречаются РВ изометричные и в форме отрицательного кристалла минерала-хозяина. Выделяется четыре типа РВ: (1) с прозрачным стеклом и деформированным либо округлым пузырьком; (2) заполненные кварц-санидиновым симплектитом разной размерности; (3) с округлыми выделениями F-Ca фазы в прозрачном стекле (рис. 1а); (4) полностью заполненные F-Ca фазой. РВ с F-Ca фазой часто находятся совместно с РВ первого и второго типов как в самых ранних (рис.1б), так и поздних зонах роста фенокристов кварца.

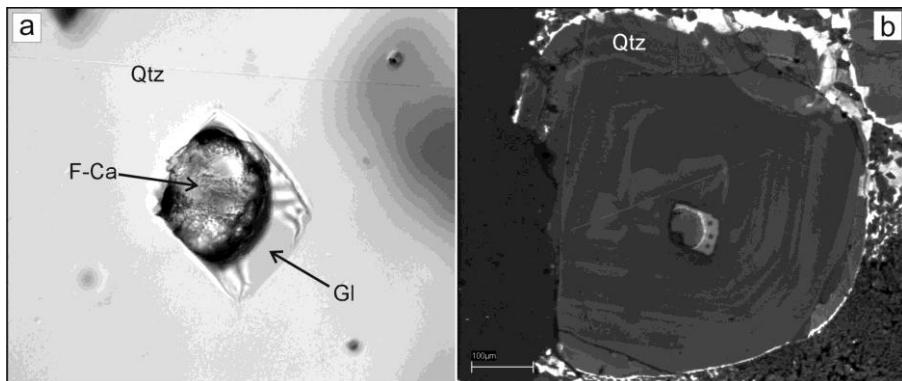


Рис. 1. Фенокрист кварца с расплавным включением из трахириолитов, обогащенных Са и F. (а) фторидно-кальциевая фаза в силикатном стекле расплавного включения (проходящий свет), (б) то же расплавное включение в ранней зоне роста фенокриста кварца, католюминесцентное изображение (три точки в стекле включения – следы СЭМ ЭДС анализа). Qtz – кварц, Gl – силикатное стекло, F-Ca – кислород-содержащая фторидно-кальциевая фаза.

Силикатное стекло в РВ имеет состав близкий по макрокомпонентам к среднему составу трахириолитов. Индекс A/CNK в стеклах РВ изменяется от 0.88 до 1.09, что соответствует таковому для трахириолитов. Уменьшение щелочности стекол происходит за счет снижения концентрации Na. Остаточные стекла и породы имеют примерно равные молярные концентрации Na и K. Стекла содержат F (1.5-3.0 мас.%) и Cl (0.2-0.4 мас.%). F-Ca фаза близка по соотношению компонентов к флюориту, но в ее составе постоянно присутствует примесь O до 3-5 мас.%, иногда, S и Y.

Петрографические наблюдения и данные изучения РВ свидетельствуют о сосуществовании трахириолитового и фторидно-кальциевого расплавы как на стадии роста фенокристов минералов в магматическом очаге, так и при извержении лавы. Излияние магмы, состоящей из смеси трахириолитового и фторидно-кальциевого несмешиваемых расплавы, сопровождалось дегазацией, локальным ростом флюидного давления и пирокластическими явлениями, в результате которых формировались брекчированные породы с F-Ca цементом. Фторидно-кальциевый расплав после излияния стекловался. В дальнейшем F-Ca стекло преобразовалось в скрытокристаллический агрегат флюорита. Впервые содержащая кислород F-Ca флюидно-магматическая фаза была обнаружена нами в онгонитах массива Ары-Булак (Восточное Забайкалье) [1,3]. Находка обогащенных Ca и F пород среди трахириолитов Нилгинской депрессии подтверждает сделанные ранее выводы [2-4] о процессах несмешиваемости фторидных и алюмосиликатных расплавы в обогащенных фтором кислых магмах.

Работа выполнена при поддержке гранта РФФИ 16-05-00518.

1. Перетяжко И.С., Савина Е.А. Флюидно-магматические процессы при образовании пород массива онгонитов Ары-Булак (Восточное Забайкалье) // Геология и геофизика. 2010. Т. 51. № 10. С. 1423-1442.
2. Перетяжко И.С., Савина Е.А. Признаки жидкостной несмешиваемости в онгонитовой магме по данным изучения расплавыных и флюидных включений в породах массива Ары-Булак (Восточное Забайкалье) // Докл. РАН. 2010 Т. 433. № 5. С. 678-683.
3. Перетяжко И.С., Загорский В.Е., Царева Е.А., Сапожников А.Н. Несмешиваемость фторидно-кальциевого и алюмосиликатного расплавы в онгонитах массива Ары-Булак (Восточное Забайкалье) // Докл. РАН. 2007. Т. 413. № 2. С. 244-250.
4. Перетяжко И.С., Савина Е.А., Дриль С.И., Герасимов Н.С. Rb-Sr изотопная система и особенности распределения Rb и Sr в породах массива онгонитов Ары-Булак, образованных при участии процессов фторидно-силикатной магматической несмешиваемости // Геология и геофизика. 2011. Т. 52. № 11. С. 1776-1789.

НАНОРАЗМЕРНЫЕ МОРФОЛОГИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ВНУТРЕННИХ ПОВЕРХНОСТЕЙ ГАЗОВО-ЖИДКИХ ВКЛЮЧЕНИЙ В КВАРЦЕ

Пискунова Н.Н., Сокерина Н.В.
ИГ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар, Россия;
piskunova@geo.komisc.ru

Современная экспериментальная минералогия раскрывает основные физические механизмы преобразований, происходящих под действием высоких давлений и температур после образования включения в растущем природном кристалле [1-7]. При этом исследователи отмечают, что валовый химический состав флюида включений оказывается ниже истинных концентраций компонентов, особенно это касается кремнезема. [7]. Такое понижение концентрации часто связывают с погрешностью метода. Предположение о том, что после захвата в процессе дальнейшего остывания, вещество отлагается на стенках включения, становясь с кристаллом одним целым, раньше можно было проверить только косвенными методами.

С появлением атомно-силовой микроскопии (АСМ) стало возможным в прямом смысле «заглянуть» внутрь включений. В настоящей работе нами, с целью реконструкции природных кристаллогенетических процессов, впервые с применением метода атомно-силовой микроскопии исследована внутренняя поверхность газовой-жидких включений в кварце. Цель нашей работы показать, что не только раствор из включений, не только внешние очертания полости, но и тонкий рельеф стенок включений, может нести информацию о протекавших некогда процессах. В литературе описаны исследования стенок вскрытых включений, проводившиеся только с помощью электронного микроскопа [8,9], однако этот метод имеет определенные ограничения. Изучение с помощью АСМ стенок полостей газовой-жидких включений в кристаллах позволяет частично реконструировать кристаллогенетическую обстановку, начиная с некоего промежуточного этапа роста кристалла, тогда как данные полученные с ростовой поверхности свидетельствуют лишь о коротком финальном этапе. Важно, что в отличие от ростовой поверхности природных кристаллов, которая всегда несет следы механического воздействия и других постростовых процессов, в полостях ГЖВ информация сохраняется в неизменном виде даже на наноразмерном уровне.

Изучены включения из образцов жильного кварца (месторождение Синильга), а также несколько включений из большого кристалла горного хрусталя (месторождение Желанное).

Получены высокоразрешающие изображения выходов дислокационных каналов (рис. 1а), а также плосковершечных бугорков на внутренних стенках включений (рис. 1б). Показано, что бугорки представляют собой классические дислокационные холмики роста, нарастающие по известному механизму Франка. Проведен математический анализ и сравнение профильных разрезов холмиков из полостей газово-жидких включений с холмиками роста и растворения из ранее проведенных нами *in-situ* АСМ-экспериментов на модельных кристаллах [10].

Приведены факты, доказывающие, что внутренние поверхности полостей включений кварца представляют собой поверхности роста. С помощью АСМ, показано, что кристалл горного хрусталя (м. Желанное), после формирования некоторых газово-жидких включений, подвергся сначала действию более высоких температур и давлений, а затем медленному остыванию в течение длительного времени, о чем свидетельствует форма дислокационных холмов и особенности отложения вещества на поверхности ГЖВ.

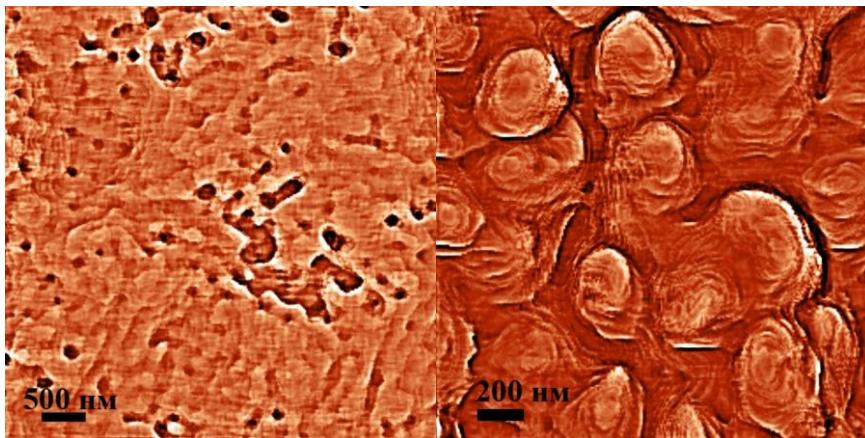


Рис. 1. АСМ-изображение внутренних стенок газово-жидкого включения в кристалле кварца (м. Желанное, Приполярный Урал).

С использованием данных АСМ-исследований и результатов микротомографии, нами впервые проведена оценка концентрации кремнезема в материнском растворе в момент захвата включений. Продемонстрировано, что только соединение *in situ* метода изучения

модельных кристаллов с *ex situ* сканированием природных кристаллов позволяет использовать атомно-силовую микроскопию для реконструкции природных кристаллогенетических процессов.

Работа выполнена при частичной финансовой поддержке программы РАН № 15-18-5-45.

1. Gratier, J.P., Jenatton, L. Deformation by solution-deposition and reequilibration of fluid inclusions in crystals depending on temperature, internal pressure, and stress // J. Structural Geol, 1984. 6. P. 189–200.
2. Bodnar, R.J., Binns, P.R., Hall, D.L. Synthetic fluid inclusions. VI. Quantitative evaluation of the decrepitation behavior of fluid inclusion in quartz at one atmosphere confining pressure // J. Meta. Geol., 1989. 7. P. 229–242.
3. Pêcher A. Experimental decrepitation and re-equilibration of fluid inclusions in synthetic quartz // Tectonophysics, 1981. 78. P. 567–583.
4. Vityk M.O., Bodnar R.J. Statistical microthermometry of synthetic fluid inclusions in quartz during decompression // Contrib. Mineral. Petrol., 1998. 132. P. 149–162.
5. Балицкий В.С., Балицкая Л.В., Бубликова Т.М., Борков Ф.П. Экспериментальное изучение механизмов образования и форм захвата водно-углеводородных включений в процессе роста кристаллов кварца, кальцита и флюорита в нефтесодержащих гидротермальных растворах. // Докл. АН, 2005. Т. 404. № 1. С. 90–93.
6. Котельникова З.А., Котельников А.Р. NaF-содержащие флюиды: экспериментальное изучение при 500-800оС и P=2000 бар методом синтетических флюидных включений в кварце. Геохимия, 2008. No. 1. P. 54–68.
7. Чепкая Н.А. "Петрогенетическая информативность флюидных включений" // Автореферат диссертации на соискание ученой степени кандидата геолого-минералогических наук, 1997. С. 14.
8. Dijkstra I., Schmatz J., Post A., Urai J. The role of fluid-inclusion composition on dynamic recrystallization in experimentally deformed quartz single crystals. Journal of the Virtual Explorer, 2011. 38 (3). P. 2–26.
9. Ситдикова Л.М. Особенности флюидного режима кристаллического фундамента Татарского свода // Георесурсы, 2007. 26. 3 (22) С. 26-28.
10. Пискунова Н.Н. Роль дефектов в процессах роста и растворения кристаллов (по данным атомно-силовой микроскопии) / В кн. «Научные основы синтеза минералов и новых материалов» под ред. Академика А.М. Асхабова. Геопринт: Сыктывкар, 2012. С. 89–104.

МАГМАТИЧЕСКИЕ ВКЛЮЧЕНИЯ В МИНЕРАЛАХ КАК КЛЮЧ К ПОНИМАНИЮ МАГМАТИЧЕСКОЙ ЭВОЛЮЦИИ: ВУЛКАНИТЫ КРЫМА

П.Ю.Плечов^{1,2}, Д.В. Попов^{1,3}, Н.А. Некрылов^{1,2}, М.В. Портнягин⁴, В.Д. Бровченко¹

¹Геологический факультет МГУ им.М.В.Ломоносова, Москва, Россия

²Минералогический музей им.А.Е.Ферсмана РАН, Москва, Россия

³University of Geneva, Женева, Швейцария

⁴Институт геохимии и аналитической химии РАН, Москва, Россия

Для реконструкции состава и условий магматической эволюции вулканических и вулканогенно-осадочных пород Крымского полуострова принципиально важно изучение первичных магматических включений, которые могут сохраняться и в существенно измененных породах.

Магматические включения представляют собой фрагменты минералообразующей среды, захваченные из магмы растущими минералами-вкрапленниками. При консервации они могут быть представлены магматическим расплавом (расплавные включения), флюидом, отдельными кристалликами других минералов или комбинацией вышеперечисленных компонентов магмы.

Расплавные включения содержат принципиально важную информацию о составе расплава, содержании в нем летучих и рассеянных компонентов. После консервации включений минералом-хозяином они остывают вместе с магмой и претерпевают серию закономерных изменений [1-4], изменяя свой состав. Летучие компоненты во включениях наиболее чувствительны к таким изменениям, но их содержание во многих случаях может быть восстановлено с помощью специальных методик [1-4].

В докладе будут показаны способы восстановления состава магматического расплава и условий кристаллизации на примере палеовулканитов Крыма. Практически во всех рассмотренных случаях валовые составы пород не отражают состава продуцировавших их магм из-за особенностей формирования (туффиты) или из-за наложенного низкотемпературного метаморфизма (лавы и дайки).

Туффиты альбского возраста (около 104 млн.л.н.) являются самыми сохранными вулканогенными породами Крыма. Туффиты района г. Балаклава представляют собой продукты извержения дацитовой магмы, содержавшей сложно-зональные кристаллы плагиоклаза, небольшое количество клинопироксена и роговой обманки. Условия в магматическом очаге, определенные с помощью методов изучения расплавных включений, были следующими: температура

кристаллизации 850–930 °С, давление 3–3,5 кбар [5]. Изучение позднеальбских туффов в районе Бахчисарая показало, что эти породы схожи с другими позднеальбскими вулканитами на территории Крыма — породами тарханутской свиты и г. Кубалач, в меньшей степени из района Балаклавы. Они представляют собой продукты извержения риолитовой магмы, содержащей кристаллы плагиоклаза, кварца и роговой обманки. Кристаллизация минералов-вкрапленников проходила в интервале температуры 820–860 °С и при давлении не менее 0,1 Гпа [6].

Лавы, дайки и субвулканические интрузивы байосского этапа вулканизма (около 170 млн. л.н.) претерпели интенсивный низкотемпературный метаморфизм. Породы цеолитизированы, карбонатизированы, содержат большое количество халцедона и других вторичных минералов. Валовые составы пород варьируют в широком диапазоне и не соответствуют первичным петрографическим особенностям. Изучение расплавных и твердофазных включений позволило реконструировать составы магматических расплавов и условия фракционирования для отдельных магматических тел [7]. Ранние магматические расплавы, равновесные с вкрапленниками примитивного оливина Mg#91–85, кристаллизовались при температуре 1240–1125 °С, давлении 6–8 кбар и фугитивности кислорода $\Delta QFM+0.6$. Равновесные с вкрапленниками низкомагнезиального оливина Mg#85–74, клинопироксена и плагиоклаза более поздние магматические расплавы кристаллизовались при температуре 1090–940 °С, давлении около 1.5 кбар и в условиях растущей от $\Delta QFM+0.9$ до $\Delta QFM+2.3$ фугитивности кислорода. Кристаллизация основной массы породы происходила после внедрения субвулканического тела при давлении 40–60 бар при быстром остывании магмы. Кристаллизация вкрапленников из двух других детально изученных интрузивов протекала при давлении не более 2 кбар и температуре 950–1100 °С [7].

Полученные данные — первые количественные оценки параметров магмы для вулканитов Крыма, их можно использовать при дальнейшей реконструкции палеовулканизма в этом районе. Все изученные объекты относятся к продуктам магмы надсубдукционной природы. Малые объемы надсубдукционного вулканизма на интервале в десятки миллионов лет позволяют предположить геодинамическую позицию Крыма сходной с современной Аляской, на которой за последние 100 млн. лет происходят очень активные вертикальные движения при редких и локальных проявлениях вулканизма. На территории Крыма в условиях активной

континентальной окраины могло быть несколько вулканических центров, продуцирующих магмы различного состава.

Работа выполнена при поддержке гранта РФФ №15-17-30019 (рук. Л. Н. Когарко)

1. Sobolev, A. V., &Chaussidon, M. (1996). H₂O concentrations in primary melts from supra-subduction zones and mid-ocean ridges: Implications for H₂O storage and recycling in the mantle. *Earth and Planetary Science Letters*, 137(1), 45-55.
2. Danyushevsky, L. V., McNeill, A. W., &Sobolev, A. V. (2002). Experimental and petrological studies of melt inclusions in phenocrysts from mantle-derived magmas: an overview of techniques, advantages and complications. *Chemical Geology*, 183(1), 5-24.
3. Wallace, P. J. (2005). Volatiles in subduction zone magmas: concentrations and fluxes based on melt inclusion and volcanic gas data. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 140(1), 217-240.
4. Плечов П.Ю. Методы изучения флюидных и расплавных включений. , М.КДУ, 2014, 266 с.
5. Плечов П.Ю., Попов Д.В (2014) Характер вулканической активности в Юго-Западном Крыму в позднеальбское время // Вестник Московского университета. Серия 4. Геология, № 5, с. 29-39
6. Попов Д.В., Некрылов Н.А., Плечов П.Ю.(2016) Петрология верхнеальбскихтуффиитов в районе Бахчисарая (Юго-Западный Крым)// Вестник Московского университета. Серия 4: Геология, № 1, с. 82-91
7. Попов Д.В., Некрылов Н.А., ПлечовП.Ю., Щербаков В.Д., Портнягин М.В., СероваМ.С.(2016) Первые данные о составе и условиях образования исходных расплавов юрских долеритов юго-западного Крыма по данным изучения расплавных включений во вкрапленниках оливина//Петрология, в печати.

ПЕРВЫЕ ДАННЫЕ ОБ УСЛОВИЯХ ФОРМИРОВАНИЯ ЗОЛОТОГО ОРУДЕНЕНИЯ ЛУГОКАНСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ (ВОСТОЧНОЕ ЗАБАЙКАЛЬЕ)

Ю.О. Редин^{1,2}, А.А. Редина¹

¹*Институт геологии и минералогии СО РАН, Новосибирск, Россия,
redin@igm.nsc.ru*

²*Новосибирский Государственный Университет, Новосибирск,
Россия, asteriasapphire@inbox.ru*

Лугоканское месторождение расположено в юго-восточной части Забайкальского края и в металлогеническом отношении входит в состав Будюмкано-Култуминского рудного района (Au, Cu, Pb, Zn, Sn). В геологическом строении месторождения принимает участие палеозойская сланцево-карбонатная толща, прорванная интрузивными телами гранодиорит-порфиров шахтаминского и дайками порфиривого комплексов. Основные особенности тектонического строения месторождения определяются сочетанием широко развитых в его пределах разнопорядковых и различных по возрасту складчато-разрывных нарушений. В совокупности разрывные нарушения укладываются в единую тектоническую зону генерального северо-западного направления с преимущественным юго-западным и, в меньшей степени, северо-восточным падением.

Рудные тела имеют пластообразную форму при часто переменной мощности как по простиранию, так и по падению. В меньшей мере проявлены тела линзо- и жилообразной формы. В ряде случаев строение рудных тел отчетливо контролируется морфологическими особенностями скарновых образований.

Руды Лугоканского месторождения характеризуются сложным строением и разнообразным минеральным составом. К числу главных рудообразующих минералов принадлежат халькопирит, пирит, арсенопирит, магнетит, к второстепенным минералам относятся гематит, марказит, пирротин, менее распространены молибденит, шеелит, сфалерит, галенит, блеклая руда, висмутин, борнит, редко встречаются цумоит, козалит, ингодит, тетрадимит, эмплектит, виттихенит, пекоит (или фридрихит?), ширмерит, самородный висмут, гессит, ашамальмит?, наффилдит?, самородное золото, антимонит. Общая последовательность рудообразования включает в себя следующие минеральные ассоциации (от ранних к поздним): магнетитовую — кварц-шеелит-молибденитовую — золото-пирит-халькопирит-арсенопиритовую — золото-полиметаллическую — золото-висмутовую — золото-серебряную — сурьмяно-ртутную.

Для термобарогеохимических исследований нами были отобраны образцы кварцевых жил из нескольких продуктивных золоторудных ассоциаций Лугоканского месторождения. Флюидные включения были изучены методами крио-термометрии и Рамановской спектроскопии. В исследуемых образцах были изучены флюидные включения в кварце и флюорите из нескольких минеральных ассоциаций: золото-пирит-халькопирит-арсенопиритовой, золото-полиметаллической (с халькопиритом) и золото-висмутовой. В прозрачно-полированных пластинах были обнаружены первичные и вторичные флюидные включения (ФВ) размером 5 – 45 мкм (первичные) и 50 – 130 мкм (вторичные). Первичные флюидные включения по соотношению фаз при комнатной температуре подразделены на три основных типа:

Тип I – существенно газовые ФВ, содержащие, главным образом, газовую фазу и небольшое количество солевого раствора;

Тип II – двухфазные ФВ, содержащие солевой раствор и небольшую газовую фазу в виде пузырька и иногда непрозрачную рудную фазу;

Тип III – многофазные ФВ, содержащие солевой раствор, газовую фазу и галит.

Для крио-термометрических исследований в первую очередь выбирались первичные ФВ, расположенные как по зонам роста кристаллов кварца, так и равномерно распределенные по объему отдельных зерен кварца. В кварце из продуктивных жил с золото-пирит-халькопирит-арсенопиритовой минерализацией обнаружены ФВ I-, II- и III – типов. Флюидные включения II – типа гомогенизируются в жидкую фазу при температурах 300-390°C. Концентрация солей в растворах включений этого типа составляет 16-22.6 масс. %-экв. NaCl. Температуры плавления эвтектик растворов флюидных включений изменяются от -40 до...-37°C. Интервал температур плавления эвтектик свидетельствует о сложном солевом составе растворов изученных флюидных включений, в состав которых, кроме NaCl, входят хлориды Fe, K и Mg [1]. ФВ III – типа также характеризуются высокими температурами гомогенизации 292-380°C и содержат концентрированные растворы – 38-44 масс. %-экв. NaCl. В гидротермальном растворе преобладали хлориды Mg, Na, K, Fe, о чем свидетельствуют температура эвтектики (-41...-38), а также наличие галита. ФВ I – типа часто локализованы в общих зонах роста с ФВ III – типа, что может свидетельствовать о гетерофазном состоянии рудообразующего флюида (вскипании) [2, 3]. Во ФВ II и III типа иногда присутствуют очень мелкие фазы, по-видимому, рудного минерала неправильной формы. ФВ II – типа (по данным Рамановской спектроскопии) характеризуются значительным содержанием

углекислоты в газовой фазе, также обнаружены включения, содержащие азот (до 25%), что может свидетельствовать о глубинном магматическом происхождении флюида.

В кварце с халькопиритом и минералами золото-полиметаллической минерализации содержатся ФВ II и III – типа. В отличие от ФВ кварца золото-пирит-халькопирит-арсенопиритовой минерализации, для ФВ II – типа золото-полиметаллической минерализации характерны более низкие температуры гомогенизации (в жидкую фазу) – 225-290°C. Соленость флюида ФВ II – типа варьирует в диапазоне 11.7 – 21.5 масс.% -экв.- NaCl. ФВ III – типа гомогенизируются при температурах 250-270°C, концентрация солей в растворе 35-37 масс. %-экв. NaCl. Среди включений данной генерации встречаются как существенно углекислотные, так и существенно водные.

Все изученные в кварце и флюорите ФВ из золото-висмутовой минеральной ассоциации представлены преимущественно II – типом и гомогенизируются в жидкую фазу. Для ФВ II типа – из золото-висмутовой минеральной ассоциации характерны низкие температуры гомогенизации – 170-220°C, которые содержат слабосоленые водные растворы – 3.3-6.4 (12.8) масс.% -экв.- NaCl. Редко отмечаются газожидкие ФВ, содержащие непрозрачный игольчатый рудный минерал. Среди ФВ данной генерации встречаются только существенно водные.

На основании исследования флюидных включений установлено, что по мере развития процесса минералообразования происходило постепенное уменьшение концентрации солей и CO₂ в составе рудообразующих флюидов, а также снижение их температуры. Наличие рудных фаз во включениях свидетельствует о потенциальной металлоносности флюида.

Работа выполнена при поддержке гранта РФФИ № 16-35-00253

1. Борисенко А.С. Изучение солевого состава растворов газожидких включений в минералах методом криометрии // Геология и геофизика. 1977. №8. С. 16-27.
2. Коваленкер В.А., Киселева Г.Д., Крылова Т.Л., Андреева О.В. минералогия и условия формирования золотоносного W-Mo-порфирирового Бугдаинского месторождения (Восточное Забайкалье) // Геология рудных месторождений. 2011. Т.53. №2. С. 107-142.
3. Прокофьев В.Ю., Волков А.В., Сидоров А.А., Савва Н.Е., Колова Е.Е., Уютнов К.В., Бянкин М.А. Геохимические особенности рудообразующего флюида Au-Ag-эпитермального месторождения Купол (Северо-Восток России) // Доклады Академии наук. 2012. Т.447. №4. С. 433-436.

ПЕРВЫЕ ДАННЫЕ ОБ УСЛОВИЯХ ФОРМИРОВАНИЯ СЕРЕБРО-ПОЛИМЕТАЛЛИЧЕСКОГО ОРУДЕНЕНИЯ МОЧИЩЕНСКОГО ШТОКА (НОВОСИБИРСКОЕ ПРИОБЬЕ)

А.А. Редина¹, Ю.О. Редин^{1,2}

¹Институт геологии и минералогии СО РАН, Новосибирск, Россия, asteriasapphire@inbox.ru

²Новосибирский Государственный Университет, Новосибирск, Россия, redin@igm.nsc.ru

Мочищенский шток расположен на северо-западе Новосибирской области в пределах Колывань-Томской складчатой зоны (КТСЗ) и входит в состав барлакского гранитоидного комплекса [2]. С Мочищенским штоком связано серебро-полиметаллическое оруденение [1]. Минеральный состав данного рудопроявления достаточно прост. К главным рудным минералам относятся: пирит, сфалерит, галенит, к второстепенным – пирротин. Также авторами впервые были выявлены редкие рудные минералы - канфильдит (Ag_8SnS_8) и гессит (Ag_2Te) в виде включений в галените. Нерудные минералы представлены кварцем, серицитом и калиевым полевым шпатом. Структура руд крупно- и среднезернистая, текстура – вкрапленная, прожилково-вкрапленная и гнездово-вкрапленная. Количество рудных минералов варьирует от 10 до 70%. Результаты изотопных исследований сульфидной серы ($\delta^{34}\text{S}_{\text{CDT}}$ от -3,6‰ до +1,1‰) свидетельствуют об эндогенном источнике серы рудных минералов [3].

Определение физико-химических условий формирования Мочищенского оруденения посредством термобарогеохимических исследований ранее не проводилось. Для выполнения изысканий были взяты образцы кварцевых жил, характеризующиеся богатой полиметаллической минерализацией. Изучались первичные и псевдоторичные флюидные включения (ФВ) методами крио- и термометрии и спектроскопии комбинационного рассеяния. При наблюдении полированных пластинок под оптическим микроскопом при нормальных условиях выделены следующие типы ФВ (рис. 1):

- существенно газовые ФВ, в которых доля газовой фазы сильно превалирует над солевым раствором;
- двухфазные газово-жидкие ФВ, в которых доля газового пузырька в растворе составляет 2-17%;
- трехфазные ФВ, содержащие газовую фазу (до 8%), кубик галита и солевой раствор или газовую фазу, жидкую CO_2 (в виде тонкой каемки газового пузырька) и солевой раствор.

Крио- и термометрические исследования и рамановская спектроскопия двухфазных включений позволили разделить ФВ на три группы:

1. высокотемпературные (295-356°C), характеризующиеся формой негативных кристаллов и располагающиеся по зонам роста кристалла-хозяина. Они отличаются наименьшими размерами (3-5 мкм) и слабой соленостью (<1 масс.% NaCl-экв.). Доля газового пузырька ≈7%. Состав газовой фазы углекислотный, иногда с небольшой долей азота (до 1,9 масс.%);

2. среднетемпературные (190-290°C), не имеющие закономерного распространения. Однако, следует отметить, что именно такие ФВ встречаются в трещинках между рудными минералами. Они по морфологии округлые, овальные и слегка удлинённые, размерами 6-20 мкм, с долей газового пузырька 2-17%. Они характеризуются средней соленостью 3,3-10,5 масс.% NaCl-экв. Состав газовой фазы флюида углекислотный с долей метана до 3,9 масс.%;

3. низкотемпературные (90-190°C), относящиеся полностью к псевдоторичным ФВ овальной и удлинённой формы, с размерами 4-12 мкм, с долей газового пузырька 2-7% и соленостью <1 масс.% – 6,4 масс.% NaCl-экв. Газовая фаза представлена водяным паром.

Таким образом, в двухфазных ФВ наблюдается последовательное уменьшение температуры рудогенного флюида и роли углекислоты в формировании минерализации от первичных включений по зонам роста кристаллов минерала-хозяина (295-356°C, углекислотные) к псевдоторичным включениям, возникшим за счет частичного растворения кристалла (90-190°C, хлоридно-водные).

Трёхфазные ФВ с кубиком галита характеризуются температурами гомогенизации от 260 до 390°C, имеют удлинённую форму или негативных кристаллов. Их соленость составляет 30-42 масс.% NaCl-экв. Немаловажно, что подобные включения сопровождаются существенно газовыми, что свидетельствует о гетерогенизации флюида в результате процесса ретроградного кипения. Наличие ФВ, содержащих жидкий CO₂, доказывает, что ранний рудоносный флюид был углекислотным.

Проведенные исследования показывают, что формирование серебро-полиметаллического оруденения Мочищенского штока проходило при температурах 190-390°C из существенно углекислотных растворов.

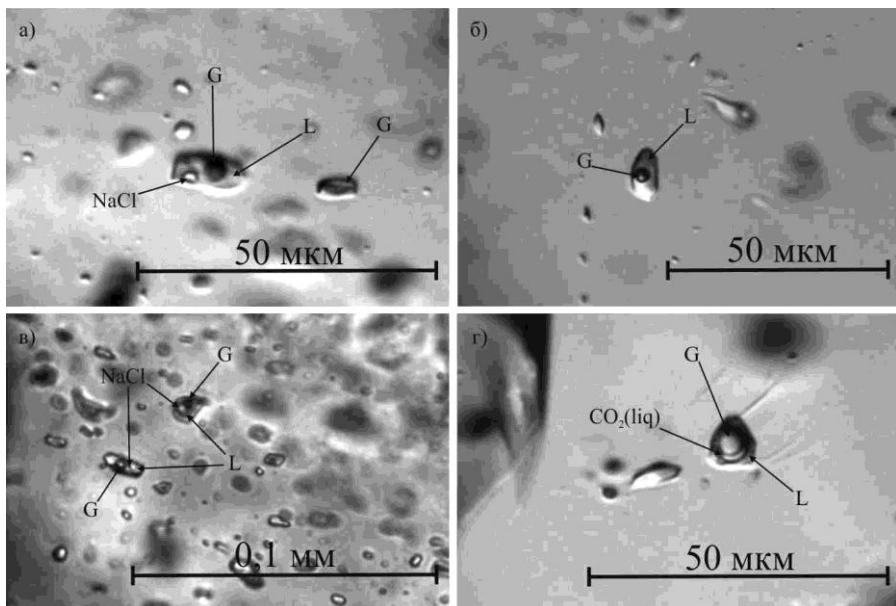


Рис. 1. Флюидные включения в кварце Мочищенского штока: а – трехфазное ФВ с кристаллом NaCl и существенно газовое ФВ; б – двухфазное ФВ; в – два трехфазных ФВ с кристаллами галита; г – трехфазное ФВ с жидкой CO₂.

Работа выполнена при поддержке гранта РФФИ № 16-35-00253.

1. Осинцев, С.Р. Мочищенское полиметаллическое проявление в Новосибирском Приобье (Колывань-Томская складчатая зона) [Текст] / С.Р. Осинцев // Актуальные проблемы вопросы геологии Сибири .– Томск Изд-во Томского ун-та, 1988.–С. 87-90.
2. Сотников, В.И. Геодинамика, магматизм и металлогения Колывань-Томской складчатой зоны [Текст] / В.И. Сотников, Г.С. Федосеев, Л.В. Кунгурцев [и др.].–Новосибирск: Изд-во СО РАН, НИЦ ОИГГМ, 1999.–227 с.
3. Ohmoto, H. Isotopes of sulfur and carbon [Text] / H. Ohmoto, R.O. Rye // Geochemistry of hydrothermal deposits .– 2nd edn. / In: Barnes H.L. (ed.).–New York: J. Wiley & Sons, 1979. – P. 461-560.

МЕТАЛЛОНОСНЫЕ ФЛЮИДЫ В КВАРЦЕ И СУЛЬФИДАХ ЗОЛОТОРУДНОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ ПАНИМБИНСКОЕ (ЕНИСЕЙСКИЙ КРЯЖ)

М.А. Рябуха¹, М.О. Хоменко¹, Н.А. Некрасова²

¹Институт геологии и минералогии СО РАН, Новосибирск,
Россия, marya.ryabukha@mail.ru

²Институт горного дела, геологии и геотехнологий
Сибирского федерального университета, 660041, Красноярск,
Россия

Методами термобарометрии, КР-спектроскопии, газовой хроматографии и газовой хромато-масс-спектроскопии изучены флюидные включения в кварце и сульфидах из кварцевых жил золоторудного месторождения Панимбинское, залегающего в породах, метаморфизованных в условиях эпидот-амфиболитовой фации. Методом Ar-Ar-датирования определен возраст формирования золото-кварцевой минерализации.

Установлено, что золоторудная минерализация сформирована металллоносными Mg-Na-Cl-содержащими, водно-углекисло-углеводородными флюидами в интервале температур от 180 до 410°C и давлений от 0.2 до 3.3 кбар, где вода и углекислота являются основными компонентами флюидов. Содержание CO₂ в газовой составляющей флюидов составляет 70-80 отн. % при колебании от 4.8 до 82.5 отн. % в кварце и от 8.8 до 72.5 отн. % в сульфидах. Отдельные порции флюида, захваченные во включениях кварца, состоят на 100 % из CO₂. Кроме CO₂ во флюидах присутствует метан, доля которого может достигать 13.8 отн. %, а в некоторых случаях включения состоят только из CH₄. Согласно экспериментальным данным [1, 2] при температурах выше 300°C метан извлекается из черносланцевых пород, богатых органическим веществом, т.е. углеродистые сланцы месторождения могли быть источником CH₄.

Во флюидах кварца и сульфидов, помимо H₂O, CO₂ и CH₄, определены углеводороды, кислород-, азот- и серосодержащие соединения. В основном, состав газовой составляющей органических соединений идентичен как в кварце, так и в сульфидах, на это указывают результаты, представленные в

системе C-O-H, где они образуют единое поле (рис.1). Вместе с тем, есть различия в составе серосодержащих соединений: во флюидах кварца преобладает COS, а в сульфидных – SO_2 и CS_2 (рис.1). Обнаруженные во флюидных включениях дисульфид углерода (CS_2) и карбонилсульфид (COS) могли образоваться в результате окислительно-восстановительных реакций [6].

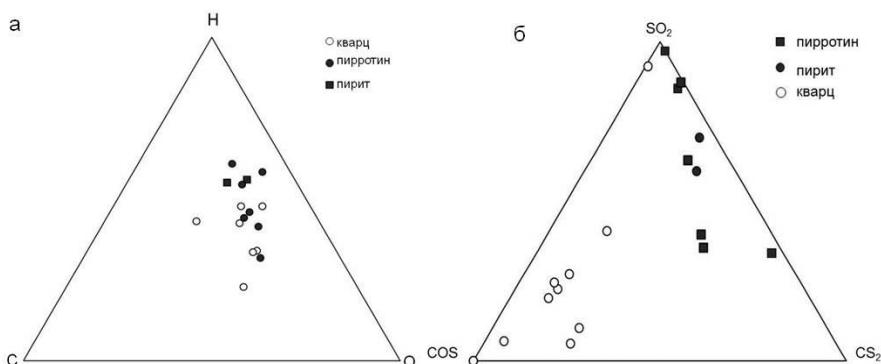


Рис.1. Состав газовой составляющей флюидов в системе C-O-H (а) и состав серосодержащих соединений (SO_2 , COS, CS_2 , приведённых к 100 %) в кварце и сульфидных месторождения Панимба (по данным газовой хромато-масс-спектрометрии)

Кроме того во флюидах сульфидов обнаружены тиофены, источниками которых могли быть спирты, кетоны и фураны. В природе, как известно, источником тиофенов являются углеродсодержащие сланцы, подверженные термическому воздействию [4].

Во флюидах кварца и сульфидов обнаружен молекулярный азот (N_2), доля которого составляет 2 и 7 отн. %, соответственно. Определены также азотсодержащие соединения – 0.04 отн. % в кварце и 0.3 отн. % в сульфидах. Азот, также как и CH_4 , мог образоваться при взаимодействии «флюид-порода» за счет разрушения силикатов сланцев [5].

На Панимбинском месторождении возраст серицита кварц-золотоносной ассоциации составляет 817.2 ± 5.3 до 744 ± 17 млн. лет, что близко возрасту Чиримбинского гранитоидного массива (760-720 млн. лет) и контактового метаморфизму сланцев рудной зоны месторождения (815.0 ± 37.6 млн. лет) [3].

1. Плюснина Л.П., Лихойдов Г.Г., Кузьмина Т.В. Теория и эксперимент в изучении Au-Pt-рудогенеза // Вестник ДВО РАН, 2009, № 6, с. 22-28
2. Плюснина Л.П., Кузьмина Т.В., Лихойдов Г.Г. Экспериментальное исследование влияния серы на сорбцию золота битумоидами при 200–400°C и давлении 1 кбар // Геохимия, 2012, №1, с. 30-37
3. Сазонов А.М., Некрасова Н.А., Звягина Е.А., Тишин П.А. Геохронология гранитов, вмещающих сланцев и руд месторождения золота Панимба (Енисейский край) // Journal of Siberian Federal University. Engineering & Technologies, 2016, 9 (2), с. 174-188.
4. Чичибабин А.Е. Основные начала органической химии. Т. 1. М., Госхимиздат, 1963, 922 с.
5. Bottrell S.H., Miller M.F. The geochemical behavior of nitrogen compounds during the formation of black shale hosted quartz-vein gold deposit, North Wales // Appl. Geochem., 1990, v. 5, № 3, p. 289-296.
6. Schwandner F.M., Seward T.M., Gize A.P., Hall K., Dietrich V.J. Halocarbons and other trace heteroatomic organic compounds in volcanic gases from Vulcano (Aeolian islands, Italy). // Geochimica et Cosmochimica Acta, 2013, v.101, p. 191-221.

ВКЛЮЧЕНИЯ МЕТАСОМАТИЗИРУЮЩИХ СРЕД В МИНЕРАЛАХ КСЕНОЛИТОВ ВУЛКАНА ХАРЧИНСКИЙ (ВОСТОЧНАЯ КАМЧАТКА)

В.С. Секисова

*Новосибирский государственный университет,
Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН,
Новосибирск, Россия, v_sekissova@igm.nsc.ru*

Формирование литосферной мантии и изучение происходящих в ней процессов – это одна из важнейших проблем геологии. Уникальным источником петрогенетической информации здесь могут служить выносимые на земную поверхность ксенолиты мантийных пород, которые дают представления о составе и строении мантии. Кроме того изучение мантийных ксенолитов крайне актуально при работе со слабоизученными еще процессами, происходящими в надсубдукционных зонах.

Данная работа посвящена ксенолитам вулкана Харчинский, который расположен в северной части Центральной Камчатской депрессии. Плейстоценовый неактивный Харчинский стратовулкан практически полностью сложен магнезиальными базальтами (MgO до 12.3 мас.%). Центральная часть вулканической постройки осложнена достаточно крупной вершинной кальдерой, в северо-западном борту которой располагается дайкообразное тело, сложенное авгитовыми и роговообманковыми базальтами [1; 2]. В породах "дайки" присутствует большое количество ксенолитов, среди которых в разное время были обнаружены перидотиты (гарцбургиты, лерцолиты, роговообманковые верлиты, дуниты), вебстериты и пироксениты [3-6].

Изученные нами ксенолиты по минеральному составу были подразделены на две группы: перидотиты и клинопироксениты. Перидотиты представлены шпинелевыми и шпинель-амфиболовыми верлитами, шпинелевым гарцбургитом и амфиболовым лерцолитом. Они содержат варьирующие количества оливина (Fe_{79-90}), клинопироксена ($En_{46-58}Fs_{4-12}Wo_{34-49}$, Na_2O до 2.3 мас.%, $Mg\# = 82-92$), ортопироксена, хромшпинелида ($Cr\#$ до 0.7, $Mg\#$ до 52), магнетита и сульфидов. Клинопироксениты представлены оливиновыми, плагиоклаз-магнетитовыми и роговообманковыми разностями. В отличие от перидотитов они сложены более железистыми клинопироксеном ($En_{35-46}Fs_{23-6}Wo_{34-49}$, Na_2O до 2.3 мас.%, $Mg\# = 65-89$) и оливином (Fe_{70-82}), а также амфиболом, магнетитом и некоторыми другими минералами. Помимо этого оба типа ксенолитов содержат прожилки и обособления различного размера, приуроченные к трещинам и границам более крупных зерен оливина и

клинопироксена. Эти обособления включают плагиоклаз ($Ab_{2-60}An_{98-32}Ort_{0-8}$), калишпат ($Ort_{42-79}Ab_{17-50}An_{3-8}$), хлорит, барит, вторичный ортопироксен, вторичный клинопироксен, роговую обманку, ангидрит, апатит, реже флогопит ($Mg\#$ до 82) и некоторые другие минералы. Таким образом, изученные ксенолиты содержат две минеральные ассоциации: первичную и вторичную. При этом минералы вторичной ассоциации замещают первичные минералы, что указывает на метасоматическое изменение изученных пород.

Включения минералообразующих сред были обнаружены в оливине, клинопироксене и амфиболе. Включения, как правило, образуют цепочки, и, вероятно, являются вторичными по происхождению. Форма и размеры включений сильно варьируют.

В оливине из перидотитов присутствуют включения, содержащие амфибол, кремнезем, реже барит, магнетит и ортопироксен. Кроме того в оливине были обнаружены включения расплава, которые имеют следующий фазовый состав: силикатное стекло + газовый пузырь \pm сульфидная глобула + дочерние и/или ксеногенные фазы, представленные магнетитом, клинопироксеном, амфиболом и Ni-Cu-Zn-содержащей оксидной фазой. Клинопироксен ($En_{32}Fs_{37}Wo_{31}$, Na_2O до 1.0 мас.%, $Mg\# = 47$) из включений в оливине представлен авгитом и характеризуется более высокими содержаниями Al_2O_3 и FeO и меньшими содержаниями SiO_2 по сравнению с пороодообразующим клинопироксеном. Магнетит сильно варьирует по содержанию FeO , MgO и Al_2O_3 , хотя его состав близок составу зерен магнетита в породе. Силикатное стекло включений характеризуется высокими содержаниями щелочей и сильно варьирует по химическому составу (EDS, мас.%): SiO_2 52.8-65.1; Al_2O_3 12.1-20.7; Na_2O 4.2-8.4; K_2O 3.1-5.5; FeO 0.8-4.2; MgO 0.3-1.9; CaO до 1.1; Cr_2O_3 до 0.6; P_2O_5 до 0.4 и Cl 0.1-0.3. Вариации состава стекол, вероятно, связаны с составом расплава, захваченного минералом в качестве включения, а также количеством и составом дочерних фаз, образовавшихся в нем после захвата.

В клинопироксене из перидотитов присутствуют включения расплава неправильной формы, которые содержат округлый газовый пузырь и прозрачное силикатное стекло. КР-спектры газового пузыря характеризуются наличием колебаний в области 3575 см^{-1} , что указывает на присутствие воды. В клинопироксене из клинопироксенитов были обнаружены включения, содержащие кальцит. Кроме того в нем были встречены кристаллиты плагиоклаза, располагающиеся совместно с раскристаллизованными (?) включениями, дочерние фазы в которых представлены плагиоклазом, баритом и магнетитом. Кристаллиты представлены анортитом и по

составу близки зернам плагиоклаза в породе. Дочерний плагиоклаз во включении представлен олигоклазом.

В амфиболе были обнаружены флюидные и расплавные включения. Расплавные включения содержат силикатное стекло и газовый пузырь. Химический состав стекла (EDS, мас.%): SiO₂ 52.4; Al₂O₃ 14.9; Na₂O 3.1; K₂O 1.7; FeO 2.3; MgO 2.3; CaO 3.7; TiO₂ 0.2; P₂O₅ 0.2 и Cl 0.2. На КР-спектрах включений в амфиболе присутствуют колебания в области 3575 см⁻¹, что указывает на присутствие воды.

Изученные ксенолиты Харчинского вулкана были подразделены на две группы: перидотиты и клинопироксениты. При этом были выделены две слагающие их ассоциации: первичная и вторичная, которая замещает первичные минералы и характеризуется необычной минералогией. Обе группы изученных ксенолитов испытали интенсивное метасоматическое изменение, что выражено в появлении прожилков и замещении первичных минералов. Близкие химические составы первичных минералов перидотитов и клинопироксенитов указывают на то, что клинопироксениты могут представлять собой метасоматически измененные перидотиты. Обнаруженные вторичные расплавные включения в минералах перидотитов, вероятно, представляют собой минералообразующую среду, вызывавшую метасоматоз. Следует отметить, что необычная минералогия вторичных обособлений, заметные количества щелочных элементов в силикатных стеклах включений, КР-спектры включений, а также присутствие в породе водосодержащих минералов (например, амфибол) указывают на то, что среда, вызывавшая метасоматоз, была обогащена щелочными элементами и содержала заметные количества воды и других летучих.

1. Волюнец О.Н., Мелекесцев И.В., Пономарева В.В., Ягодзински Дж. М. Харчинский и Заречный вулканы – уникальные центры позднеплейстоценовых магнезиальных базальтов на Камчатке: структурная приуроченность, морфология, возраст и геологическое строение вулканов // Вулканология и сейсмология, № 4-5, 1998. с. 5-18.

2. Волюнец О.Н., Мелекесцев И.В., Пономарева В.В., Ягодзински Дж.М. Харчинский и Заречный вулканы – уникальные центры позднеплейстоценовых магнезиальных базальтов на Камчатке: вещественный состав вулканических пород // Вулканология и сейсмология, № 1, 1999. с. 31-45.

3. Колосков А.В. Ещё раз о мантийных ксенолитах // Материалы региональной конференции "Вулканизм и связанные с ним процессы", 30 марта - 1 апреля, Петропавловск-Камчатский, 2011. с. 50-52.

4. Yagodzinski G., Churicova T., Koloskov A. V., Roth J. Trace Element Features of Subduction-Related Metasomatism from Ultramafic Xenoliths of the Kamchatka arc // AGU, 82(47) Fall Meet. Suppl., Abstract Volume, 2001.

5. Basu N. K., Bailey D. G., Yogodzinski G. M., Poreda R. J., Basu A. R. Isotopic and Geochemical Evidence of Decarbonation of Subducting Slab in the Mantle Wedge as Recorded in Ultramafic Xenoliths from the Kamchatka Arc // GSA Annual Meeting November 5-8, 2001. p. 129.
6. Mobley R., Dektor C., Yogodzinski G., Churicova T. Mineralogy and Petrology of Ultramafic Xenoliths from Kharchinsky Volcano, Kamchatka // Geology Society of America Abstracts with Programs. Vol. 40. No 6, 2008. p. 252.

РАСПЛАВНЫЕ ВКЛЮЧЕНИЯ В МИНЕРАЛАХ – ИСТОЧНИК ПРЯМОЙ ИНФОРМАЦИИ О ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКИХ ПАРАМЕТРАХ ПЛЮМОВОГО БАЗАЛЬТОВОГО МАГМАТИЗМА В АТЛАНТИЧЕСКОМ И СЕВЕРНОМ ЛЕДОВИТОМ ОКЕАНАХ

В.А. Симонов^{1,3}, Ю.В. Карякин², А.В. Котляров¹

¹*Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, Новосибирск, Россия, kotlyarov@igm.nsc.ru, simonov@igm.nsc.ru*

²*Геологический институт РАН, Москва, Россия, yukar@ginras.ru*

³*Новосибирский государственный университет, Новосибирск, Россия*

В современных океанических областях плюмовый базальтовый магматизм имеет широкое развитие. Среди наиболее известных объектов, обязанных своему происхождению плюмовым магматическим системам, можно назвать Гавайские острова и Исландию. В данном сообщении приводятся результаты исследования образцов базальтовых пород, собранных при непосредственном участии авторов во время экспедиционных работ около о. Буве в Южной Атлантике [3, 5] и на островах архипелага Земля Франца-Иосифа в Северном Ледовитом океане [2]. Район о. Буве является примером плюмового магматизма «горячих точек» океанических островов [4, 7]. Архипелаг Земля Франца-Иосифа представляет собой область развития плюмового магматизма двух типов: платобазальтового и локальной «горячей точки» типа Гавайских островов (ОИВ) [1, 2].

Расплавные включения в минералах из базальтовых пород исследовались в Институте геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН (г. Новосибирск) в высокотемпературной микротермокамере с инертной средой [6].

В случае **района Буве**, были изучены расплавные включения во вкрапленниках минералов из образцов базальтов, представляющих наиболее важные морфоструктуры данного региона: рифтовая зона САХ (Срединно-Атлантический хребет), зона трансформного разлома Буве, рифтовая зона и склоны АфАХ (Африкано-Антарктический хребет), подводный склон о. Буве.

Эксперименты с включениями в плагиоклазе (Pl) и в оливине (Ol) позволили проследить изменения температур кристаллизации базальтов вдоль рифтовых зон САХ и АфАХ (с северо-запада на юго-восток). Для САХ установлены высокие параметры (Pl – 1245-1270°C; Ol – 1280-1325°C) с достаточно узкими диапазонами: 25°C (Pl) и 45°C 45°C (Ol). При переходе к зоне влияния вулканического центра Буве

резко снижаются минимальные температуры кристаллизации (OI, PI до 1190°C) и наименьшие значения наблюдаются на склонах о. Буве (до 1155°C, PI). При этом существенно расширяется температурный диапазон кристаллизации до 55°C (PI) и 85°C (OI). Наиболее широкий интервал (135°C) характерен для о. Буве: 1290°C (OI) - 1155°C (PI). В то время как для САХ полный диапазон составляет 80°C. Далее, на юго-восток вдоль рифта АфАХ влияние вулканического центра Буве резко уменьшается, что приводит к повышению температур кристаллизации как плагиоклазов (1210-1230°C), так и оливинов (1280-1330°C). При этом отчетливо сужается диапазон - до 20°C для PI. Таким образом, в районе Буве существуют две резко различающиеся по температурному режиму магматические системы: рифтовых зон САХ и АфАХ (с максимальными температурами) и о. Буве (с минимальными параметрами).

Изучение состава гомогенизированных расплавных включений в оливинах и плагиоклазах выявило резкие отличия в характере эволюции составов магм в ходе падения температурных характеристик. Для высокотемпературных глубинных расплавов САХ при снижении температуры, связанном в основном с подъемом в верхние горизонты литосферы, значения SiO_2 , TiO_2 , FeO , Na_2O , K_2O практически не меняются, оставаясь в случае TiO_2 , FeO , Na_2O , K_2O минимальными по сравнению с магмами о. Буве. Несколько растут содержания Al_2O_3 , CaO и резко падают концентрации MgO . В случае острова Буве мы видим существенные изменения состава расплавов при снижении температуры с резким накоплением TiO_2 , FeO , Na_2O , K_2O и отчетливым падением MgO , Al_2O_3 . Приведенные данные свидетельствуют о достаточной стабильности магматических систем рифтовой зоны САХ и об интенсивных эволюционных процессах дифференциации, характерных для магматизма о. Буве.

Среди базальтовых комплексов **архипелага Земля Франца-Иосифа** выделяются покровы лав, силлы и дайки. Расплавные включения найдены в минералах из всех трех типов проявления магматизма разного возраста: базальтовые потоки о. Земля Александры (189.9 ± 3.1 млн лет) и о. Гукера (189.1 ± 11.4 млн лет), долеритовые дайки (125.2 ± 5.5 млн лет) и силлы (132.9 ± 11.4 млн лет) о. Хейса.

Экспериментальные исследования расплавных включений показали, что базальтовые покровы о. Земля Александры формировались при несколько более высоких температурах (1175-1210°C), чем потоки о. Гукера (1150-1175°C). По данным термометрии было выяснено, что плагиоклазы из даек кристаллизовались при

снижении температуры в существенно более широком диапазоне и до более низких значений (1175-1115°C), чем минералы из силлов - 1185-1160°C.

Анализ составов расплавных включений свидетельствует о том, что раннемеловые магматические системы, формировавшие покровы на островах архипелага Земля Франца Иосифа, соответствуют платобазальтовым расплавам Сибирской платформы и плато Онтонг Джава (Тихий океан). В то же время для магматизма, ответственного за образование более молодых (раннемеловых) даек и силлов, характерны признаки действия плюма горячей точки типа OIB с высокими значениями в расплавах титана и щелочей. Таким образом, устанавливается последовательная эволюция магматизма архипелага Земля Франца-Иосифа – платобазальтовые магмы сменялись обогащенными плюмовыми расплавами типа OIB.

В целом, исследования расплавных включений позволили получить не только данные о физико-химических условиях плюмового базальтового магматизма в современных океанах, но и рассмотреть особенности развития и взаимодействия масштабных магматических систем, имеющих свои характерные черты в различных регионах. Для Южной Атлантики на основе данных по включениям установлены параметры расплавов срединно-океанических хребтов и взаимодействующей с ними плюмовой системы о. Буве. В случае архипелага Земля Франца-Иосифа в Северном Ледовитом океане выяснены условия последовательно сменяющихся различных типов плюмового магматизма.

Работа выполнена при поддержке проекта РФФИ № 14-05-00143 и Министерства образования и науки Российской Федерации.

1. Добрецов Н.Л., Верниковский В.А., Карякин Ю.В., Кораго Е.А., Симонов В.А. Мезозойско-кайнозойский вулканизм и этапы геодинамической эволюции Центральной и Восточной Арктики // Геология и геофизика. 2013. Т. 54. № 8. С. 1126-1144.
2. Карякин Ю.В., Симонов В.А., Склярёв Е.В., Травин А.В., Шипилов Э.В. Магматические комплексы архипелага Земля Франца-Иосифа // Материалы международной научной конференции "Природа шельфа и архипелагов Европейской Арктики". М.: ГЕОС, 2008. Вып. 8. С. 160-164.
3. Пейве А.А., Зителлини Н., Перфильев А.С., Мазарович А.О., Разницын Ю.Н., Турко Н.Н., Симонов В.А. и др. Строение Срединно-Атлантического хребта в районе тройного сочленения Буве // Докл. РАН. 1994. Т. 338. № 5. С. 645-648.
4. Симонов В.А. Колобов В.Ю., Ковязин С.В. Магматические и гидротермальные процессы в различных геодинамических ситуациях Южной

Атлантики (тройное сочленение Буве) // Тектонические и геодинамические феномены. М.: Наука, 1997. С. 129-148.

5. Симонов В.А., Колобов В.Ю. Особенности магматических и гидротермальных систем в районе тройного сочленения срединно-океанических хребтов в Южной Атлантике // Геология и геофизика. 1995. Т. 36. № 5. С. 48-54.

6. Соболев А.В., Слуцкий А.Б. Состав и условия кристаллизации исходного расплава сибирских меймечитов в связи с общей проблемой ультраосновных магм // Геология и геофизика. 1984. № 12. С. 97-110.

7. Hartnady C.J.H., Le Roex A.P. Southern Ocean hotspot tracks and the Cenozoic absolute motion of the African, Antarctic and South American plates // Earth and Planet. Sci. Lett. 1985. Vol. 75. P. 245-257.

УСЛОВИЯ КРИСТАЛЛИЗАЦИИ МАГМ В ПРОМЕЖУТОЧНЫХ КАМЕРАХ ПОД ВУЛКАНАМИ ТОЛБАЧИНСКИЙ И ИЧИНСКИЙ (КАМЧАТКА): ДАННЫЕ ПО РАСПЛАВНЫМ ВКЛЮЧЕНИЯМ

В.А. Симонов^{1,2}, А.В. Котляров¹

¹*Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, Новосибирск, Россия, kotlyarov@igm.nsc.ru, simonov@igm.nsc.ru*

²*Новосибирский государственный университет, Новосибирск, Россия*

Для выяснения условий магматических систем в промежуточных камерах над зонами субдукции необходим комплексный подход с использованием геолого-геофизических, геохимических и экспериментально-петрологических данных [1]. Особое значение приобретают термобарогеохимические исследования, позволяющие получать прямую информацию о физико-химических параметрах кристаллизации расплавов. Анализ расплавных включений в минералах дал возможность определить условия субдукционного магматизма на примере двух контрастных вулканов на Камчатке: молодой базальтовый вулкан Толбачинский из Ключевской группы (с активными извержениями в 1975-1976 гг. и в 2012-2013 гг.) и древний вулкан Ичинский в Срединном хребте, где в последние сотни тысяч лет происходило закономерное чередование базальтовых и кислых извержений. Основой работ послужили коллекции образцов, собранных на вулканах Толбачинский и Ичинский, а также предоставленных для исследований сотрудниками Института вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, г. Петропавловск-Камчатский [1].

Физико-химические параметры расплавов в промежуточных надсубдукционных камерах под рассмотренными вулканами были установлены в ходе детального изучения минералов из эффузивов и находящихся в них стекловатых расплавных включений. Состав минералов-вкрапленников, а также стекол и микрофаз в расплавных включениях определен в Институте геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН (ИГМ СО РАН, г. Новосибирск) на электронном сканирующем микроскопе MIRA 3 LMU [(Tescan Orsay Holding) с системой микроанализа INCA Energy 450+ XMax 80 (Oxford Instruments Nanoanalysis Ltd)]. Исследования расплавных включений выполнены в лаборатории геодинамики и магматизма ИГМ СО РАН. Эксперименты с включениями при высоких температурах проводились в микротермокамере с инертной средой [3] с использованием имеющихся методик [2, 7].

В случае Толбачинского вулкана были исследованы расплавные включения в кристаллах-лапиллях плагиоклаза, а также в плагиоклазе и в амфиболе из андезитов. Для Ичинского вулкана наиболее представительная информация получена для включений в амфиболе из андезитов, а также в амфиболе и в плагиоклазе из дацитов.

Первичные включения расплава в кристаллах-лапиллях плагиоклаза Толбачинского вулкана становятся полностью гомогенными около 1090-1100°C. Значительная часть первичных включений во вкрапленниках плагиоклаза из андезитов Толбачинского вулкана гомогенизируются в районе температур 1170-1220°C. Все эксперименты в микротермокамере с включениями в амфиболах Толбачинского и Ичинского вулканов закончились безрезультатно в связи с плавлением минерала при температурах свыше 1000°C. Температуры полных гомогенизаций включений в плагиоклазах из дацитов Ичинского вулкана составляют около 1110-1155°C.

Анализ стекол и кристаллических микрофаз во включениях, а также стекол матрикса позволил выяснить особенности химического состава расплавов, из которых кристаллизовались эффузивы Толбачинского и Ичинского вулканов. Стекла включений в кристаллах-лапиллях плагиоклаза Толбачинского вулкана по своему составу близки к базальтам и располагаются обычно на окончании базальтовых трендов этого вулкана, показывая относительное обогащение титаном, железом и калием. Данные по включениям в плагиоклазе из андезитов вулкана Толбачик свидетельствуют о существовании расплавов с высокими SiO_2 и K_2O при формировании этих пород. В случае Ичинского вулкана расплавные включения показывают участие андезитового расплава при кристаллизации андезитов и дацитового расплава при формировании дацитов. Наблюдается в целом эволюция расплава с падением титана, железа, кальция и с увеличением калия на фоне роста SiO_2 , хорошо совпадающая с трендами для пород этого вулкана.

Результаты исследования состава расплавных включений дали возможность уточнить температурный режим кристаллизации минералов Толбачинского и Ичинского вулканов в ходе сравнительного анализа с данными по температурам гомогенизации включений. Расчетное моделирование температур ликвидусной кристаллизации минералов проводилось по программе PETROLOG [6] на основе информации по стеклам и валовым составам включений. В результате было выяснено, что кристаллы-лапилли плагиоклаза из вулкана Толбачик наиболее вероятно кристаллизовались при температурах 1075-1115°C. Для андезитов Толбачинского вулкана устанавливается более широкий интервал кристаллизации - 1020-

1220°C. В случае андезитов Ичинского вулкана мы имеем только расчетные данные по расплавленным включениям - 1100-1225°C. Для дацитов этого вулкана определен следующий интервал температур кристаллизации минералов: - 1030-1155°C.

Совместные исследования составов минералов и расплавленных включений позволили выяснить не только температурный режим, но и установить давления, при которых происходила кристаллизация расплавов Толбачинского и Ичинского вулканов в разноглубинных промежуточных камерах. В случае вулкана Толбачик минералы андезитов формировались при невысоких параметрах (3.3-1.6 кбар), а кристаллы-лапиллы плагиоклаза образовывались из базальтовых расплавов в условиях еще более низких (до 1 кбар) давлений. Для Ичинского вулкана установлено три интервала давлений: 7.5-6 кбар, около 4.5 кбар, 3.2-1 кбар.

В целом исследования расплавленных включений свидетельствуют о том, что минералы из эффузивов Толбачинского и Ичинского вулканов в ходе своего роста захватывали микропорции расплавов, отвечающих по своему составу широкому спектру пород: базальты – андезибазальты – андезиты – дациты – риодациты. По этим характеристикам рассмотренные вулканы в целом не отличаются от вулканов Камчатки, изученных ранее другими исследователями [4, 5].

Работа выполнена при поддержке проекта РНФ № 14-17-00430 и Министерства образования и науки Российской Федерации.

1. Добрецов Н.Л., Симонов В.А., Котляров А.В., Кулаков Р.Ю., Карманов Н.С. Физико-химические параметры кристаллизации расплавов в промежуточных надсубдукционных камерах (на примере вулканов Толбачинский и Ичинский, Камчатка) // Геология и геофизика. 2016. Т. 57. № 7. С. 1265-1291.
2. Симонов В.А. Петрогенезис офиолитов (термобарогеохимические исследования). Новосибирск: Изд-во ОИГГМ СО РАН, 1993. 247 с.
3. Соболев А.В., Слуцкий А.Б. Состав и условия кристаллизации исходного расплава сибирских меймечитов в связи с общей проблемой ультраосновных магм // Геология и геофизика. 1984. № 12. С. 97-110.
4. Тетроева С.А., Плечов П.Ю. Петрология пород Камбального вулкана по данным изучения расплавленных включений // Труды ВНИИСИМС. Синтез минералов и методы их исследования. Геология месторождений пьезооптического и камнесамоцветного сырья. 2000. Вып. XVI. С. 313-321.
5. Толстых М.Л., Наумов В.Б., Бабанский А.Д., Богдавленская Г.Е., Хубуная С.А. Химический состав, летучие компоненты и элементы-примеси расплавов, формировавших андезиты вулканов Курило-Камчатского региона // Петрология. 2003. Т. 11. № 5. С. 451-470.
6. Danyushevsky L.V., Plechov P.Yu. Petrolog 3: Integrated software for modeling crystallization processes // Geochemistry, Geophysics, Geosystems, 29 July 2011. 2011. Vol. 12. № 7. Q07021, doi: 10.1029/2011GC003516.

7. Sobolev A.V., Danyushevsky L.V. Petrology and Geochemistry of Boninites from the North Termination of the Tonga Trench: Constraints on the Generation Conditions of Primary High-Ca Boninite Magmas // J. Petrol.. 1994. Vol. 35. P. 1183-1211.

УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ ЖИЛЬНОГО КАЛЬЦИТА ПРОДУКТИВНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ АСТРАХАНСКОГО ГАЗОКОНДЕНСАТНОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ ПО ДАННЫМ ИЗУЧЕНИЯ ФЛЮИДНЫХ ВКЛЮЧЕНИЙ

Сокина Н.В.¹, Зыкин Н.Н.²

¹ИГ Коми НЦ УрО РАН, sokerina@geo.komisc.ru

²ООО «Газпром ВНИИГАЗ», nznz@yandex.ru

Астраханское газоконденсатное месторождение (АГКМ) приурочено к массиву преимущественно карбонатных толщ башкирского яруса. Подстилающие продуктивный горизонт отложения серпуховского яруса (C_{1s}) представлены толщей плотных органогенных, участками доломитизированных известняков с прослоями тонкослоистых пиритизированных аргиллитов. Перекрывающие продуктивный горизонт отложения перми залегают с перерывом и представлены нерасчленённой глинисто-кремнисто-карбонатной толщей ассельско-сакмаро-артинского возраста и кунгурскими сульфатно-карбонатно-галогенными образованиями, являющимися покрывкой разрабатываемой залежи АГКМ. Нижняя часть отложений перми (филипповский горизонт) характеризуются локальным распределением зон, содержащих парафинисто-смолистые нефти.

Структура башкирской залежи сформировалась при преимущественно складчатых деформациях вмещающих отложений и представляет собой пологую антиклиналь субширотного (З-СЗ) простирания [1]. Глубина залегания продуктивных толщ в центральной части свода до 4130 м. Тип залежи определяется как пластово-массивный с выделением коллекторов порового и порово-трещинного типов. Наличие микротрещиноватости в породах обеспечивает единство газодинамической системы залежи АГКМ.

С целью выявления температурных и флюидодинамических условий образования АГКМ авторами были изучены газово-жидкие включения из кальцитовых жил черемшанского горизонта башкирского яруса, составляющего кровлю разрабатываемой залежи на западном фланге АГКМ. Изученные образцы были отобраны из керна скв. «Правобережная-1» с глубины 4215-4217 м. Вмещающие породы представлены толщей кремво-серых органогенно-обломочных перекристаллизованных известняков с широко развитой вертикально ориентированной трещиноватостью. Трещины от тонких (0.1-0.5 мм) до 2 см выполнены кальцитом. Кальцит был отобран из жилы мощностью 2 см и представлен молочно-белыми тонкокристаллическими агрегатами в зальбандах жилы и прозрачными кристаллами размером до 4 мм в открытой части трещины.

При исследовании флюидных включений нами выделены два типа сингенетических включений. Первый тип представлен газовыми включениями. При охлаждении в некоторых из них происходила гетерогенизация газовой фазы, далее содержимое включений замерзало при температурах близких -120°C . При последующем нагревании наблюдалось плавление содержимого при температурах -87 (3 замера), -94 ± 4 (23 замера) и -103 ± 3 (13 замеров). Включения обычно имеют неправильную или ромбическую форму, размер не более 30 мкм, обычно около 10 мкм и встречаются в виде одиночных включений, либо небольшими группами. Второй тип представлен двухфазовыми газовой-жидкими ($\text{Ж}_{\text{H}_2\text{O}} + \text{Г}_r$) включениями с газовой фазой не более 5 об.%. По температуре эвтектики, которая равна $-33 \pm 1^{\circ}\text{C}$ установлено, что в жидкой фазе включений присутствуют хлориды магния. При замораживании обычно образуются газогидраты, которые плавятся при температурах от -0.7 до $+4.0^{\circ}\text{C}$, (чаще при -2.4°C). Температура гомогенизации включений равна $100-134^{\circ}\text{C}$. Включения обычно имеют ромбическую форму, размер до 30 мкм (чаще не более 10 мкм) и встречаются в виде одиночных включений, либо небольшими группами. Количество замеров — 14.

Таким образом, образование кварцевых прожилков залежи проходило при температурах 130°C при участии флюида обогащенного хлоридами магния.

Аналитические исследования выполнены в ЦКП «Геонаука».

1. Ильченко В.П. Нефтегазовая гидрогеология подсолевых отложений Прикаспийской впадины. Под ред. Е.В. Стадника. М.: Недра, 1998. 288 с.

ВКЛЮЧЕНИЯ В ПЕРОВСКИТЕ ИЗ ТИТАНОМАГNETИТ-ПЕРОВСКИТОВЫХ РУД МЕСТОРОЖДЕНИЯ АФРИКАНДА

С.В. Соколов, И.Г. Быстров

*Всероссийский НИИ Минерального Сырья имени Н.М. Федоровского
(ФГБУ «ВИМС»), Москва, Россия,
vims-sokol@mail.ru*

На месторождении Африканда предыдущими исследователями выделены пироксенитовые, оливинитовые, пироксен-нефелиновые и кальцит-амфибол-пироксеновые минеральные типы железо-титановых руд, которые преимущественно характеризуются более высокими содержаниями титаномагнетита относительно перовскита [1].

В перовскитах из рудоносных оливинитовых и пироксеновых ультрамафитов были обнаружены расплавные включения [4], в составе которых наиболее распространённые дочерние кристаллические фазы относятся к водным силикатам – флогопиту, амфиболу, хлориту, а помимо них иногда встречаются диопсид, магнетит, (ОН)-апатит и Sr-содержащий кальцит. Авторы этой работы подчёркивают, что включения в перовските из оливинитов отличаются к тому же присутствием обогащённых натрием силикатов и девитрифицированного стекла.

В минералогическом отделе ВИМСа было проведено детальное изучение вещественного состава рудной пробы весом 330 кг, отобранной на данном месторождении с участка развития кальцит-амфибол-пироксеновых пород. Использование комплекса минералогическо-аналитических методов показало, что руда этой пробы очень сильно отличается от перовскит-титаномагнетитовых руд всех известных месторождений по соотношению полезных минералов (65 мас. % перовскита против 7 мас. % титаномагнетита) и по их преобладанию над нерудными минералами, которые представлены амфиболом, диопсидом, кальцитом, титанитом, флогопитом, пектолитом, хлоритом [2].

По морфометрическим характеристикам (морфология индивидов, их размеры) и по химическому составу в изученной пробе удалось выделить раннюю (I) и позднюю (II) генерации перовскита [3]. Определение элементного состава всех кристаллических фаз проводилось на электронно-зондовом микроанализаторе JXA-8100 Superprobe, оснащённом EDS Link Pentafet с программным пакетом INCA-400. Прибор эталонировался по образцам сравнения, в качестве которых использовались синтезированные вещества, металлы и природные минералы выдержанного состава.

В составе раннего перовскита-I отсутствует натрий, содержания кальция и титана в целом самые высокие, а ниобий и церий лишь спорадически достигают значимых величин. Состав более позднего перовскита-II характеризуется появлением натрия, уменьшением содержаний кальция и титана, возрастанием роли ниобия и частым присутствием всех легких лантаноидов (лантан, церий, празеодим, неодим) в количествах, превышающих пределы их обнаружения микронзондовым анализом.

Перовскит часто содержит многофазовые включения расплавов, при изучении которых непременно анализировался минерал-хозяин. Это позволило установить, что значительно чаще включения присутствуют в перовските второй генерации. Включения, как правило, локализуются в центральной зоне кристаллов/зёрен, где образуют беспорядочные скопления, а в редких случаях подчёркивают их зоны роста (рис. 1). Подавляющее большинство включений характеризуется яйцевидными или эллипсоидными формами (рис. 2), хотя нередко отмечались каплевидные или обладающие причудливыми очертаниями вакуоли. Величина включений широко варьирует от первых до 55 мкм (среди них преобладают включения с размерами 10-30 мкм); более крупные индивиды (80-120 мкм) являются большой редкостью. Отметим, что все изученные включения относятся к первичному генетическому классу.

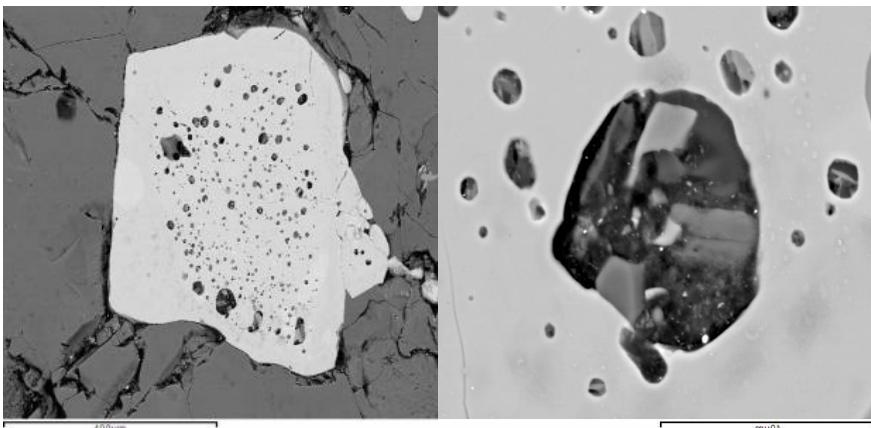


Рис. 1 (слева). Совокупность расплавных включений в зерне перовскита.

Рис. 2 (справа). Многофазовое расплавное включение в перовските.

Следует признать, что даже при очень осторожной полировке в процессе приготовления препаратов для микронзондового анализа не удалось избежать выкрашивания из полости включений некоторых (в

отдельных включениях многих) дочерних фаз. Поэтому ниже приводится их обобщённый список по включениям в перовскитах каждой генерации (полу жирным шрифтом обозначены наиболее часто встречающиеся минералы).

В составе расплавных включений в перовските-I были установлены дочерние фазы перовскита, **пектолита**, **титанита**, эгирин-диопсида, амфибола (промежуточный член между паргаситом и магнезиогастингситом), Fe-флогопита, (переходящего в тетраферрифлогопит при возрастании количества железа и одновременном снижении содержания алюминия), **(ОН)-апатита**, **кальцита**, Ti-магнетита, пирита, а также нередко присутствующая не диагностированная фаза Na-Ca-Si состава.

Фазовый состав включений в перовските-II более разнообразен. В них были определены следующие дочерние фазы: перовскит, **титанит**, **Fe-флогопит** и его переходная к **тетраферрифлогопиту** разновидность, Fe-хлорит, **кальцит**, (F,Cl,OH)-апатит, пирит, халькопирит, гематит, марганит, анкилит, церианит. Помимо того, был установлен элементный состав для Na-Ca-Si фазы и разнообразных по набору катионов водосодержащих фаз (Na-Al-Si, Ca-Mg-Al-Si, Ca-Fe-Al-Si) – их также не удалось сопоставить с определёнными минералами. Учитывая данные работы [4], можно предположить, что выделения без кристаллографических очертаний являются стеклом, идентификация которого возможна методом электронной микроскопии.

1. Каледонский комплекс ультраосновных щелочных пород и карбонатитов Кольского полуострова и Северной Карелии. М.: Недра, 1965, 772 с.
2. 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.: ИГЕМ, 2015, с. 243-244.
3. Соколов С.В., Нечелюстов Г.Н., Быстров И.Г. Перовскит из титаномагнетит-перовскитовой руды месторождения Африканда // Щелочной магматизм Земли и связанные с ним месторождения стратегических металлов. Труды XXXIII Международной конференции. Москва, 27 мая 2016 г. М.: ГЕОХИ, 2016, с. 116-118.
4. Chakhmouradian A.R., Zaitsev A.N. Afrikanda: An association of ultramafic, alkaline and alkali-silica-rich carbonatitic rocks from mantle-derived melts // Phoscorites and Carbonatites from Mantle to Mine: the Key Example of the Kola Alkaline Province. London, 2004, p. 247-291.

МИНЕРАЛОГИЯ ФЛЮИДНЫХ ВКЛЮЧЕНИЙ МИАРОЛОВЫХ ПЕГМАТИТОВ ЖИЛ ШАХДАРИНСКАЯ И ЛЕСХОЗОВСКАЯ (ЮЗ ПАМИР)

Е.Н. Соколова^{1,2}, С.З. Смирнов^{1,2}, М.А. Рябуха^{1,2}, Э.Н. Кунгулова³
¹Институт геологии и минералогии СО РАН, Новосибирск, Россия,
ekaterina@igm.nsc.ru

²Новосибирский государственный университет, Новосибирск, Россия

³Томский государственный университет, Томск, Россия

Наибольшей известностью и, как считается, распространением, пользуются водно-хлоридные минералообразующие флюиды. Но набор солевых компонентов далеко не ограничивается ими и является более разнообразным. В частности, борсодержащие флюиды обнаружены относительно недавно в турмалиноносных пегматитах [3]. Сейчас стало известно, что борные флюиды участвуют в образовании пегматитов без борной минерализации и грейзенов. В связи с этим возникает вопрос о формах нахождения бора во флюиде и взаимосвязи его с минеральной ассоциацией в породе. В данной работе приведены результаты исследования гранитных пегматитов жил Лесхозовская и Шахдаринская (ЮЗ Памир, Таджикистан), которые относятся к турмалиноносным субредкометалльным миароловым пегматитам [1]. Данные жилы секут докембрийские гранат-биотитовые гнейсы. Происхождение этих пегматитов связывают с высокоглиноземистыми гранит-лейкогранитами памиро-шугнанского комплекса [2]. Рассматриваемые пегматитовые жилы сходны по строению. В них отсутствует ясная зональность. Их основной объем сложен кварц-двуполевошпатовыми комплексами. На каждую жилу приходится несколько миароловых полостей. Зачастую они окружены кварц-альбитовыми околомияроловыми ассоциациями с акцессорными минералами. Распределение расплавных и флюидных включений (ФВ) в кварце различных комплексов каждой из жил показывает, что к моменту формирования миароловых полостей уменьшается доля расплава и гидротермальный раствор играл роль ведущей среды минералообразования. Главным компонентом в растворе ФВ всех комплексов является борная кислота. Но температура эвтектики ($T_{эвт}$) понижена относительно $T_{эвт}$ системы $H_2O-H_3BO_3$ ($-0,76^\circ C$) и составляет обычно от -3 до $-12^\circ C$. Это свидетельствует о наличии других солей, возможно таких как сульфаты, карбонаты, KCl и др. Отличием флюидов жилы Шахдаринской является наличие плотной жидкой углекислоты при комнатной температуре повсеместно в ранних кварц-полевошпатовых

комплексах и реже в околомароловом комплексе. Флюид этой жилы содержит <4,5 мас.% H_3BO_3 в кварц-полевошпатовом комплексе, в околомароловом комплексе содержание борной кислоты варьирует от 7 до 23 мас.%, в кварце маролы составляет 12-14 мас.%. Среди дочерних фаз отмечается сассолин H_3BO_3 , реже встречаются раманит-Cs $\text{CsB}_5\text{O}_8 \cdot 4\text{H}_2\text{O}$. В прогретых до 300°C ФВ методом КР-спектроскопии диагностируются кирианшанит $\text{Na}_4\text{H}(\text{BO}_3)(\text{CO}_3) \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ и бериллонит NaBePO_4 (рис. 1 а). Они не встречаются среди дочерних минералов и, вероятнее всего, являются продуктом реакции дочерних минералов с раствором в результате нагрева и достаточно быстрого охлаждения. Их обнаружение показывает, что в растворе присутствуют фосфат- и карбонат-ионы, а также Na и Be, не обнаруженные другими способами.

В жиле Лесхозовской флюид более концентрированный и его состав более сложный. Сассолин присутствует начиная с ранних аплитовых и графических ассоциаций. Концентрация H_3BO_3 в растворе постепенно увеличивается с 12-19 мас.% в ранних комплексах до 15-23 мас.% в околомароловом и до 24 мас.% в мароловом кварце. Кроме сассолина, свой вклад в состав флюида жилы Лесхозовская вносят пентабораты Cs, Rb и K - раманит и сантит (рис. 1 б, в). Растворение их кристаллов происходит до растворения сассолина при температуре 60-90°C. В некоторых ФВ присутствуют минеральные фазы, при нагревании исчезающие позже сассолина. Анализ их рамановских спектров позволяет предположить, что они относятся к водным пентаборатам (по наличию пиков в диапазонах 515, 763-767, 919-942 и 3346-3400 cm^{-1}). На сканирующем электронном микроскопе во вскрытых ФВ среди минералов обнаружены фазы, содержащие, наряду с бором, натрий. Они могут являться водным пентаборатом натрия экурритом $\text{Na}_4\text{B}_{10}\text{O}_{17} \cdot 7\text{H}_2\text{O}$, либо сложным пентаборатом, вероятно Na и Li. Эти соединения обладают высокой растворимостью [4] и должны вносить существенный вклад в суммарную концентрацию бора во флюиде. Расчеты на основе систем $\text{Na}_2\text{O}-\text{B}_2\text{O}_3-\text{H}_2\text{O}$ и $\text{Li}_2\text{O}-\text{B}_2\text{O}_3-\text{H}_2\text{O}$ показывают, что наличие дочернего пентабората предполагает вдвое большую концентрацию бора, чем при использовании для оценки системы $\text{H}_3\text{BO}_3-\text{H}_2\text{O}$.

На фоне такого необычного состава и солёности флюида двух пегматитовых жил интересно рассмотреть их акцессорную минерализацию. Высокая концентрация бора во флюиде закономерно согласуется с обилием турмалина в жилах. Он является сквозным минералом всех ассоциаций. Его состав меняется преимущественно от шерла в кварц-полевошпатовых комплексах, до цветного турмалина (тсилаизита, рубеллита) в околомароловых и мароловых

комплексах. При этом количество турмалина увеличивается, вместе с ростом концентрации бора во ФВ. Таким образом, бор накапливается во флюиде по мере эволюции, несмотря на его постоянное осаждение в минерал-концентратор.

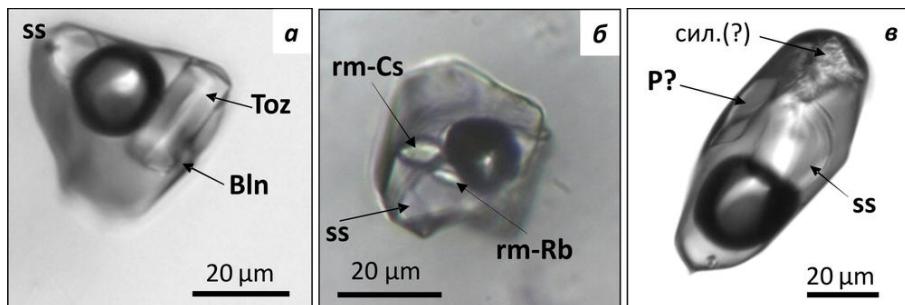


Рис. 1. Флюидные включения в кварце жил Шахдаринская (а) и Лесхозовская (б, в). Дочерние минералы: ss - сассолин, rm-Cs - раманит цезиевый, rm-Rb - раманит рубидиевый, P? - пентаборат (предположительно Na и Li), Bln - бериллонит; ксеногенные минералы: Toz - топаз, сил. - силикатные фазы.

Для жилы Лесхозовской характерными особенностями являются рассеянная по всем комплексам акцессорная минерализация и малое количество слюды. В кварц-полевошпатовых комплексах встречается биотит, а в околомароловом – мусковит и лепидолит. Акцессорные минералы представлены танталит-колумбитом, пироксеном (микролитом), касситеритом и цирконом. В Шахдаринской жиле богатая акцессорная редкометалльная минерализация концентрируется в околомароловом комплексе, отличающемся обилием литиевых цезийсодержащих слюд, наличием топаза, силиката бериллия (фенакит или бертрандит), губнерита, апатита, триплита, касситерита, танталит-колумбита, пироксена.

Таким образом, не удается провести прямую корреляцию между особенностями состава и соленостью флюида, захваченного во включения, и составом слюд, и акцессорной минерализации Шахдаринской и Лесхозовской пегматитовых жил. Вместе с тем как ФВ, так и минеральные ассоциации характеризуют особенности состава и эволюции среды минералообразования. Отсутствие ясного соответствия между ними и богатый редкоэлементный состав свидетельствуют о сложных процессах при образовании данных пегматитов.

Работы выполнены при поддержке гранта Президента РФ № МК-5367.2016.5

1. Загорский В.Е., Перетяжко И.С., Шакин Б.М. Гранитные пегматиты. Том 3. Миароловые пегматиты. Новосибирск: Наука, 1999. 487 с.
2. Коноваленко С. И., Сазонтова Н. А., Смирнов С.З. Состав, строение и режим формирования миароловых пегматитов Лесхозовской жилы (Юго-Западный Памир) // Петрология магматических и метаморфических комплексов. Мат. науч. конф. Выпуск 2. Томск, 2001. С. 226-228.
3. Смирнов С. З., Перетяжко И. С., Прокофьев В. Ю., Загорский В. Е., Шибанин А. П. Первая находка сассолина (H_3BO_3) во флюидных включениях в минералах // Геология и геофизика. 2000. Т. 41. №2. С. 194-206
4. Справочник экспериментальных данных по растворимости многокомпонентных водно-солевых систем. Т. 1. М.: Химия, 1973. 1069 с.

МИНЕРАЛЬНЫЕ АССОЦИАЦИИ КРУПНЕЙШЕГО В ЕВРАЗИИ ЕРМАКОВСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ БЕРИЛЛИЯ

Э.М. Спиридонов

МГУ им. М.В. Ломоносова, Москва, Россия, ernstspiridon@gmail.com

Месторождение расположено в западном Забайкалье – подбрюшье дорифейской Восточно-Сибирской платформы, - коллаже фрагментов складчатых сооружений байкалид, каледонид, герцинид. По Эдварду Зюссу, Забайкалье – «древнее гранитное темя Азии». В этом представлении возможное объяснение обилия руд U, Be, Sn, Ta.

Крупнейшие месторождения гранитофильных Sn, Mo и Be связаны с наиболее поздними и относительно низкоТ гидротермальными формациями; Sn – с кварц-турмалиновой, Mo – с медно-молибден-порфировой, Be – с квазигрейзеновой.

Грейзены и квазигрейзены. В грейзенах – высоко-среднеТ кислотных фторидных метасоматитах с W, Mo, Sn, Be оруденением, - полевые шпаты не устойчивы, их заместили топаз, мусковит, флюорит. В высоко-среднеТ фторидных метасоматитах с Be оруденением, сформированных при участии флюидов с повышенной щёлочностью, нет топаза, устойчивы парагенезы флюорит+калишпат, флюорит+альбит, флюорит+анкерит, запрещённые для грейзенов. Для таких метасоматитов предлагается термин «квазигрейзены».

Ермаковские рудные залежи – это тела замещения в надинтрузивной зоне в брекчированных кальцитовых и доломитовых мраморах, Ca и Mg скарнах, габбро-диоритах, роговиках, гранитах, кристаллических сланцах.... Сводка по их минеральным ассоциациям составлена по материалам М.И. Новиковой, Ф.Г. Рейфа, А.В. Козлова, И.И. Куприяновой, Е.П. Шпанова, Л.Б. Дамдиновой, Д.А. Лыхина, автора.

Позднетриасовый 224 ± 1.5 млн. лет рудоносный комплекс эгриновых щелочных гранитов и сиенитов. Финальная Т кристаллизации 650 – 640⁰ С.

Позднетриасовые 224±1 млн. лет послемагматические высокоТ гидротермальные метасоматиты – Ca скарны повышенной щёлочности, полилитиионитовые кварц-альбит-калишпатовые метасоматиты - апограниты, Li-флогопит-тайниолит – флюоритовые метасоматиты до слюдитов (с торитом, цирконом, монацитом, касситеритом). Кроме того, развиты Ca скарны жильные - штокверк кальцит–гранат-олигоклазовых прожилков с молибденитом, без минералов Be (600 – 550⁰ С). Вероятно, синхронно в интрузиве щелочных гранитов возникли зоны альбитизации с молибденитом и

пиритом (650 – 580⁰ С) и сеть жилок кварца с молибденитом, монацитом, флюоритом, без минералов Be (630 – 600⁰ С).

Позднетриасовые послемагматические высоко-среднеТ щелочные гидротермальные метасоматиты – эгирин-рихтеритовые, кальцит-рихтеритовые, с флюоритом, калишпатом, анкеритом, кварцем, тайниолитом. Апоскарновые метасоматиты слагают псевдоморфозы рихтерита и эгирина по клинопироксену и флюорита по кальциту, гнёзда Be везувиана, калишпата, альбита. Зональный эгирин развит в агрегатах рихтерита, карбонатов и кварца. Скелетный эгирин обилен в агрегатах анкерита, калишпата, кварца, альбита и флюорита. Широко развит игольчатый щелочной амфибол рихтерит $\text{Na}_2\text{Ca}(\text{Mg},\text{Fe})_5[\text{F}_2/\text{Si}_8\text{O}_{22}]$, часто совместно с пластинчатым кальцитом. Тайниолит $\text{KLiMg}_2[\text{F}_2/\text{Si}_4\text{O}_{10}]$ развит в эгирин-рихтерит-альбит-кварцевых метасоматитах.

Позднетриасовые послемагматические среднеТ гидротермальные бериллиеносные флюоритовые метасоматиты повышенной щёлочности – квазигрейзены («ермаковиты») с рихтеритом, эгирином, апатитом, анкеритом, альбитом, калишпатом, кварцем, баритом, бастнезитом, мелинофаном, миларитом. Среди этих образований нередки брекчии габбро-диоритов с цементом из агрегатов флюорит+альбит+калишпат. В брекчиях обломки габбро-диоритов окружены каймами замещения рихтерита и эгирина. Бастнезит развит локально в агрегатах карбонат + апатит + калишпат, такие руды содержат до 1 % Ce + La. Щелочной силикат бериллия и кальция мелинофан $\text{Ca}_4(\text{Na},\text{Ca})_4\text{Be}_4[\text{F}_4/\text{AlSi}_7\text{O}_{24}]$ обычно развит в прожилково-вкрапленных рудах, заместивших габбро-диориты, габбро-амфиболиты, пироксеновые скарны и везувианиты. Это зональность рудоотложения по составу рудовмещающей среды. Типичны метасомы мелинофана с оторочкой эгирина в диопсидовых скарнах. Мелинофан развит в жилах с калишпатом, альбитом, фиолетовым флюоритом в эгирин-рихтеритовых метасоматитах. В них нередко столбчатые агрегаты мелинофана выросли на метасомы флюорита с рихтеритом и эгирином по диопсиду. Великолепно ограниченные кристаллы мелинофана до 15 мм развиты в карбонатных гнёздах и прожилках. Щелочной силикат бериллия миларит $\text{K}(\square, \text{H}_2\text{O}, \text{Na})_2\text{Ca}_2(\text{Be}, \text{Al})_3[\text{Si}_{12}\text{O}_{30}]$ слагает гнёзда до 8-17 см в рихтеритовых, гематит-рихтерит-калишпат-альбит-флюоритовых, калишпат-флюоритовых метасоматитах. Обычно представлен расщеплёнными выделениями и сферокристаллами. Зональные короткостолбчатые кристаллы миларита до 3 мм развиты в прожилках карбоната.

Позднетриасовые послемагматические среднеТ гидротермальные бериллиеносные флюоритовые метасоматиты повышенной щёлочности – квазигрейзены («ермаковиты») с апатитом, анкеритом, альбитом, калишпатом, кварцем, фенакитом, бавенитом, лейкофаном, гельвином, эпидидимитом, пиритом. Состав метасоматитов в зависимости от состава протолитов варьирует от анкерит-альбит-калишпат-флюоритового и калишпат-флюоритового до калишпат-флюорит-кварцевого, с тем или иным количеством пирита, сфалерита, апатита, ильменита. Характерны пластинчатые выделения флюорита – псевдоморфозы по пластинам кальцита. Сиреневый флюорит отлагался при охлаждении гидротерм от 430 до 340-250° С [6, 1]. Зональный фторапатит содержит до 3 % Sr, 1.5 % Mn, 1 % S, 1.5 % La+Ce. Самые богатые в Мире фенакитовые руды – пирит-калишпат–фенакит-флюоритовые метасоматиты, заместившие кальцитовые мраморы, содержат до 70 % фенакита в мелких кристаллах и пойкилокристах с поперечником до 30 мм. В силикатных породах развиты гнёзда и жилы флюорит+фенакит+анкерит+калишпат+ альбит+пирит (до 30 % фенакита), размер кубов пирита до 10 см. Более ранний фенакит $Be_2[SiO_4]$ слагает мелкие кристаллы, более поздний – расщеплённые и скрученные кристаллы, сферолиты и сфероидолиты, их размер от долей до 25 мм. Часть фенакита возникла при замещении мелинофана и миларита. Бавенит $Ca_4Be_2Al_2[F_2/Si_3O_{10}/Si_6O_{16}]$ и лейкофан $NaCaBe[F/Si_2O_6]$, более поздние, чем фенакит, замещают миларит, слагают гнёзда в агрегатах рихтерита и эгирина, обычно образуют гнездообразные жилы и вкрапленность во флюоритовых и калишпат-флюоритовых метасоматитах с реликтами рихтерита. Мощность таких жил – агрегатов расщеплённых кристаллов бавенита и лейкофана, - до 12 см. Размер сферолитов бавенита от долей до 80 мм, агрегатов лейкофана чаще не более 2 мм. Бавенит пересекает и замещает фенакит, ранние барит, анкерит, апатит, флюорит. Мелкие до 0.4 мм кристаллы позднего мелинофана (мелинофан-II) замещают бавенит. Состав гельвина $(Mn,Fe,Zn)_8[BeSiO_4]_6S_2$ варьирует от железистого до маргачевого, чисто жёлтого цвета. Ранний гельвин расщеплённый. Тетраэдры позднего гельвина до 3 мм и их срастания развиты в агрегатах анкерита и флюорита. Щелочной берилло-силикат эпидидимит $Na[OH/BeSi_3O_7]$ развит чаще во флюоритовых и флюорит-анкеритовых метасоматитах, нередко с гельвином. Поперечник пластин эпидидимита до 55 мм.

Позднетриасовые послемагматические низкоТ берtrandит – флюоритовые метасоматиты с апатитом, анкеритом, альбитом, калишпатом, кварцем, анатазом. Характерен бледно окрашенный

флюорит. Берtrandит $\text{Be}_4[(\text{OH})_2/\text{Si}_2\text{O}_7]$, устойчивый ниже 250°C , образование поздней стадии квазигрейзенов, большей частью заместил фенакит по периферии рудных тел. Берtrandит-флюоритовые руды содержат до 10 % пирита, иногда массу сфалерита (до 27 % Zn) и галенита (до 16 % Pb).

Безрудные кислотные (кварц-флюоритовые, мусковит-флюоритовые, пиррофиллит-флюоритовые) **и иные метасоматиты не ясного возрастного положения и жилы слабо окрашенного флюорита.**

Эпигенетичные послерудные образования – производные регионального низкоградного метаморфизма. Халцедон, стильпноелан, корренсит, лизардит, селадонит, альбит, цеолиты развиты в цементе брекчий, прожилках и метасомах.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (грант 16-05-00241)

ОСОБЕННОСТИ ФЛЮИДНЫХ ВКЛЮЧЕНИЙ РАЗНОГЛУБИННЫХ ЗОЛОТО-КВАРЦЕВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ РАННЕКАЛЕДОНСКОЙ ПРОВИНЦИИ СЕВЕРА ЦЕНТРАЛЬНОГО КАЗАХСТАНА

Э.М. Спиридонов

МГУ им. М.В. Ломоносова, Москва, Россия, ernstspiridon@gmail.com

По соотношениям с магматическими образованиями, которые непосредственно предшествуют или сопровождают гидротермальные золотые руды, выделяют формации: плутоногенные («мезотермальные»), вулканогенные и вулканогенно - плутоногенные («эпитермальные»), амагматичные («телетермальные»). Рассматриваемые месторождения Бестюбе, Жолымбет, Кварцитовые Горки, Степняк, Жана-Тюбе, Ичке-Ульмес, Южное Аксу... плутоногенной золото-кварцевой (березит-лиственитовой) формации развиты в области ранних каледонид севера Центрального Казахстана (Восточно-Кокчетавский прогиб). Месторождения вскрыты шахтами до глубин 450-1100 м и скважинами до глубин 1200-1700 м. Автор доказал, что золотоносные интрузивы, дайки и золоторудные залежи принадлежат крыккудукскому комплексу - инверсионной степнякит - тоналит - гранодиорит - адамеллитовой формации с возрастом 445 ± 5 млн. лет (Спиридонов, 1968-2015). Месторождения сформированы в условиях закрытой системы, величину давления определяло положение верхней кромки гидротермальной системы, расположенной обычно близ кровли интрузивов или несколько выше. Самые низкие оценки P по ГЖВ в ранней генерации кварца руд - 0,3 кб, что отвечает минимальным глубинам формирования $\sim 1-1,5$ км; максимальные оценки 3,5 кб ($\sim 10-12$ км) (Спиридонов, 1995). Месторождения порождены процессами среднетемпературного $< 370^\circ\text{C}$ углекислого метасоматоза - березитизации - лиственитизации (Коржинский, 1953; Назьмова, Шалаев, 1971; Спиридонов и др., 1986-1998). Эти процессы являются одним из многочисленных эпизодов послеинтрузивной гидротермальной деятельности, находятся в возрастной вилке наиболее поздних родственных даек глубинного происхождения - гранитоид-порфиров, микродиоритов, кварцевых диорит- и габбро-диорит-порфиров. Рудную формацию образуют кварцевые и карбонат-кварцевые жилы и их штокверки, березитизированные и лиственитизированные породы, в их числе известковые и магнезиальные скарны. В процессах скарнирования Au инертно. Скарны золотоносны только в тех участках, где они в интенсивно лиственитизированы.

Слабокислые H_2CO_3 золотоносные гидротермы с низкими $f O_2$ и $f S_2$ выщелачивали из рудовмещающих толщ SiO_2 , Fe, Cu, Zn, Pb, Ni, Co и W, но не Mn, Sn, Ge, Mo, Be. Руды формировались в восстановительных условиях, они крайне бедны F, Se, Sn, Ge, Be, Tl, REE, бедны Mn и Mo; $Te/Se > 1$. Самые богатые золотом руды (> 2 кг/т) содержат следы элементов группы платины, < 20 мг/т Pt и Pd.

Рудные тела любого типа сложены ассоциациями: реликтовых минералов; раннего кварца (\pm шеелит, хлорит, карбонат, серицит) ($T \sim 375-305^\circ C$); ранних сульфидов (пирит, арсенопирит); карбонат - полисульфидной (As-пирит, арсенопирит, халькопирит, пирротин, кубанит, борнит, галенит, сфалерит, блёклые руды); продуктивной (золото \pm сульфиды и сложные сульфиды Pb, Sb, Ag, Bi или теллуриды Bi, Pb, Ag, Ni, Fe, Au-Ag, Au). Золотоносность руд определяется развитием продуктивной минеральной ассоциации, T её образования $210-150^\circ$, обычно $190-170^\circ C$. Это объясняет то, что месторождения тяготеют к разновозрастным малым интрузивам и дайкам и только к краевым частям более крупных интрузивов, так как те и другие успевают остыть до нужной температуры, иначе золото рассеивается! Углеводороды и битумоиды, которые мигрировали в кварцевые жилы и метасоматиты, - геохимические барьеры для Au, в местах их скоплений возникли рудные столбы.

Месторождения возникли в относительно упорядоченных условиях закрытой системы, чем обусловлены устойчивый состав руд и рудных минералов по вертикали конкретных месторождений и дифференциация рудного вещества по уровням глубинности формирования месторождений; с её ростом в рудах уменьшаются количества Sb, Hg, Tl и увеличиваются Te, W, Au/Ag, Te/Se (от 1-2 до 100-3000), Au/Hg (от 1 до 200-6500). Фациям глубинности интрузивов соответствуют фации глубинности и минеральные типы руд по составу продуктивной ассоциации: гипабиссальной фации ($P \sim 0.3-0.9-1$ кб; глубина формирования 1-3 км) - золото-антимонитовый с сульфидами Ag (андорит, аргентотеннантит, аргентотетраэдрит, рошинит, миаргирит, аргентит) и α -амальгамой Au (Кварцитовые Горки) и золото-галенит-сульфоантимонидовый с Ag-тетраэдритом, овихиитом (Бестюбе ..); мезоабиссальной ($P \sim 1-1.8$ кб; 3-7 км) - золото-галенитовый с сульфоантимонидами Pb и теллуридами Pb и Bi (Степняк, Восточный Жолымбет..) и сульфосолями Bi и сульфотеллуридами Bi (Ичке-Ульмес); абиссальной ($P \sim 2-3.6$ кб; 7-12 км) - золото-галенит-теллуридный и золото-теллуридный (Жолымбет, Северное и Южное Аксу, Жана-Тюбе).

Изотопный состав кислорода шеелита, минерала который наиболее устойчив к эпигенетическому изотопному обмену,

практически постоянен в описанных месторождениях: $\delta^{18}\text{O} = +4 \div +6\%$ SMOW. Это свидетельствует о глубинном метаморфогенном источнике рудоносных $\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2$ флюидов, которые сопровождали становление золотоносной инверсионной степнякит – тоналит – гранодиорит - адамеллитовой формации (Спиридонов, 1995).

Рудоносные гидротермы всех месторождений - растворы $\text{NaCl}-\text{KCl}-\text{MgCl}_2$ умеренной солёности $C_{\text{экв. NaCl}} = 6-17$, чаще $9-13$ мас. %. Сингенетичные $\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2$ и $\text{CO}_2-\text{H}_2\text{O}$ включения в ранних кварце, шеелите и карбонатах свидетельствуют о том, что процессы рудоотложения сопровождались вскипанием и дегазацией растворов при локальных тектонических подвижках. Концентрация CO_2 в растворах месторождений гипабиссальных $2-2.5$, мезоабиссальных $2.5-4.5$, абиссальных $5-7$ моль/кг раствора. Ранние кварц, карбонат и шеелит содержат ГЖВ с жидкой углекислотой. В рудных телах среди интрузивных пород углекислота в ГЖВ практически чистая. В рудных телах, локализованных в осадочных толщах, в ГЖВ углекислота с примесью метана. Максимальная концентрация метана до 2.5 моль/кг раствора установлена в ГЖВ в раннем кварце богатейшего месторождения Бестюбе гипабиссальной фации. В одном из наиболее глубинных месторождений золото-теллуридного типа – Жана-Тюбе ранний кварц содержит включения с жидкой H_2S ($P_{\text{H}_2\text{S}}$ до 2.5 кб).

Т начала отложения раннего жильного кварца в месторождениях гипабиссальных $310-305^\circ\text{C}$, мезоабиссальных $330-315^\circ\text{C}$, абиссальных $365-325^\circ\text{C}$. Минералы карбонат-полисульфидной и продуктивной ассоциаций отлагались из растворов того же состава, но менее солёных – $2-11\%$, чаще $4-8\%$. В этих минералах включения с жидкой углекислотой отсутствуют, т.е. процесс рудоотложения шёл при сильной дегазации, растворов с интенсивной потерей углекислоты, что могло быть причиной роста p , что могло быть причиной роста $p\text{H}$ растворов и одной из причин концентрированного отложения золота.

Температура гидротерм рудных тел среди разновозрастных интрузивов на $20-30^\circ\text{C}$ выше, чем рудных тел, удалённых от интрузивов. Вертикальные градиенты гидротерм $\sim 35^\circ\text{C}/\text{км}$ и ~ 0.3 кб/км, близки к средним для земной коры. Термобарический градиент рудоотложения изученных месторождений специфичен ~ 9.5 бар/град.

Отчётливо проявлены минеральные и геохимические фации руд по составу рудовмещающей среды. Рудные тела среди адамеллитов обогащены минералами V , среди Na гранитоидов бедны ими. Руды среди гранитоидов содержат галенит и/или сульфосоли Pb , алтаит PbTe , руды среди базитов – халькопирит, пирротин, ильменит, минералы Ni и Co , фробергит FeTe_2 ; бедные калием глинистые

сланцы замещены березитами с пирофиллитом; туфо-кремнистые микститы пикрит-фтанитового состава замещены зелёными березитами - микрокварцитами с хромфенгитом, обилие сульфидов и особо арсенопирита среди черносланцевых пород; дефицит сульфидов или их отсутствие в рудах среди крупных тел магматических пород..) и т.п.

Большинство месторождений имеют небольшие размеры по латерали (до 2х2 км) и существенную протяженность по вертикали (>0,5 - >2 км). Признаки глубоко проникающих месторождений - крайне слабо контрастная вертикальная зональность, развитие на глубоких горизонтах высоко серебристых блёклых руд (в гипабиссальных) и сильванита и золота невысокой пробы (в абиссальных месторождениях).

Работа выполнена при поддержке РФФИ (грант 16-05-00241).

ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНОЕ ИССЛЕДОВАНИЕ ФЛЮИДНЫХ ВКЛЮЧЕНИЙ В СИЛИКАТНОМ СТЕКЛЕ В ПРИСУТСТВИИ НИЗКОКОНЦЕНТРИРОВАННОГО ФЛЮИДА (T=1250°C, P=2 КБАР)

Н.И. Сук, А.Р. Котельников

*Институт экспериментальной минералогии РАН, Черноголовка
Московской обл., Россия, sukni@iem.ac.ru*

В настоящее время остается актуальным изучение процесса селективной концентрации рудного вещества в магматических системах. В данной работе представлены результаты изучения системы щелочной силикатный расплав – низкоконцентрированный водно-солевой (карбонатный, сульфатный, фторидный) флюид, а также распределения рудных элементов (Ba, Sr, REE) между сосуществующими фазами при T=1250°C и P=2 кбар. Опыты проводились в системе альбит – диопсид и альбит – нефелин с добавлением BaCO₃ и SrCO₃ (или SrO) или CaO, La₂O₃, CeO₂, Y₂O₃, Dy₂O₃ и флюидов (растворов: 1M Na₂SO₄, 1M Na₂CO₃ или 0.5M NaF) в заваренных платиновых ампулах на установке высокого газового давления с последующей закалкой. Образованное после опытов алюмосиликатное стекло анализировалось на сканирующем электронном микроскопе Tescan Vega II XMU (Tescan, Чехия). Водно-солевой флюид собирался и анализировался атомно-абсорбционным методом (на содержание Na, Sr и Ba), эмиссионным методом (на содержание Ca и Mg) и методом ICP-MS (на содержание REE).

Изученные системы относятся к многокомпонентным системам вода – соль P-Q типа – силикат [1, 2]. Это говорит о том, что при магматических параметрах флюидная фаза в этих системах может быть гетерогенной с образованием двух (или более) фаз.

Система силикатный расплав – водно-карбонатный флюид. В этих системах после опыта наблюдается алюмосиликатное стекло и низкоконцентрированный раствор. В образцах наблюдаются включения, содержащие флюидную фазу, которые вскрываются при полировке. В процессе опытов алюмосиликатный расплав существенно обогащается Na и обедняется Si и в небольшой степени Al, Ca и Mg по сравнению с исходным составом шихты.

В системах с Ba и Sr содержания Sr, Ba, Ca и Mg в растворе незначительны (не превышают сотых долей процента). BaO и SrO концентрируются в алюмосиликатном стекле. Наблюдается также микрокристаллическая фаза, вероятно, состоящая из карбонатов этих элементов. Полученные данные позволяют оценить коэффициенты разделения силикатный расплав/раствор: значения $\lg K_D$ ($K_D=(C_i)^L/(C_i)^fl$)

элементов свидетельствуют о том, что Ba, Sr, Ca и Mg преимущественно обогащают силикатный расплав относительно флюида (рис. 1а).

В системах, содержащих редкоземельные элементы, их концентрации в стекле достаточно высоки. Наблюдается также микрокристаллическая фаза, которая, вероятно, образовалась во время закалики. Поэтому состав стекла определялся расширенным зондом. Содержания редкоземельных элементов в растворе составляют (мас.%): 0.00068 для La, 0.00048 для Ce, 0.00063 для Y, 0.00034 для Dy. Оценки коэффициентов разделения силикатный расплав/раствор ($\lg K_D$) представлены на рис. 1б.

Система силикатный расплав – водно-фторидный флюид. Проанализированы сосуществующие фазы расплава и водного раствора. Содержания REE (La, Ce, Y, Dy) в растворе низки (соответственно 0.00008, 0.00022, 0.00031, 0.00009 мас.%). В стекле содержания REE существенно выше. Наблюдается мелкокристаллическая фаза, состоящая, по-видимому, из силикатов и фторидов этих элементов. Полученные данные позволяют примерно оценить коэффициенты разделения силикатный расплав/раствор (рис. 1б).

Исследование распределения Sr и Ba между фазами в аналогичных системах показывает, что силикатный расплав отличается высокими содержаниями этих элементов: в среднем 2.25 мас.% SrO и 4.39 мас.% BaO, а фторидная флюидная фаза – существенно более низкими (0.34 мас.% Sr, 0.64 мас.% Ba). Оценки коэффициентов разделения силикатный расплав/раствор ($\lg K_D$ элементов) представлены на рис. 1а.

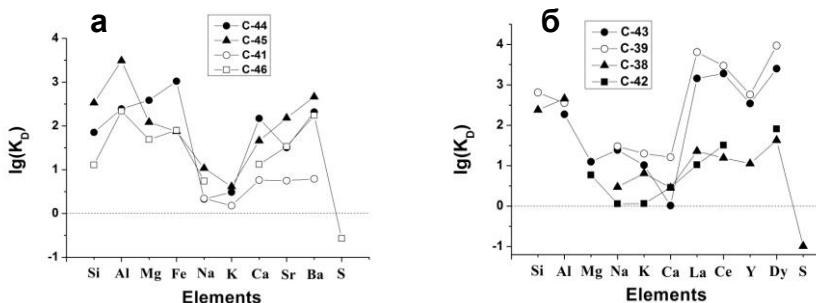


Рис. 1. Оценки коэффициентов разделения элементов ($\lg K_D$) между силикатным расплавом и раствором. C-43, C-44, C-45 – системы с карбонатным флюидом; C-39, C-41 – системы с фторидным флюидом; C-38, C-42, C-46 – системы с сульфатным флюидом.

Система силикатный расплав – водно-сульфатный флюид.

В этих системах при параметрах экспериментов наблюдается существование трех фаз: алюмосиликатный расплав, низкоконцентрированная водная фаза, а также сульфатный расплав, образующий капли в силикатной матрице. Это свидетельствует о том, что флюид при данных параметрах находился в гетерогенном состоянии.

В этих системах, содержащих REE, ни сульфатная фаза, ни низкоконцентрированный водно-сульфатный флюид не содержат значительных концентраций редких элементов, которые концентрируются в расплаве, а также в мелкокристаллической фазе, содержащейся в силикатном расплаве. В растворе содержания REE низки и не превышают сотых процента. Оценки коэффициентов разделения силикатный расплав/раствор (lgK_D элементов) представлены на рис. 16.

В системах, содержащих Ba и Sr, в растворе их содержание незначительно (~0.020 и 0.057 мас.% соответственно). В стекле средние содержания BaO составляют 2.97-3.93 мас.%, а SrO – 2.22-2.30 мас.%. Иногда присутствуют также кристаллы диопсида. В каплях наблюдается неоднородность, которая выражается в присутствии кристаллических выделений сульфата бария и стронция, находящихся в матрице, имеющей щелочной состав (сульфат натрия). Валовые составы капель характеризуются средними содержаниями BaO 14.06-16.47 мас.%, а SrO – 5.29-7.65 мас.%. Именно сульфатная фаза и является концентратором Sr и Ba. Коэффициент разделения сульфатная фаза/силикатный расплав для Sr в среднем составляет 2.3-3.45, а для Ba – 4.2-4.7. Оценки коэффициентов разделения силикатный расплав/раствор (lgK_D элементов) представлены на рис. 1а. Полученные результаты свидетельствуют об эффективности сульфатной рудной экстракции для извлечения из расплава таких рудных элементов, как Sr и Ba.

Полученные данные подтверждают недостаточно эффективную роль низкоконцентрированных растворов в формировании рудных месторождений, в то время как важную рудогенерирующую роль приобретают плотные солевые фазы, возникающие при развитии жидкостной неоднородности флюидно-магматических систем.

1. Валяшко В.М. Фазовые равновесия и свойства гидротермальных систем. М.: «Наука», 1990. 270 с.
2. Равич М.И. Водно-солевые системы при повышенных температурах и давлениях. М.: «Наука», 1974.

КАТУГИНСКИЙ МАССИВ И КАТУГИНСКОЕ РЕДКОМЕТАЛЬНОЕ МЕСТОРОЖДЕНИЕ: ОБРАЗОВАНИЕ, ПРЕОБРАЗОВАНИЕ, ВОЗРАСТ (АЛДАНСКИЙ ЩИТ)

Е.В. Толмачева¹, А.Б. Котов¹, Е.Б. Сальникова¹, С.Д. Великославинский¹, Н.С Бискэ²

¹*Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, Санкт-Петербург.*

²*Институт геологии, Карельский научный центр РАН, Петрозаводск.*

Катугинский массив расположен в южной части Чаро-Олекминского геоблока Алданского щита, в непосредственной близости от Станового структурного шва. Участки массива, наиболее обогащенные редкометальными минералами, рассматриваются как Катугинское редкометальное месторождение – одно из самых крупных докембрийских редкометальных Ta-Nb-Zr месторождений мира [1]. Контакты массива с вмещающими породами тектонические. Состав массива соответствует щелочным гранитам. Происхождение массива и связанного с ним месторождения дискуссионны. В настоящее время рассматриваются две модели их образования: метасоматическая и магматическая.

Проведенными нами исследованиями установлено, что Катугинский массив содержит три генерации цирконов разного возраста, с разными включениями минералообразующих сред, различными морфологическими особенностями и с разным составом.

Наиболее распространен интенсивно окрашенный розово-сиреневый короткопризматический циркон - Zr 1. В массиве он представлен рассеянной вкрапленностью. В пределах месторождения, кроме вкрапленности, наблюдаются его линзовидные скопления размером до 0.5м³ (в ассоциации с пироклором, колумбитом, эгирином, арфведсонитом и плагиоклазом (№28-32). Zr 1 содержит многочисленные первичные полностью раскристаллизованные расплавные включения (РВ), размером от 1-5 до 20 мкм, располагающиеся азонально или в зонах роста, что свидетельствует об их первичности. Кристаллические фазы в РВ: кварц, полевые шпаты, пироклор и колумбит. Около трети РВ декрепитированы. Сохранившиеся РВ гомогенизируются в температурном интервале 760-780°С. Аналогичные РВ наблюдаются в плагиоклазе и арфведсоните, но все они декрепитированы. Присутствие первичных РВ однозначно доказывает, что Катугинский массив и месторождение имеют магматическую природу. Их возраст составляет 2065 млн.лет (U-Pb метод, TIMS) [4]. Судя по результатам газовой хроматографии

магматических цирконов с Pb, массив был исключительно флюидонасыщенным (320-510 мм³ флюида на 100 мг. навески). Флюид был углекисотно-водным и содержал в виде примесей CH₄, H₂S, SO₂, Cl и F.

Zr 1 часто интенсивно корродирован и представлен ядрами, на которых наблюдаются широкие бесцветные оболочки циркона: Zr 2. Последний содержит исключительно с флюидные включения (ФВ), что свидетельствует об их образовании при метаморфизме массива. Возраст метаморфического Zr 2, составляет 1950 млн.лет (U-Pb метод, TIMS) [3], что соответствует возрасту раннедокембрийского метаморфизма в зоне Станового структурного шва [2]. Плохая сохранность ФВ в Zr 2 не позволяет надежно определить параметры метаморфизма, но массовая декрепитация сохранившихся ФВ при нагревании в температурном интервале 550-650°C позволяет предположить близость этих температур температурам метаморфизма. Судя по сохранившимся наиболее мелким (1-3 мкм) включениям, состав метаморфического флюида был преимущественно высококонцентрированным водно-солевым (\pm NaCl и др. соли). По-видимому, он был насыщен кремнезёмом и натрием, так как в Zr 2 часто наблюдаются включения крупных зерен кварца и альбита.

Поверхность зерен Zr 2 корродированна, что, вместе с плохой сохранностью ФВ, позволяет предположить проявление еще более позднего термального процесса. Об этом же свидетельствует рассеянная вкрапленность идиоморфных, бесцветных, мелких (размером 30-60 мкм) цирконов: Zr 3. Он также наблюдается в виде идиоморфных наростов на Zr 1 и Zr 2 и тонких внешних оболочек на метаморфических Zr 2. Возраст Zr 3 составляет 1850 млн.лет (U-Pb метод, TIMS) [3]. В Zr 3 также наблюдаются только ФВ, что позволяет предположить проявлении второго наложенного термального процесса метаморфической природы, связанного, возможно, с внедрением крупных массивов гранитов кодарского комплекса [5]. Zr 3 сингенетичен с наиболее поздним кварцем, содержащим аналогичные флюидные включения: низкоконцентрированные водно-углекислотные, реже углекислотные высокоплотные включения. Судя по результатам газовой хроматографии этого кварца, флюид повторного метаморфизма, также как флюид более раннего метаморфизма, состоял преимущественно из воды и углекислоты, но содержал иную примесь: CO, NH₃ и NO₂.

Выводы. Щелочные граниты Катугинского массива и связанное с ними месторождение имеют магматическую природу. После образования они подверглись двум разновозрастным этапам

метаморфизма, которые привели к интенсивной их перекристаллизации, почти полному уничтожению первичных магматических текстур и структур и формированию метасоматических текстур и структур. В процессах метаморфизма происходило образование в гранитах и в пределах месторождения новых редкометальных минералов: циркона второй и третьей генераций, криолита, флюорита, гагаринита и др. с исключительно ФВ.

1. Архангельская В.В., Ю.В.Быков, Р.Н.Володин и др. Удоканское медное и Катугинское редкометальное месторождения в Читинской области России. Чита, 2004. 520 с.
2. Глебовицкий В.А., Котов А.Б., Сальникова Е.Б. и др. Гранулитовые комплексы Джугджуро-Становой складчатой области и Пристанового пояса: возраст, условия и геодинамические обстановки проявления метаморфизма // Геотектоника. 2009, № 4. С. 3-15.
3. Котов А.Б., Толмачева Е.В., Сальникова Е.Б., Великославинский С.Д., Гладкочуб Д.П., Склярёв Е.В., Донская Т.В., Прокопов Н.С. Новые данные об условиях формирования и преобразования редкометальных щелочных гранитов Катугинского массива // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту): Материалы совещания. Вып. 13.-Иркутск: Институт земной коры СО РАН, 2005. С. 125-126.
4. Ларин А.М., Котов А.Б., Сальникова Е.Б., Коваленко В.И., Ковач В.П. Яковлева С.З., Бережная Н.Г., Иванов В.Э. О возрасте Катугинского Та-Nb месторождения (Алдано-Становой щит): к проблеме выделения новой глобальной редкометальной металлогенической эпохи // ДАН, 2002. Т. 383, № 6. С. 807-811.
5. Ларин А.М., Котов А.Б., Сальникова Е.Б. и др. Новые данные о возрасте гранитов Кодарского и Тукурингского комплексов, Восточная Сибирь: геодинамические следствия // Петрология, 2000. № 3. С. 267-279.

РАСПЛАВНЫЕ ВКЛЮЧЕНИЯ В МИНЕРАЛАХ ИЗ ПОРОД ХАСУРТИНСКОГО МАССИВА (ЗАПАДНОЕ ЗАБАЙКАЛЬЕ)

Б.Ц.Цыренов

Геологический институт СО РАН, Улан-Удэ, Россия,

tsyrenov@mail.ru

На территории Забайкалья позднепалеозойские гранитоиды распространены довольно широко, их общая площадь превышает 200 тыс. км². Благодаря изотопным геохронологическим исследованиям, которые интенсивно проводятся с середины 1990-х годов, выявлено, что внедрение различных по составу магм перекрываются во времени полностью или частично [1]. Вопросы о причинах такого разнообразия магм, на сегодняшний день, остаются открытыми. Выявление этих причин не возможно без всестороннего исследования пород отдельных массивов. С целью выяснения условий кристаллизации нами изучены расплавные включения в цирконах из монцонитов (Хасуртинский массив), представляющих наиболее основные по составу разновидности пород Ангаро-Витимского батолита [2]. Циркон был выбран по двум причинам: во-первых минерал устойчив к вторичным процессам изменения, т.е. хорошо сохраняет расплавные включения неизменными; во-вторых минерал необходим для изотопных исследований.

Хасуртинский массив расположен в междуречье Курбы и Уды. В целом в массиве преобладают монцониты и кварцевые сиениты, слагающие восточную и центральную части плутона, тогда как граносиениты имеют ограниченное распространение и приурочены к его западной части. Содержание Uв цирконах изменяется от 332 до 664 г/т, Th/U отношения от 1 до 0.69, что характерно для минералов магматического генезиса. Кроме того, в кристаллах циркона рассматриваемого массива присутствует большое количество разнообразных включений. Здесь наблюдаются, вероятно, газовой-жидкие, твердофазные (мономинеральные и агрегат минералов). Для диагностики первичных расплавных включений по общепринятым критериям были отобраны кристаллы циркона, содержащие полиминеральные агрегаты. Затем включения были выведены на поверхность и проанализированы с помощью электронного сканирующего микроскопа (LEO 1430 VP), оснащенного энергодисперсионным спектрометром INCAEnergy. В этих включениях были идентифицированы: кварц, полевой шпат (рис 1), плагиоклаз, апатит, мусковит (табл 1.). Подобные по морфологии и внутреннему строению включения были взяты на термометрические эксперименты. В общей сложности проведено 31 экспериментов по

закалочной методике. В результате экспериментов было выявлено, что ряд включений (мелкие размером менее 10 μm) испытали плавление при температуре 780 $^{\circ}\text{C}$, в более крупных (более 10 μm) плавление происходило при температуре более 900 $^{\circ}\text{C}$ с образованием пузырька, который не растворился при более высокой температуре (1100 $^{\circ}\text{C}$) и выдержке 2ч. (рис 2). С помощью электронного микроскопа был изучен состав трех гомогенизированных включений (рис 3). Как видно из таблицы 2 состав расплава, из которого кристаллизовался циркон, был более кислым по отношению к монцонитам и содержал больше Na и K, причем последний преобладает. Вопрос о том, что является ли расплав во включениях остаточным или нет, считаем открытым, поскольку не до конца ясно на каком этапе формирования пород массива кристаллизовался циркон.

Проведенные исследования позволяют сделать следующие основные выводы: температура кристаллизации пород Хасуртинского массива (монцонитов) была выше 900 $^{\circ}\text{C}$; монцониты представляют собой кумулат из кислого («сиенитового») расплава; высокое содержание Na и K при преобладании последнего подтверждает ранее выдвинутое предположение о принадлежности монцонитов к шошонитовой серии [1].

Рис 1. Негомогенизированные включения в цирконе



Таблица 1. Состав фаз во включении (рис. 1)

Точки анализа	1	2	3	4	5	6	7
SiO ₂	79,51	59,15	34,43	39,72	87,1	65,28	32,01
TiO ₂		1,73					
Al ₂ O ₃	17,42	29,39			1,41	18,61	
FeO		3,18					
CaO	1,58		40,3	19,74			
Na ₂ O	7,76	1,26				0,4	
K ₂ O	1,96	10,2			0,53	16,35	
P ₂ O ₅				16,86			
ZrO ₂			4,25	10,25	1,3		66,14
F		1,06	40,49	3,68			
Сумма	108,23	105,96	119,47	90,25	90,34	100,65	98,16

Рис 2. Расплавное включение в проходящем свете
 а) при $t = 800^{\circ}\text{C}$ б) при $t = 920^{\circ}\text{C}$

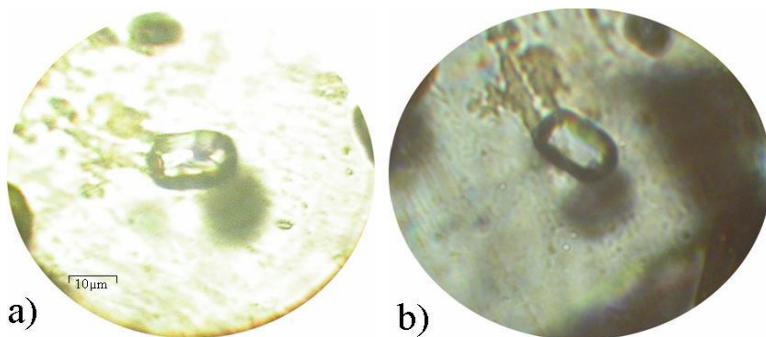


Рис. 3. Гомогенизированные расплавные включения в цирконе

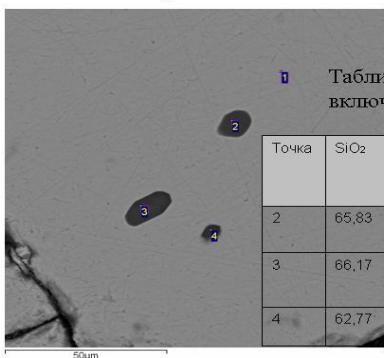


Таблица 2. Состав гомогенизированных расплавных включений в цирконе

Точка	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	Cl	Сумма
2	65,83	0,55	14,11	0,59	0,99	3,21	6,38	0,46	92,13
3	66,17	0	14,11	1,22	0,81	3,28	6,75	0,51	92,85
4	62,77	0,57	12,62	0,9	1,05	2	5,57	0,4	85,87

1. Цыганков А.А., Литвиновский Б.А., Джань Б.М. и др. Последовательность магматических событий на позднепалеозойском этапе магматизма Забайкалья

(результаты U-Pb изотопного датирования) // Геология и геофизика. 2010. Т. 51. № 9. С. 1249-1276.

2. Цыганков А. А., Матуков Д. И., Бережная Н. Г., Ларионов А. Н., Посохов В. Ф., Цыренов Б. Ц., Хромов А. А., Сергеев С. А. Источники магм и этапы становления позднепалеозойских гранитоидов Западного Забайкалья // Геология и геофизика. 2007, т.48, № 1, С.156-180.

СКАНДИЕВЫЕ ФАЗЫ ВО ВКЛЮЧЕНИЯХ В ОЛИВИНЕ КАРБОНАТИТОВ КОВДОРСКОГО МАССИВА, КОЛЬСКИЙ ПОЛУОСТРОВ

В.В. Шарыгин

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

Ковдорский массив является классическим проявлением фоскоритов и карбонатитов как на Кольском полуострове, так и в мире [2]. Следует отметить, что в породах Ковдора ранее описывались полиминеральные/расплавные включения в минералах силикатных пород [4] и полиминеральные включения в магнетите из фоскоритов и карбонатитов [5]. Мы решили продолжить эти исследования использовали коллекцию карбонатитов и апатит-магнетитовых руд Ковдорского массива, собранную в течение экскурсии на щелочной конференции в Апатитах (август 2015). Были изучены полиминеральные включения в минералах карбонатитов и апатит-магнетитовых руд (магнетит, оливин, бадделейт, апатит). Результаты исследований оказались очень интересными. Полиминеральные включения в магнетите (первичные/вторичные ?) имеют существенно карбонатный состав с незначительной долей силикатов, оксидов и сульфидов. В магнетите были обнаружены следующие карбонаты: К-шортит, ньеререит, доломит, кальцит, магнезит, эйтелит, нортупит, бредлейт и др. Полный список минеральных фаз, выявленных во включениях в магнетите, представлен в табл. 1.

Табл. 1. Список минеральных фаз, выявленных во включениях в магнетите Ковдора.

Mineral	Formula	Mineral	Formula
Sylvite	KCl	Nyerereite	$\text{Na}_2\text{Ca}(\text{CO}_3)_2$
Halite	NaCl	Fairchildite	$\text{K}_2\text{Ca}(\text{CO}_3)_2$
Pyrrhotite	Fe_{1-x}S	Eitelite	$\text{Na}_2\text{Mg}(\text{CO}_3)_2$
Sphalerite	ZnS	Shortite	$\text{Na}_2\text{Ca}_2(\text{CO}_3)_3$
Galena	PbS	Burbankite	$(\text{Na}, \text{Ca})_3(\text{Sr}, \text{Ca}, \text{REE}, \text{Ba})_2(\text{CO}_3)_5$
Djerfisherite	$\text{K}_6(\text{Fe}, \text{Cu}, \text{Ni})_{25}\text{S}_{26}\text{Cl}$	Khanneshite	$(\text{Na}, \text{Ca})_3(\text{Ba}, \text{Sr}, \text{REE}, \text{Ca})_2(\text{CO}_3)_5$
Vallerite	$4(\text{Fe}, \text{Cu})\text{S} \cdot 3(\text{Mg}, \text{Al})(\text{OH})_2$	Northupite	$\text{Na}_3\text{Mg}(\text{CO}_3)_2\text{Cl}$
Baddeleyite	ZrO_2	Tychite	$\text{Na}_6\text{Mg}_2(\text{SO}_4)(\text{CO}_3)_4$
Ilmenite	FeTiO_3	Bradleyite	$\text{Na}_3\text{Mg}(\text{PO}_4)(\text{CO}_3)$
Pyrophanite	MnTiO_3	<i>K-Na-Mg-F-carbonate</i>	$(\text{Na}, \text{K})\text{Mg}(\text{CO}_3)\text{F}$
Geikelite	MgTiO_3	Hydrotalcite	$\text{Mg}_6\text{Al}_2(\text{CO}_3)(\text{OH})_{16} \cdot 4(\text{H}_2\text{O})$
Perovskite	CaTiO_3	Quintinite	$\text{Mg}_4\text{Al}_2(\text{CO}_3)(\text{OH})_{12} \cdot 3\text{H}_2\text{O}$

Spinel	MgAl ₂ O ₄	Thenardite	Na ₂ (SO ₄)
Ulvospinel	Fe ₂ TiO ₄	Fluorapatite	Ca ₅ (PO ₄) ₃ F
Zirconolite	CaZr(Ti,Nb) ₂ O ₇	Hydroxylapatite	Ca ₅ (PO ₄) ₃ (OH)
Pyrochlore	CaNaNb ₂ O ₆ F	<i>Sc-bearing phases</i>	NaSc ₄ NbO ₉ -Na ₂ Sc ₃ NbO ₈ , (Sc,Ca)PO ₄
Brucite	Mg(OH) ₂	Forsterite	(Mg,Fe) ₂ SiO ₄
Diaspore (Boehmite)	AlO(OH)	Humite	(Mg,Fe) ₇ (SiO ₄) ₃ (F,OH) ₂
<i>Warwickite</i> ?	(Mg,Ti,Fe,Al) ₂ (BO ₃)O	Clinohumite	(Mg,Fe) ₉ (SiO ₄) ₄ (F,OH) ₂
Calcite	Ca(CO ₃)	Phlogopite	KMg ₃ (AlSi ₃ O ₁₀)(OH) ₂
Magnesite	Mg(CO ₃)	Tetraferriphlogopite	KMg ₃ (FeSi ₃ O ₁₀)(OH) ₂
Witherite	Ba(CO ₃)	Kinoshitalite	BaMg ₅ (Al ₂ Si ₂ O ₁₀)(OH) ₂
Strontianite	Sr(CO ₃)	Serpentine	(Mg,Fe) ₃ Si ₂ O ₅ (OH) ₄
Dolomite	CaMg(CO ₃) ₂	Clinochlore	(Mg,Fe) ₅ Al(AlSi ₃ O ₁₀)(OH) ₈
Norsethite	BaMg(CO ₃) ₂	<i>Na-Al-Mg-F-silicate</i>	Na ₂ Mg ₉ Al ₄ Si ₃ O ₃₀ F

В таблице использованы данные по [5]. Слабо идентифицированные фазы выделены курсивом.

Помимо магнетита, вторичные полиминеральные (расплавные ?) включения, образующие трассирующие цепочки в минерале-хозяине, были выявлены в оливине и бадделеите. Они также имеют преимущественно карбонатный состав. Первичные (?) включения во фтор-гидроксилапатите являются газовой-жидкими (водный раствор + газовый пузырек + дочерние фазы). Следует отметить, что на данный момент пока трудно интерпретировать генезис всех этих включений, поскольку в некоторых полиминеральных включениях присутствуют фазы с высокими содержаниями воды (минералы группы гидроталькита, брусит и др.). Скорее всего, их появление следует связывать с поздне-магматическими или пост-магматическими этапами формирования пород. Однако можно предположить, что именно существенно карбонатный состав поздних расплавов-рассолов, по-видимому, активно способствовал формированию апатит-магнетитовых руд Ковдора.

В одном из вторичных включений в оливине из кальцит-магнетитовых пород были обнаружены субмикронные скандиевые фазы (Рис. 1), одна из которых представлена Ca-Sc-фосфатом, а две другие - Na-Sc-Nb-оксидами, при этом последние являются более ранними фазами. Из-за сверхмалых размеров идентификация этих фаз проводилась не только по энерго-дисперсионным спектрам, но и по элементным картам. Интересно заметить, что породы Ковдора в целом характеризуются достаточно высокими концентрациями скандия, но на данный момент на этом массиве пока обнаружен лишь

один Sc-минерал - ёнаит $\text{CaMgSc}(\text{PO}_4)_2(\text{OH})\cdot 4\text{H}_2\text{O}$ - в кальцит-доломитовых карбонатах [1, 3]. Наши исследования включений показывают, что помимо фосфатов возможны и оксидные формы концентрирования скандия.

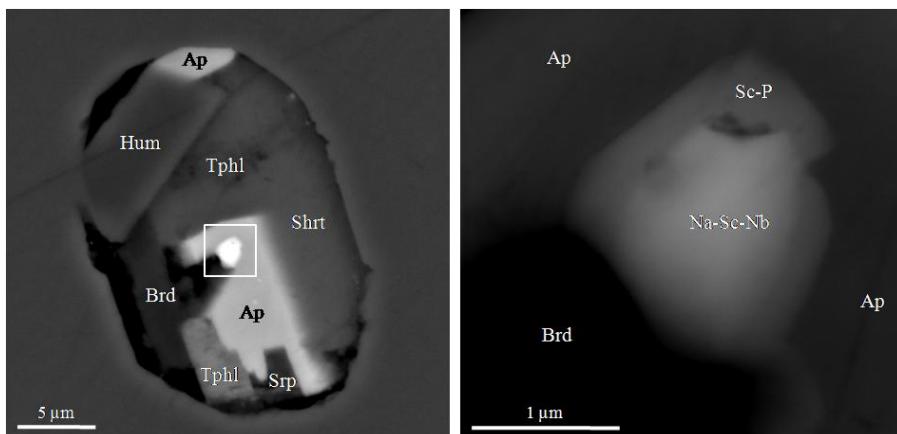


Рис. 1. Вторичное полиминеральное (расплавное ?) включение в оливине карбонатов Ковдора (BSE фотографии). Символы: Hum – гумит-клиногумит; Ap – фтор-гидроксилапатит; Shrt – К-шортит (ньеререйт ?); Tphl – тетраферрифлогопит; Brd – бреддеит; Srp – серпентин; Na-Sc-Nb - Na-Sc-Nb-оксиды, предположительно $\text{NaSc}_4\text{NbO}_9\text{-Na}_2\text{Sc}_3\text{NbO}_8$; Sc-P – $(\text{Sc,Ca})\text{PO}_4$.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (грант 14-05-00391).

1. Лиферович Р.П., Яковенчук В.Н., Пахомовский Я.А., Богданова А.Н., Бритвин С.Н. Ёнаит - новый минерал скандия из кальцит-доломитовых карбонатов Ковдорского массива // ЗРМО. Ч. 126. № 4. С. 80-88.
2. Krasnova N.I., Balaganskaya E.G., Garsia D. Kovdor – classic phoscorites and carbonatites // In: Wall F., Zaitsev A.N. (Eds.), Phoscorites and Carbonatites from Mantle to Mine: The Key Example of the Kola Alkaline Province. Mineralogical Society Series, London. 2004. V. 10. P. 99-132.
3. Liferovich R.P., Subbotin V.V., Pakhomovsky Y.A., Lyalina M.F. A new type of scandium mineralization in phoscorites and carbonatites of the Kovdor Massif, Russia // Canadian Mineralogist. 1998. V. 36. P. 971-980.
4. 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. P. 2015–2031.
5. Zaitsev A.N., Kamenetsky V.S., Chakhmouradian A.R. Magnetite-hosted multiphase inclusions in phoscorites and carbonatites of the Kovdor complex, Kola alkaline province // XXXII International Conference "Alkaline Magmatism of the Earth and related strategic metal deposits", Apatity, Russia. 2015. P. 144-145.

ПОЛИФАЗНЫЕ ВКЛЮЧЕНИЯ В МИНЕРАЛАХ КАРБОНАТИТОВ БЕЛОЗИМИНСКОГО ЩЕЛОЧНОГО КОМПЛЕКСА, ВОСТОЧНЫЙ САЯН

В.В. Шарыгин¹, А.Г. Дорошкевич^{1,2}

¹ *Институт геологии и минералогии им.В.С.Соболева СО РАН,
Новосибирск, Россия, sharygin@igm.nsc.ru*

² *Геологический институт СО РАН, Улан-Удэ, Россия,
doroshkevich@igm.nsc.ru*

Восточно-Саянская провинция ультраосновных щелочных пород и карбонатитов характеризуется достаточно высокой концентрацией месторождений, содержащих Nb, Ta, REE, U, Pb, Zn и P. Пироклорсодержащие карбонатиты массива Белая Зима являются одним из крупных месторождений Nb в данном регионе. Следует отметить, что силикатные породы и карбонатиты этого массива неоднократно изучались методами термобарогеохимии [1-4]. В данной работе мы приводим новые данные по фазовому составу полиминеральных и расплавных включений в главных минералах сёвитов, оливинсодержащих карбонатитов массива Белая Зима. Идентификация фаз во включениях проводилась по энерго-дисперсионным спектрам и элементным картам.

Обильные полифазные включения были выявлены в пироклоре и магнетите, реже они присутствуют во фторапатите. В пироклоре и магнетите они расположены хаотично, не приурочены к каким-либо зонам роста минерала-хозяина и их размер обычно не превышает 100 мкм. В этих включениях помимо главных фаз карбонатита (кальцит, доломит, фторапатит, пироклор, тетраферрифлогопит, магнетит, пирротин) был выявлен очень широкий спектр минералов, концентрирующих Zr, Nb, REE, Th и Sr: бадделиит, Nb-цирконолит, катаплеит, колумбит, стронцианит, анкилит-(Ce), «ильменорутил» (Рис. 1). Высоконатровые Zr-силикаты, катаплеит $\text{Na}_2\text{Zr}(\text{Si}_3\text{O}_9)\cdot 2\text{H}_2\text{O}$ и хилариит $\text{Na}_2\text{Zr}(\text{Si}_3\text{O}_9)\cdot 3\text{H}_2\text{O}$, были ранее обнаружены в кальцит-доломитовых карбонатитах Белой Зимы [6]. Они характерны для поздних агапитовых ассоциаций крупных щелочных комплексов.

В частично серпентинизированном оливине были обнаружены как одиночные минеральные включения (тетраферрифлогопит, фторапатит и др.), так и вторичные расплавные (?) включения. Последние образуют трассирующие цепочки в минерале-хозяине. Размер индивидуальных включений редко превышает 10 мкм, и они имеют силикатно-карбонатный состав. В них обнаружены простые карбонаты (кальцит, доломит), Na-Ca-карбонаты (в основном, шортит), Ba-Sr-Ca-карбонаты (олекминскит и др.), нортупит, бредлиит,

тетраферрифлогопит, гумит-клиногумит, пироклор, магнетит и сульфиды (алабандин, сфалерит) (Рис. 2). В целом, их фазовый состав отражает особенности эволюции карбонатитов Белозиминского массива на их поздних стадиях кристаллизации, а именно обогащение щелочами и летучими компонентами (Cl, F и др.). Следует отметить, что включения подобного состава были недавно обнаружены в карбонатитах, фоскоритах и апатит-магнетитовых рудах Ковдорского массива [5].

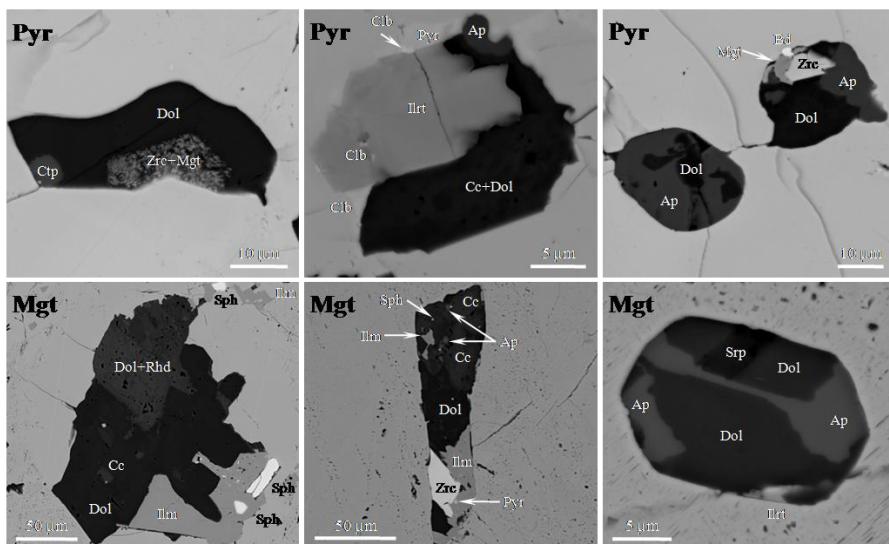


Рис. 1. Полиминеральные включения в пироклоре и магнетите сёвита, Белозиминский щелочной массив (BSE фотографии). Символы: Pyr – пироклор; Dol – доломит; Cc – кальцит; Bd – бадделеит; Ctp – катаплеит; Zrc – Nb-цирконолит; Mgt – магнетит; Clb – колумбит; Ilm – ильменит; Ilrt – «ильменорутит»; Ap – гидроксил-фторапатит; Rhd – родохрозит; Sph – сфалерит; Srp – серпентин.

Детальное минералого-петрографическое изучение поздних ассоциаций в сёвитах Белозиминского массива, а именно в кальцит-доломитовой части, также свидетельствует об их высоконатровой природе. Были выявлены сложные карбонаты, содержащие щелочи, REE, Ba и Sr: баритокальцит, бурбанкит-(Ce), анкилит-(Ce) и олекминскит. Также в качестве поздних фаз в этих карбонатитах присутствуют Na-Mg-Fe-амфиболы (магнезиоарфведсонит и др.) [6] и

эгирин, локальные зоны которого иногда обогащены ZrO_2 (до 3.8 мас.%).

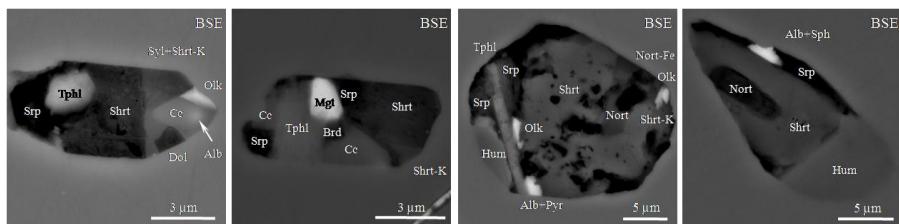


Рис. 2. Вторичные включения силикат-карбонатного состава в оливине сёвита, Белозиминский щелочной массив (BSE фотографии). Символы: Tphl – тетраферрифлогопит; Shrt – шортит; Shrt-K – шортит калиевый; Olk – Ba-Sr-Ca-карбонаты (олекинсит и др.); Syl – сильвин; Alb – алабандин; Brd – бредлеит; Hum – гумит-клиногумит; Nort - нортупит; Nort-Fe – Fe-аналог нортупита; остальные символы смотри Рис.1.

Работа выполнена при поддержке РФФ (грант 15-17-20036).

1. Андреева И.А. Карбонатитовые расплавы в оливине и магнетите из редкометалльных карбонатитов щелочного карбонатитового комплекса Белая Зима (Восточный Саян, Россия) // ДАН. 2014. Т. 455. № 3. С. 562-566.
2. Андреева И.А., Коваленко В.И., Кононкова Н.Н. Химический состав магмы (расплавных включений) мелилитсодержащего нефелинита карбонатитового комплекса Белая Зима, Восточный Саян // ДАН. 2004. Т. 394. № 4. С. 518-522.
3. Андреева И.А., Коваленко В.И., Никифоров А.В., Кононкова Н.Н. Состав магм, условия образования и генезис карбонатсодержащих ийолитов и карбонатитов щелочного карбонатитового комплекса Белая Зима, Восточный Саян // Петрология. 2007. Т. 15. № 6. С. 594-619.
4. Панина Л.И., Подгорных Н.М. Включения расплавов в минералах карбонатитов Белозиминского массива // ДАН СССР. 1975. Т. 233. № 6. С. 1447-1450.
5. Zaitsev A.N., Kamenetsky V.S., Chakhmouradian A.R. Magnetite-hosted multiphase inclusions in phoscorites and carbonatites of the Kovdor complex, Kola alkaline province // XXXII International Conference "Alkaline Magmatism of the Earth and related strategic metal deposits", Apatity, Russia. 2015. P. 144-145.
6. Doroshkevich A.G., Veksler I.V., Izbrodin I.A., Ripp G.S., Khromova E.A., Posokhov V.F., Travin A.V., Vladykin N.V. Stable isotope composition of minerals in the Belaya Zima plutonic complex, Russia: Implications for the sources of the parental magma and metasomatizing fluids // Journal of Asian Earth Sciences. 2016. V. 116. P. 81–96.

Na-Sr-Ba-REE-КАРБОНАТЫ И ФОСФАТЫ В МИНЕРАЛАХ КАРБОНАТИТОВ ЧУКТУКОНСКОГО МАССИВА, ЧАДОБЕЦКОЕ ПОДНЯТИЕ, КРАСНОЯРСКИЙ КРАЙ

В.В. Шарыгин¹, А.Г. Дорошкевич^{1,2}, Д.А.Чеботарев¹

¹ *Институт геологии и минералогии им.В.С.Соболева СО РАН, Новосибирск, Россия, sharygin@igm.nsc.ru, chebotarev@igm.nsc.ru*

² *Геологический институт СО РАН, Улан-Удэ, Россия, doroshkevich@igm.nsc.ru*

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 [1-3]. Главными интрузивными породами Чуктуконского массива являются карбонатиты, слагающие штокообразные тела размером до 1,2x0,7 км, штокверки жил и прожилки различной мощности в терригенных и терригенно-карбонатных верхнепротерозойских отложениях. Основным минералом карбонатитов является кальцит, второстепенными и акцессорными - доломит, пиррохлор, Nb-рутил, риппит $K_2(Nb,Ti)_2(Si_4O_{12})O(O,F)$ [4-5], тайниолит, фторапатит, калишпат, олекминскит, сульфиды (в основном, пирит), флюорит, анкилит-(Ce) и, возможно, кварц. Породы подверглись различной степени постмагматическим (гидротермальным) изменениям, вплоть до образования кор выветривания. Это привело к появлению в карбонатитах кварца, барита, гётита, псиломелана (романешит ± голландит), франколита (карбонатфторапатит), паризита-(Ce), синхизита-(Ce), монацита-(Ce), флоренсита-(Ce), эгирина и Ba-Sr-гидропиррохлора. Детальное изучение микровключений в минералах карбонатитов Чуктукона показало, что спектр минералов, содержащих Na, REE, Sr и Ba, гораздо шире и охватывает не только карбонаты, но и фосфаты (Рис. 1). Данное сообщение посвящено описанию кристаллических фаз, выявленных во фторапатите и кальците из слабо измененных участков карбонатитов Чуктуконского массива.

Некоторые из этих фаз нам пока не удалось четко идентифицировать из-за малых размеров. В зернах акцессорного фторапатита (SiO_2 – 0.4-0.5; SrO- 2.1-2.3; F – 3.3-3.9 мас.%) были обнаружены многочисленные сосуществующие включения: флюидные, газово-жидкие и кристаллические. Хаотичное распределение флюидных и газово-жидких включений, скорее всего, свидетельствует об их вторичном происхождении по отношению к минералу-хозяину. В составе кристаллических включений были выявлены Nb-рутил, разнообразные карбонаты и фосфаты, барит, стронцианит и голландит (рис. 1).

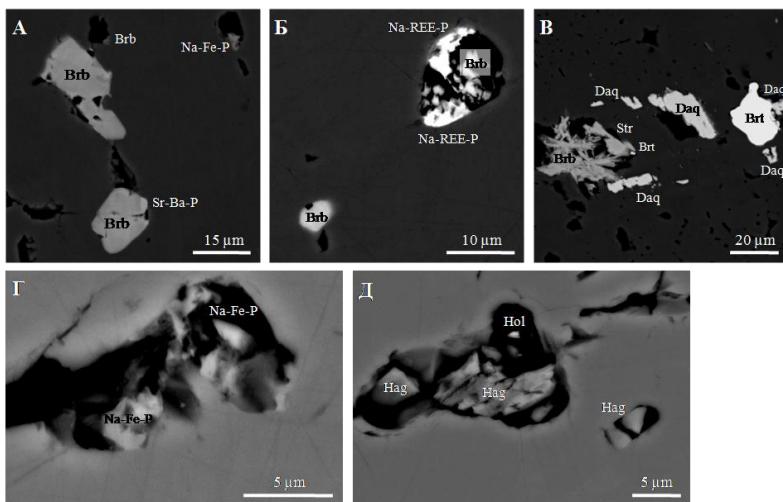


Рис. 1. Полиминеральные включения во фторапатите (А-Б, Г-Д) и кальците (В) из карбонатных Чукотского массива, Чадобецкое поднятие (BSE фотографии). Символы: Brb – бурбанкит; Sr-Ba-P – неидентифицированный Sr-Ba-Ca-Na-REE-фосфат; Na-Fe-P – неидентифицированный Na-Ca-Fe-Mn-фосфат; Na-REE-P – неидентифицированный Na-REE-Ca-Sr-Ba-фосфат; Daq – дациншанит-(Ce); Str – стронцианит; Brt – барит; Hag – феррохагendorфит; Hol – голландит.

Следует отметить, что все трещины во фторапатите частично залечены франколитом, который обогащен SrO (7.0-7.2), BaO (1.2-1.3), Na₂O (до 1.9) и FeO (до 1.2 мас.%). Наиболее распространенной фазой включений является бурбанкит (Na,Ca)₃(Sr,Ba,Ce)₃(CO₃)₅. В пределах одного зерна его состав может существенно варьировать (в мас.%): Na₂O - 7.3-9.4 (иногда до 19.7-21.9); CaO - 10.6-12.2; SrO - 25.5-28.5; BaO - 8.2-11.2; La₂O₃ - 2.3-2.9; Ce₂O₃ - 3.6-4.5; Pr₂O₃ - до 0.5; Nd₂O₃ - 0.5-0.9. Совместно с бурбанкитом иногда присутствуют фосфаты разного состава (Рис. 1А-Б). Один фосфат имеет Na-REE состав (в мас.%): Na₂O -16.0; K₂O - 0.8; CaO - 6.7; SrO - 7.1; BaO - 6.8; La₂O₃ - 7.9; Ce₂O₃ - 15.5; Pr₂O₃ - 1.4; Nd₂O₃ - 3.5; FeO -1.2; P₂O₅ - 25.9. Второй фосфат обогащен Sr и Ba (в мас.%): Na₂O -1.4-2.0; CaO - 12.9-15.8; SrO - 21.5-24.3; BaO - 13.7-14.2; La₂O₃ - 2.2-2.3; Ce₂O₃ - 4.2; Pr₂O₃ - 0.5; Nd₂O₃ - 0.6-1.0; P₂O₅ - 29.9-31.0. Помимо этого два Fe-фосфата были выявлены во вскрытых газовой-жидких или газовых включениях (Рис. 1Г-Д). Первый Fe-фосфат определен нами как феррохагendorфит (Na,Ca)₂(Fe²⁺,Mn²⁺)(Fe²⁺,Fe³⁺)₂(PO₄)₃ (группа аллюодита), (в мас.%): Na₂O - 7.8-10.0; CaO - 3.3-4.6; SrO - 1.6-1.9; MgO - 1.9-2.0; MnO - 5.2-7.2; FeO

- 29.0-31.3; P_2O_5 – 43.8-46.5. Второй Fe-фосфат имеет высоконатровый состав (в мас.%): Na_2O – 23.0; CaO – 3.4; SrO – 1.4; MgO – 2.7; MnO – 5.7; FeO – 22.9; P_2O_5 – 41.4.

Во включениях в кальците была выявлена ассоциация дациншанит-(Ce) + бурбанкит + стронцианит + барит (Рис. 1В). Доминирующей фазой является дациншанит-(Ce) $(Sr,Ca,Ba)_3(Ce,La)(CO_3)_3 \cdot x(PO_4)(OH,F)_{2x}$. Его состав (в мас.%): CaO – 2.8-4.9; SrO – 42.5-43.5; BaO – 0.8-1.2; La_2O_3 – 5.4-5.9; Ce_2O_3 – 12.9-13.4; Pr_2O_3 – 1.0-1.7; Nd_2O_3 – 3.7-4.4; P_2O_5 – 9.9-10.8. Бурбанкит содержит малые количества BaO (в мас.%): Na_2O – 12.1-13.7; CaO – 4.1-5.0; SrO – 22.6-26.7; BaO – 0.4-0.7; La_2O_3 – 4.9-6.5; Ce_2O_3 – 11.2-15.1; Pr_2O_3 – 1.0-1.8; Nd_2O_3 – 4.7-5.5. Стронцианит не содержит BaO , а барит – SrO , но обе фазы слегка обогащены CaO (1.0-4.4 мас.%).

Таким образом, изучение микровключений в минералах, а также минералогии самих карбонатитов, указывает на REE-специфику поздних этапов их формирования. Подобные явления характерны для многих карбонатитовых и щелочно-ультраосновных-карбонатитовых интрузий. Появление обогащенных Na, REE, Sr и Ba карбонатов и фосфатов, скорее всего, связано с одним из этапов постмагматического воздействия на карбонатиты Чуктуконского массива, а именно с этапом, когда в породах формировались REE-фторкарбонаты и монацит-(Ce).

Работа выполнена при поддержке РНФ (грант 15-17-20036).

1. Кириченко В.Т., Зуев В.К., Перфилова О.Ю., Сосновская О.В., Смокотина И.В., Маркович Л.А., Бородин В.П., Миронюк Е.П. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1 000 000 (третье поколение). Серия Ангаро-Енисейская. Лист О-47 – Братск // Объяснит. записка. - СПб.: Картограф. фабрика ВСЕГЕИ. 2012. С. 163-179.
2. Лапин А.В. О кимберлитах Чадобецкого поднятия в связи с проблемой формационно-металлогенического анализа платформенных щелочных-ультраосновных магматитов // Отечеств. геология. 2001. №4. С. 30-35.
3. Лапин А.В., Лисицын Д.В. О минералогическом типоморфизме щелочных ультраосновных магматитов Чадобецкого поднятия // Отечеств. геология. 2004. №6. С. 83-92.
4. Чеботарев Д.А., Дорошкевич А.Г., Шарыгин В.В. Ниобиевая минерализация в карбонатитах Чуктуконского массива, Чадобецкое поднятие, Красноярский край // XXXVIII Международная конференция «Щелочной магматизм Земли и связанные с ним месторождения стратегических металлов», Школа «Щелочной магматизм Земли», М.: ГЕОХИ РАН. 2016. С. 143-146.
5. Sharygin V.V., Doroshkevich A.G., Seryotkin Y.V., Karmanov N.S., Belogub E.V., Moroz T.N. A new K-Nb-cyclosilicate $K_2(Nb,Ti)_2(Si_4O_{12})O(O,F)$ from Chuktukon carbonatite massif, Chadobets upland, Russia // 2nd European Mineralogical Conference. Rimini, Italy. 2016.

«ГАББРО-НОРИТОВЫЙ» ПАРАГЕНЕЗИС ВКРАПЛЕННИКОВ В ДАЦИТОВЫХ ПЕМЗАХ ПЕРЕШЕЙКА ВЕТРОВОГО (О-В ИТУРУП, КУРИЛЬСКЕ ОСТРОВА): ВЗГЛЯД НА ПРИРОДУ ОСТРОВОДУЖНЫХ КИСЛЫХ МАГМ

Смирнов С.З.^{1,2}, Соколова Е.Н.^{1,2,3}, Кузьмин Д.В.^{1,3}, Тимина Т.Ю.¹, Шевко А.Я.¹, Рыбин А.В.⁴, Максимович И.А.³, Дегтярев А.В.⁴

1 – Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, Новосибирск, ssmr@igm.nsc.ru, 2 – Томский государственный университет, Томск; 3 – Новосибирский государственный университет, Новосибирск; 4 – Институт морской геологии и геофизики ДВО РАН, Южно-Сахалинск

Пемзово-пирокластические отложения перешейка Ветровой являются проявлением крупного плинийского извержения или серии извержений, произошедших на рубеже плейстоцена и голоцена на юге Большой Курильской гряды. По объемам извергнутого материала оно сопоставимо с извержением кальдеры озера Курильского на Камчатке, произошедшего 70 тыс. л.н., и может считаться одним из крупнейших эксплозивных извержений Курило-Камчатской островной дуги.

Пемзы перешейка Ветровой (ПВ) по составу отвечают умеренно-глиноземистым дацитам. Они содержат многочисленные вкрапленники, представленные кварцем, гиперстеном, диопсид-авгитом, плагиоклазом, ильменитом и магнетитом.



Рис. 1. Составы ПВ, стекла основной массы и порфировых вкрапленников в дацитовых пемзах перешейка Ветровой на острове Итуруп.

Плагиоклаз, диопсид-авгит (CPx), гиперстен (OPx) и Fe-Ti оксиды образуют гломеропорфировые сростки и включения друг в друге. Кварц, напротив, не образует с другими минералами сростков. Он не встречается в виде включений в других минералах и не содержит их включений. Для темноцветных минералов характерна повышенная магнезиальность (Mg# 73-74 и 62-64 для CPx и OPx соответственно). Состав плагиоклаза варьирует от An₄₁ до An₉₅. Парагенезис темноцветных минералов с плагиоклазом назван нами «габбро-норитовым». Его образование обычно связывают с кристаллизацией основных, а не кислых расплавов. Целью данной работы является определение природы «габбро-норитового» парагенезиса в кислых вулканитах на основании исследования составов его минералов и включений материнских флюидов и расплавов.

Все минералы парагенезиса содержат многочисленные первичные расплавные (PB) и флюидные (ФВ) включения. Многие PB при комнатной температуре содержат только силикатное стекло. PB в пироксенах иногда содержат усадочный пузырек и минерал-узелок (апатит). Плагиоклазы имеют сложное зонально-секториальное строение, в котором выделяются пятнистое ядро (An₄₀₋₈₅) и концентрически-зональная периферия (An₉₅₋₄₅). В ядерных частях вкрапленников с пятнистым и концентрически-зональным строением содержатся многочисленные сингенетичные флюидные и расплавные включения. Во внешних зонах роста ФВ отсутствуют. PB в плагиоклазе чаще, чем в пироксенах содержат газовые пузырьки. Флюидные включения (ФВ) двухфазовые и при комнатной температуре содержат малоплотную CO₂ и жидкий водный раствор с высокими температурами эвтектики (~ -1.5°C). Температура гомогенизации ФВ в газ составила 360 – 370°C.

Кристаллизация «габбро-норитового» парагенезиса происходила из умеренно-глиноземистого риолитового и риодацитового расплава (~ 74 мас. % SiO₂) с низким до умеренного содержанием K₂O. Содержания воды варьируют от 2 до 6 мас. %. Составы PB из всех минералов вкрапленников приведены на рис. 1 вместе с составами минералов и стекла основной массы. Из рисунка видно, что состав расплавов, из которых кристаллизовались минералы «габбро-норитового» парагенезиса и кварц, идентичны. Сравнение составов минералов и материнского расплава отчетливо показывает, что в магматической системе содержался избыточный кальций, который не растворялся в расплаве, а перераспределялся между клинопироксеном и плагиоклазом.

Сопоставление результатов исследования РВ, ФВ и минеральных включений позволяют сделать заключение, что ассоциация двух пироксенов и плагиоклаза является результатом перитектической реакции, вероятно, протекающей в области генерации кислого расплава в результате прогрева метабазитов коры острова Итуруп при давлениях ≤ 1 кбар, температуре 830-850°C и fO_2 NNO+1.5. На ранних стадиях процесса этот парагенезис содержит средний плагиоклаз, который замещается основным в присутствии водно-углекислотного флюида. Дегазация завершается на этой стадии роста вкрапленников плагиоклаза и сопровождается образованием зон с максимальным содержанием Al_2O_3 (85-95). При этом расплав не испытывает существенных вариаций ни по петрогенным элементам, ни по содержаниям воды. Завершение реакции выражается в уменьшении доли клинопироксена и увеличении – ортопироксена. Дальнейшая эволюция риолитового расплава сопровождается кристаллизацией кварца и плагиоклаза, состав которого изменяется от Al_{95} до Al_{45} .

Пример дацитовых пемз переходя в Ветрового демонстрирует, что возникновение очагов кислых магм может быть связано с выплавлением риолитовых расплавов из метабазитов коры под воздействием тепла внедряющихся в нее горячих мантийных магм. Дацитовый состав пород определяется не химизмом выплавившихся расплавов, а тем, что в извержение вовлечены сами расплавы, продукты их кристаллизации и остатки продуктов реакций, протекающих при плавлении.

Работа выполнена в рамках государственного задания, проект VIII.67.1.1 и VIII.72.2.4, а также при финансовой поддержке грантов Российского фонда фундаментальных исследований №№ 14-05-00798 и 16-05-00894. Аналитические исследования выполнены в ЦКП многоэлементных и изотопных исследований СО РАН.

НИЗКОТИТАНИСТЫЙ АНАЛОГ РЁНИТА В РАСПЛАВНЫХ ВКЛЮЧЕНИЯХ ИЗ ОЛИВИН-АНОРТИТОВЫХ СФЕРОЛИТОВ ВУЛКАНА КУДРЯВЫЙ (о. ИТУРУП)

А.Я. Шевко¹, С.З. Смирнов^{1,3}, М.П. Гора¹, Д.В. Кузьмин^{1,2}, Т.Ю. Тимина¹

1-Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, Новосибирск, sp@igm.nsc.ru; 2-Новосибирский государственный университет, Новосибирск; 3-Томский государственный университет, Томск.

Рёнит – алюмосиликат надгруппы сапфирина, в которую помимо минералов подгруппы рёнита, входят минералы подгруппы энигматита и сапфирина [4]. Рёнит наиболее характерен для субщелочных и щелочных пород, где образует фенокристаллы, минералы основной массы, дочерние фазы из расплавных включений в оливине, продукты замещения амфибола [2]. Находки рёнита в вулканитах островодужных обстановок сравнительно редки. Этот минерал был установлен в расплавных включениях в оливине в основных породах нормальной щелочности на Камчатке [1] и в качестве продукта замещения амфибола в базальтах Японии и Новой Зеландии [2]. В данной работе будет рассмотрена первая находка рёнита на Курильских островах.

Минерал, по составу отвечающий подгруппе рёнита был обнаружен в непрогретых первичных расплавных включениях (РВ) в оливине (Fo 78-81) оливин-анортитовых сферолитов (алливалитов) [3] из андезибазальтов вулкана Кудрявый (о. Итуруп). Для типичного рёнита минерал обладает крайне необычным составом (табл. 1) и при пересчете на 28 катионов и 40 атомов кислорода отвечает формуле – $(Ca_{3,2-3,7}Na_{0,2-0,3}Fe^{2+}_{0,1-0,5})_{\Sigma=4}(Mg_{4,4-5,2}Fe^{3+}_{2,5-3,9}Fe^{2+}_{1,8-3,1}Ti_{0,4-0,6}Al_{0,6-1,8})_{\Sigma=12}(Al_{4,7-5,2}Si_{6,8-7,3})_{\Sigma=12}O_{40}$.

Таким образом, исследованный минерал по составу наиболее близко отвечает ряду рёнит – Fe-аналог рёнита. Особенностью данного минерала является преобладание Si над Al в четверной координации и величина $X_{Mg} > 0,5$, что характерно для собственно рёнита [4]. Однако для рёнита и Fe-аналога рёнита он содержит слишком мало Ti (<1 ф.е.) и избыток Al и Fe^{2+} , которые при пересчете занимают позиции в шестерной и восьмерной координации, соответственно. В данной работе мы будем называть его низкотитанистым аналогом рёнита (LTR).

Включения, содержащие LTR, имеют округлую или слегка овальную форму диаметром от 15 до 75 мкм (рис. 1). LTR образует мелкие

призматические и игольчатые кристаллы. Минерал имеет интенсивно проявленный плеохроизм от буровато-коричневого до буровато-зеленого в непрозрачных кристаллах – темно-коричневый. Помимо LTR ПВ содержат стекло ± алюмомагнетит ± клинопироксен ± ортопироксен ± шпинель. Для ПВ, не содержащих LTR, характерен такой же набор фаз. Чаще всего вместе с LTR в одних включениях встречаются алюмомагнетит и клинопироксен (диопсид-авгит).

Таблица 1. Химический состав рёнита из расплавных включений в оливине (мас.%)

Компонент	МД-24-2		МД-30		МД-40А		МД-39-5	
	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO ₂	26,16	24,80	26,10	27,13	27,45	25,95	25,07	25,72
TiO ₂	3,22	2,07	2,30	1,80	2,20	2,00	2,34	2,24
Al ₂ O ₃	20,12	18,08	19,22	20,94	19,42	17,65	18,25	17,87
Cr ₂ O ₃	-**	-	0,18	-	-	-	-	-
Fe ₂ O ₃ *	12,12	18,39	14,90	13,27	12,94	18,72	19,43	18,31
FeO*	12,35	11,00	13,28	13,98	15,01	9,51	8,79	9,84
MnO	-	-	-	0,00	-	-	0,19	-
MgO	11,77	11,59	11,43	11,67	11,09	12,93	12,72	13,00
CaO	12,27	11,99	11,50	11,14	11,99	12,96	12,30	12,03
Na ₂ O	0,61	0,40	0,55	0,65	0,55	0,31	0,51	0,44
Сумма*	98,61	98,31	99,45	100,58	100,66	100,04	99,60	99,45

* - сумма приведена с учетом пересчета FeO_{общ} на FeO* и Fe₂O₃* на основе баланса валентности. ** - компонент не обнаружен.

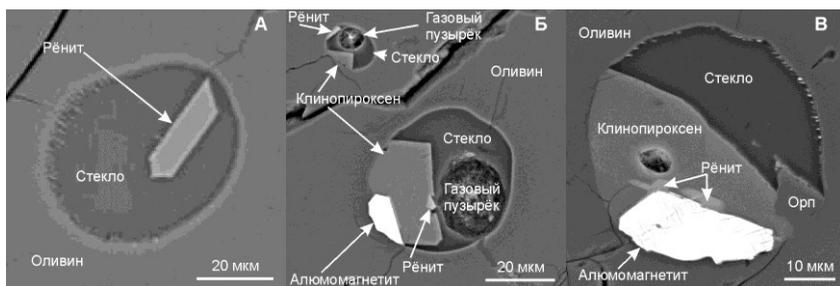


Рис. 1. Фото (в обратнорассеянных электронах) рёнитсодержащих расплавных включений. А-обр. МД-24-2, Б-обр. МД-30, В-обр. МД-39-5. Орп-ортопироксен.

Кристаллические фазы в РВ образуются в следующей последовательности: алюмомагнетит – клинопироксен – ортопироксен – шпинель. При этом рёнит может выделяться как первым (рис. 1А), так и после алюмомагнетита (рис 1В) и даже после диопсида (рис 1Б). Все фазы во включениях имеют повышенное содержание Al_2O_3 (мас, %): стекло 18,3-24,7; рёнит 18,1-20,9; алюмомагнетит 11,1-16,8; клинопироксен 8,0-19,1; ортопироксен 9,7-12,3 шпинель 46,2-47,7.

Причиной образования необычного по составу аналога ренита является то, что захваченный расплав к началу процесса обладал повышенной глиноземистостью и пониженным содержанием Ti, характерным для расплавов нормальной щелочности. Судя по расположению включений, содержащих LTR во внешних зонах оливин-анортитовых сферолитов, которые имеют дендритное строение [3], он кристаллизовался в неравновесных условиях. Это соответствует существующим представлениям о том, что образование минералов группы ренита связано с быстрой кристаллизацией расплавов, которые в условиях равновесия содержали бы клинопироксен и шпинель [2]. Проведенное исследование убедительно демонстрирует, что минералы группы ренита могут быть типичными дочерними минералами РВ в широком диапазоне составов, включающих не только щелочные разновидности, но и расплавы нормальной щелочности и повышенной глиноземистости.

Работа выполнена в рамках государственного задания, проекты VIII.67.1.1 и VIII.72.2.4 и при финансовой поддержке грантов Российского фонда фундаментальных исследований №14-05-00798 и №16-05-00894. Аналитические исследования выполнены в ЦКП многоэлементных и изотопных исследований СО РАН.

1. Ананьев В.В., Селянгин О.Б. Рёнит в расплавных включениях из оливина алливалитовых нодулей вулкана Малый Семейчик и базальтов вулкана Ключевской (Камчатка) // Вулканология и сейсмология. 2011. № 5. С. 42-48.

2. Шарыгин В.В., Котай К., Сабо Ч., Тимина Т.Ю., Тёрёк К., Вапник Е., Кузьмин Д.В. Рёнит в щелочных базальтах: включения расплава в фенокристаллах оливина // Геология и геофизика. 2011. Т. 52. № 11. С. 1695-1717.

3. Шевко А.Я., Гора М.П., Кузьмин Д.В., Смирнов С.З., Тимина Т.Ю. Оливин-анортитовые сферолиты вулкана Кудрявый (о. Итуруп) // Геологические процессы в обстановках субдукции, коллизии и скольжения литосферных плит: Материалы третьей Всероссийской конференции с международным участием. Владивосток: Дальнаука, 2016.

4. Grew E.S., Halenius U., Pasero M., Barbier J. Recommended nomenclature for the sapphirine and surinamite groups (sapphirine supergroup) // Miner. Mag., 2008, v. 72, p. 839—876.

ЭВОЛЮЦИЯ ФЛЮИДА В ПРОЦЕССЕ ФОРМИРОВАНИЯ РАЗНОМЕТАЛЬНОГО ОРУДЕНЕНИЯ РМС ШЕЕЛИТ- СУЛЬФИДНОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ КОРДОННОЕ (ДАЛЬНИЙ ВОСТОК РОССИИ)

Д.Г. Федосеев, В.А. Пахомова, В.Б. Тишкина, С.Ю. Буравлева
Дальневосточный геологический институт ДВО РАН,
Владивосток, Россия, fedoseev@fegi.ru

Для расшифровки условий рудообразования рудно-магматических систем важное значение имеет изучение флюидных включений. В дискуссии о причинах образования рудных месторождений, в основном, обсуждаются два возможных варианта: 1) источник металлов - гранитные расплавы, 2) металлы экстрагируются из вмещающих пород, а гранитные расплавы - источник энергетики рудообразования [1, 2].

Вопрос о генезисе месторождения Кордонное также является дискуссионным: пространственная совмещенность с гранитными интрузиями является признаком связи между гранитами и рудными образованиями; геолого-структурные особенности свидетельствуют о возможности отнесения этого месторождения к стратиформному типу.

Район месторождения Кордонное сложен вулканогенно-осадочными породами самаркинской акреционной призмы юрского возраста. В структурном плане район расположен в зоне пересечения серии разломов северо-восточного и северо-западного простирания, что, по мнению многих исследователей, является благоприятным фактором локализации шеелит-сульфидного оруденения скарнового генетического типа. В геологическом строении рудного поля месторождения Кордонное участвуют два генетически самостоятельных магматических комплекса (татибинский и синанчинский), которые различаются по возрасту, структурным особенностям, минеральному и химическому составу, петрохимическим характеристикам, геохимическим признакам и условиям образования. Рудные тела локализованы над интрузивным телом гранитов, которые, по данным бурения, вскрыты на глубине около 100 м, и представляют собой горизонты полого залегающих метаморфизованных и скарнированных карбонатно-кремнистых пород. Абсолютный возраст (K/Ar и Rb/Sr-методы) гранитов первой группы соответствует интервалу 102.5 ± 2 млн. лет; возраст гранитов второй группы - 88-86 млн. лет. Важным аргументом для отнесения гранитов к разным комплексам послужили установленные признаки водонасыщенности для материнских магм гранитов первого типа

(татибинского комплекса) и маловодности - для другого (синанчинского).

Особенностью минерализации месторождения, определяющей его специализацию, является сочетание вольфрамовых (шеелит, вольфрамит) и сульфидных (пирротин, халькопирит) минералов в рудных зонах и кварцевых прожилках.

Термобарогеохимическими исследованиями вкрапленников кварца из гранитов установлено, что начало кристаллизации гранитов татибинского комплекса соответствует интервалу температур 750-775°C, давление флюида - около 150 МПа, водосодержание магмы составляет 4.5 – 5.5 мас.%. Близкие содержания SiO_2 , Al_2O_3 , Na_2O , K_2O в стеклах закаленных расплавных включений и гранитах татибинского комплекса указывают на то, что в начальный период кристаллизации кварца гранитов магма была гомогенной. Как следует из сравнения характеристик РВ в центральных и периферических участках вкрапленников кварца, в более поздний период кристаллизации магмы существовало избыточное давление и гетерогенизация магмы. В газовой фазе включений сопутствующих включений (РВ позднего периода) диагностированы углекислота и примесь метана. В гранитах синанчинского комплекса, представленных на площади рудного поля, расплавные включения не обнаружены, что может служить косвенным признаком маловодности материнских для этих гранитов расплавов, и, соответственно, низкой перспективности на вольфрамовое оруденение.

Установлены физико-химические условия образования грейзенов месторождения. Температура гомогенизации первичных и первично-вторичных углекислотно-водных включений в кварце из грейзенов составляет от 450 до 260°C, концентрация солей в растворе 14.6-5.4 мас. %-экв. NaCl , углекислоты 5.3-2.4 моль/кг раствора. Судя по интервалу температур эвтектики (от -29 до -41°C), в период формирования дорудного кварца в растворе преобладали хлориды Na , K и Mg . Углекислота в первичных и первично-вторичных существенно газовых включениях гомогенизируется в жидкость при температурах от +23.9 до +30.2°C и в газ от 24.2 до 29.2°C, а температура ее плавления изменяется от -57.3 до -56.9°C, что отличается от температуры плавления чистой CO_2 (-56.6°C) и свидетельствует о примеси низкокипящих газов (как установлено Раман-спектроскопией, метана). Оценка давления по этим двум типам сингенетичных включений составляет от 1200 до 300 бар.

Изучение состава включений в гидротермальных рудных прожилках с шеелитовой минерализацией показывает, что в растворе, формирующем эти образования, среди катионов преобладают Na и K ,

катионы Ca, Mg и Fe играют подчиненную роль. В послегрейзеновый период установлены возрастание роли углекислоты с примесью метана и хлоридный характер раствора.

Сопоставление термобарогеохимических характеристик гидротермальных растворов и флюидов, сопровождающих формирование гранитов татибинской серии (включения магматического флюида, ВМФ), показало присутствие признаков, указывающих на возможность признания генетической связи вольфрамового оруденения с гранитами татибинской серии.

В кварц-сульфидной ассоциации выделены несколько генераций включений, в первую очередь - по их различному наполнению. Характерным для кварца этой ассоциации является гетерогенизация растворов, которая проявлена в совмещении на одном участке кварца разнофазовых вакуолей, а также присутствие микроминералов сульфидов, захваченных во включения. Среди дочерних фаз во включениях из кварц-сульфидного прожилка диагностированы гидросиликат Fe и Mn пиросмалит. Главным компонентом газовой фазы включений с пиросмалитом является метан, диагностированный методом Раман-спектроскопии. Кроме того, обнаружены включения, содержащие халькопирит в виде самостоятельной фазы, что также свидетельствует о наличии рудного компонента в растворе.

Особенности условий отложения минералов при формировании сульфидной минерализации заключаются в следующем: 1) в образовании рудных зон и прожилков принимал участие гетерогенный флюид, состоящий из высокосолёной высокоплотной фазы, содержащей хлориды Na, K, Mg, Fe и других металлов, и низкоплотной газовой фазы, состоящей преимущественно из CO₂ и CH₄; 2) состав включений в минералах свидетельствует о смешении окислительных и восстановительных условий (CH₄ и Fe²⁺ в пиросмалите, диагностированном во флюидных включениях в кварце, сингенетичном сульфидам и фтористому апатиту) при формировании оруденения.

Генетическое родство шеелитового оруденения РМС месторождения Кордонное и гранитов татибинского комплекса подтверждается различиями физико-химических условий формирования гранитов разных комплексов и результатами сопоставления термобарогеохимических характеристик гидротермальных рудных растворов и флюидов, сопровождающих формирование гранитов, которые обнаруживают соответствие рудных растворов специфике продуктивного магматизма.

Работа выполнена при финансовой поддержке грантов РФФИ № №15-05-00809, РФФИ № 16-05-00283, а также грантов ДВО № 15-1-2-003о, №15-1-2-072 и №15-1-2-073.

1. Жатнуев Н.С., Рычагов С.Н., Васильев В.И.и др. Влияние реологических свойств земной коры на локализацию рудообразующих гидротермально-магматических систем // Вулканология и Сейсмология. 2012. № 3.С. 59-72.
2. Рейф Ф.Г. Условия и механизмы формирования гранитных рудно-магматических систем (по термобарогеохимическим данным). - М.: ИМГРЭ, 2009. 497 с.

ФЛЮИДНЫЙ РЕЖИМ И УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ МАЛОСУЛЬФИДНОГО ПЛАТИНОМЕТАЛЬНОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ ЛОЙПИШНЮН (КОЛЬСКИЙ ПОЛУОСТРОВ)

Чашин В.В.¹, Кульчицкая А.А.²

¹ГИ КНЦ РАН, *chashchin@geoksc.apatity.ru;*

²ИГМР НАН Украины, *kulchec@ukr.net*

Методом пиролитической газовой хроматографии исследованы особенности распределения летучих компонентов (H_2O , H_2 , CO_2 , CO , H_2S , SO_2 , CH_4 и N_2) в безрудных и рудоносных породах малосульфидного платинометального месторождения Лойпишнюн, локализованного в северо-восточной части Мончетундровского базитового массива в пределах Мончегорского рудного района. Рудные тела месторождения представлены вкрапленной сульфидной минерализацией в пределах нижней норит-ортопироксенитовой зоны массива и прослежены на 1.5 км при мощности до 100 м. Сульфиды (пирротин, халькопирит и пентландит) расположены обычно в интерстициях между кристаллами в той или иной степени измененных ортопироксенов и пространственно тесно ассоциируют с агрегатами амфибола, хлорита, реже карбоната и эпидота. Рудные тела характеризуются чередованием прослоев бедных ($Pt+Pd=0.5-0.9$ г/т), рядовых ($Pt+Pd=1.0-1.9$ г/т) и богатых руд ($Pt+Pd>2.0$ г/т). Состав руды месторождения определяется следующими средними параметрами: $(Pt+Pd)/S=4.3$, $Pd/Pt=1.7$, Cu и $Ni=0.08$ мас. %. Минеральный состав руды представлен 45 фазами, среди которых наиболее распространены теллуриды, висмутотеллуриды и сульфиды элементов платиновой группы (ЭПГ).

Было изучено 25 проб норитов и ортопироксенитов: 8 – из безрудных пород, 4 – из рядовых и 13 – из богатых руд. Каждая проба ступенчато, по 5 мин. нагревалась в реакторе в атмосфере гелия, используемого в качестве газа-носителя, от 50 до 1050°C и через каждые 200°C на хроматографе определялся состав пиролизного газа. Полученные концентрации летучих компонентов (H_2O , H_2 , CO_2 , CO , H_2S , SO_2 , CH_4 и N_2) суммировались по пяти температурным ступеням (50-250, 250-450, 450-650, 650-850 и 850-1050°C).

В результате исследования установлено, что преобладающим летучим компонентом в составе флюидов является вода. В безрудных породах ее общее количество составляет около 70, в рядовых рудах – около 60, а в богатых рудах – 80 % от суммарного количества флюидов. Вторым по значимости летучим компонентом является

диоксид углерода (CO_2). В безрудных породах его содержание составляет 24, в рядовых – 35, а в богатых рудах – 12 % от суммарного количества летучих компонентов. На долю остальных летучих компонентов приходится менее 10 % от общего количества флюидов. Предполагается преимущественно коровое происхождение значительной части летучих компонентов, содержащихся как в безрудных, так и в рудоносных породах.

Платинометалльные руды, по сравнению с безрудными породами, отличаются более высокой общей флюидонасыщенностью, повышенными содержаниями H_2O и, особенно H_2S и SO_2 . Напротив, в безрудных породах выявлены более высокие концентрации CO , H_2 и N_2 по сравнению с оруденелыми. Повышенные содержания CO_2 обнаружены в рядовых платинометалльных рудах, при близких содержаниях его в богатых рудах и безрудных породах. Основной вклад в процесс платинометалльного рудогенеза вносят H_2S и SO_2 . На начальном этапе рудного процесса ведущая роль принадлежит SO_2 , о чем свидетельствует высокая положительная корреляция его с Ni и менее значимая с Cu , Pt и Pd в богатых рудах. При дальнейшем снижении температуры доминирующую роль играет сероводород (табл.).

По мере снижения температуры Мончетундровского магматического очага состав летучих компонентов его флюидно-магматической системы меняется от сероводородно-углекислотно-водного ($1050\text{-}850^\circ\text{C}$) до водно-углекислотного ($850\text{-}650^\circ\text{C}$), углекислотно-водного ($650\text{-}250^\circ\text{C}$) и заканчивается существенно водным ($250\text{-}50^\circ\text{C}$) (табл.).

Сравнение среднего состава флюидных компонентов показывает, что эволюция газовых компонентов в рудно-магматической системе для рудоносных и безрудных участков заметно отличается. В богатых рудах ассоциация $\text{CO}_2\text{-H}_2\text{S}+\text{SO}_2\text{-H}_2\text{O}$ при температуре $1050\text{-}850^\circ\text{C}$ сменяется на $\text{SO}_2\text{-CO}_2\text{-H}_2\text{O}$ в диапазоне температур $850\text{-}450^\circ\text{C}$, в рядовых рудах ассоциация $\text{H}_2\text{S}\text{-CO}_2\text{-SO}_2\text{-H}_2\text{O}$ – на $\text{CO}\text{-H}_2\text{S}\text{-H}_2\text{O}\text{-CO}_2$, а в безрудных породах ассоциация $\text{SO}_2\text{-H}_2\text{S}\text{-CO}_2\text{-H}_2\text{O}$ – на $\text{CO}_2\text{-H}_2\text{O}$ (табл.).

Полученные результаты позволяют предположить, что процесс платинометалльного рудогенеза протекал в широком диапазоне температур, от 1050 до 450°C в условиях переменного окислительно-восстановительного режима. Он начинался на позднемагматической, посткумулусной стадии при $1050\text{-}850^\circ\text{C}$ с кристаллизации интерстициальных сульфидов Fe , Ni (пентландит-пирротинового состава) и сравнительно высокотемпературных минералов

платиновой группы (МПГ), преимущественно сульфидов, в условиях относительно повышенной фугитивности серы.

Таблица. Средний состав летучих компонентов в продуктах пиролиза безрудных и рудоносных пород платинометального месторождения Лойпишнюн

Температура пиролиза, °С	Средние содержания летучих компонентов, г/т							
	H ₂ O	H ₂	CO ₂	CO	H ₂ S	SO ₂	CH ₄	N ₂
Богатые руды (13)								
50-250	680	0.02	6.7	0.2	–	–	–	–
250-450	370	0.6	70	3.4	–	–	0.1	0.02
450-650	1200	8.7	620	5.4	40	10	0.8	0.1
650-850	3500	30	2000	60	100	20	0.1	0.2
850-1050	13200	60	140	7.8	840	840	–	1.1
Рядовые руды (4)								
50-250	1600	0.1	20	0.2	–	–	0.01	–
250-450	700	0.7	110	4.6	–	–	0.4	–
450-650	3100	10	4600	70	20	–	3.4	0.1
650-850	9200	30	8300	110	130	–	0.4	0.7
850-1050	9000	20	530	8.6	260	720	0.01	0.6
Безрудные плагиоортопироксениты и нориты (8)								
50-250	470	–	5.7	0.3	–	–	0.01	–
250-450	220	0.4	30	3.3	0.1	–	0.2	0.1
450-650	1500	30	380	5.9	7.9	–	1.5	0.01
650-850	2600	60	3300	260	20	–	0.5	0.7
850-1050	8000	50	610	40	180	120	0.03	1.9

Примечание. Прочерк – компонент не обнаружен, в скобках – количество проб.

При дальнейшем остывании магматического очага, в диапазоне 850-450°С, процесс рудогенеза продолжился на постмагматической стадии в условиях снижения фугитивности серы и сопровождался кристаллизацией халькопирита и сложных сульфидов Cu, а также более низкотемпературных МПГ (висмутотеллуридов и теллуридов). Таким образом, образование платинометального оруденения Лойпишнюна является результатом целого ряда важных процессов. Они включают: (1) усвоение магматическим расплавом коровых летучих компонентов; (2) фракционирование магмы в процессе снижения температуры кристаллизации и изменчивости окислительно-восстановительного режима в магматической камере; (3) образование на позднемагматической, посткумулясной стадии флюидизированного

(водного) остаточного расплава, обогащенного CO_2 , S, цветными и благородными металлами; (4) насыщение остаточного расплава серой способствовало отделению содержащей ЭПГ сульфидной жидкости и формированию малосульфидного платинометального оруденения.

Исследование выполнено при финансовой поддержке РФФИ (грант мол_а_вед 15-35-20501).

СОДЕРЖАНИЕ

ПРЕДИСЛОВИЕ	3
Абрамов С. С., Грознова Е. О.	7
Флюидный режим формирования Сьюльбанской золоторудной зоны (месторождение Урях, Иркутская обл.) по данным изучения гидротермальных изменений и флюидных включений	
Абрамов С. С., Плотинская О. Ю., Грознова Е. О.	11
История гидротермальных процессов на Михеевском Мо-Си месторождении по данным изучения вторичных изменений и флюидных включений	
Анкушева Н. Н., Кужугет Р. В.	13
Условия образования и состав золотопродуктивных минеральных ассоциаций Арысканского рудопроявления (Западная Тува)	
Аюржанаева Д.Ц., Избродин И.А., Дамдинова Л.Б	17
Условия формирования кварцитов Кяхтинской группы месторождений по результатам термометрических исследований	
Баданина Е. В., Сырицо Л. Ф., Томас Р., Абушкевич В. С.	20
О роли магматического этапа в процессе формирования W оруденения, связанного с редкометальными плюмазитовыми гранитами	
Бардухинов Л. Д., Монхоров Р. В.	24
Включения оливина в алмазах из кимберлитов Якутии	
Борисенко И. Д., Боровиков А. А., Гаськов И. В., Борисенко А. С., Прокопьев И. Р.	28
Физико-химические условия формирования золотого и флюоритового оруденения Самолазовского рудного поля, Центральный Алдан	
Боровиков А. А., Владыкин Н. В., Борисенко А. С.	31
Физико-химические условия формирования гидротермальной REE- титановой минерализации Мурунского щелчного массива (Алдан)	
Волкова М. Г., Спиридонов А.М., Боровиков А. А., Брянский Н. В.	34
Состав рудообразующего флюида месторождения Погромное по результатам исследования флюидных включений	
Володькова Т. В	38
Процессы метасоматоза в Приамурье по аэрогеофизическим данным	

Голунова М. А., Удортатина О. В.	41
Типы включений в кварце рудного жильного комплекса Новобобровского месторождения (Средний Тиман)	
Грознова Е. О., Викентьев И. В., Любимцева Н. Г.	44
Рудообразующие флюиды на Узельгинском медноколчеданном месторождении: флюидные включения и минеральные геотермометры	
Дамдинов Б. Б.	48
Минеральный состав и условия формирования золото-сурьмяного оруденения юго-восточной части Восточного Саяна	
Дамдинова Л. Б., Дамдинов Б. Б.	52
Условия формирования бериллиевых руд Ауникского и Амандакского месторождений (Западное Забайкалье)	
Зинчук Н. Н.	56
Об особенностях включений в минералах кимберлитов	
Зинчук Н. Н.	60
Проблемы термобарогеохимического изучения процессов кимберлитобразования	
Избродин И. А., Дорошкевич А. Г., Аюржанаева Д. Ц.	64
Флюидный режим формирования метаморфизованных высокоглиноземистых пород Юго-Западного Забайкалья (по данным термометрического и изотопно-геохимического исследований)	
Исакова А. Т., Арзамасцев А. А.	67
Результаты исследования расплавленных включений в клинопироксенах меланефелинитовой дайки Хибинского массива	
Исакова А. Т., Панина Л. И.	70
Особенности состав и эволюция расплава вулканического комплекса Больсена (Вульсини, Италия)	
Кардашевская В. Н., Баданина Е. В., Пономарева Н. И., Анисимова Г. С., Бочаров В. Н.	73
Физико-химические параметры золото-сульфидной ассоциации месторождения Бодороно (Южная Якутия)	
Котельников А.Р., Сук Н.И., Котельникова З.А., Ковальский А.М.	76
Параметры образования углеродсодержащих пород по данным минеральной термометрии и анализа флюидных включений в минералах	
Котельникова З.А., Котельников А.Р.	78

F- содержащие флюиды при РТ-условиях отделения флюида от магмы по данным изучения синтетических флюидных включений в кварце	
Кряжев С. Г., Кряжев В. С., Васюта Ю. В.	81
Условия формирования боросиликатного оруденения скарнов по флюидным включениям в аксините	
Кузьмин Д. В., Низаметдинов И. Р., Смирнов С. З., Тимина Т. Ю., Шевко А. Я., Рыбин А. В.	84
Происхождение и эволюция основных магм вулкана Меньший Брат (кальдера Медвежья, о. Итуруп)	
Ласточкин Е.И. Рипп Г.С.	87
К характеристике бастнезитсодержащих пород, распространенных в пределах города Улан-Удэ	
Левашова Е. В., Возняк Д. К., Скублов С. Г., Кульчицкая А. А., Мельник А. Е.	90
Два типа расплавных включений в цирконе из Азовского Zr-REE месторождения (Украинский щит)	
Литвиненко И.С., <u>Кожевников А.И.</u>	93
О роли эндогенного и экзогенного самородного золота в россыпных месторождениях Тополево-Хетачанской рудно-россыпной зоны (Западная Чукотка)	
Мамарозиков У. Д.	97
Рудогенерирующие флюидные микробособления в внутриплитных магматических и постмагматических образованиях месторождений Au-Ag Восточного Узбекистана	
Неволько П. А.	101
Эндогенная зональность и условия формирования золоторудного узла Ланг Вай (Северо-Восточный Вьетнам)	
Носков Д.А., Волкова М. Г.	104
Первые результаты исследований флюидных включений в гранитах Константиновского интрузива	
Округин В. М., Скильская Е. Д., Скильский О. О.	107
О процессах вскипания на близповерхностных золоторудных месторождениях Курило-Камчатской островной дуги	
Остапенко Н. С., Нерода О. Н.	110
О двух особенностях состава флюидных включений в самородном золоте и причинах их возникновения	
Перетяжко И. С., Савина Е. А., Дмитриева А. С.	114
Фторидные фазы в расплавных включениях из онгонитов массива Ары-Булак (Восточное Забайкалье)	
Перетяжко И. С., Савина Е. А., Карманов Н. С.	117

Фторидно-кальциевая магматическая фаза в трахириолитовом расплаве	
Пискунова Н. Н., Сокерина Н. В.	120
Наноразмерные морфологические особенности внутренних полостей газово-жидких включений в кварце	
Плечов П. Ю., Попов Д. В., Некрылов Н. А., Портнягин М. В., Бровченко В. Д.	123
Магматические включения в минералах как ключ к пониманию магматической эволюции: вулканы Крыма	
Редин Ю. О., Редина А. А.	126
Первые данные об условиях формирования золотого оруденения Лугоканского месторождения (Восточное Забайкалье)	
Редина А. А., Редин Ю. О.	129
Первые данные об условиях формирования серебро-полиметаллического оруденения Мочищенского штока (Новосибирское Приобье)	
Рябуха М. А., Хоменко М. О., Некрасова Н. А.	132
Металлоносные флюиды в кварце и сульфидах золоторудного месторождения Панимбинское (Енисейский Кряж)	
Секисова В. С.	135
Включения метасоматизирующих сред в минералах ксенолитов вулкана Харчинский (Восточная Камчатка)	
Симонов В. А., Карякин Ю. В., Котляров А. В.	139
Расплавные включения в минералах – источник прямой информации о физико-химических параметрах плюмового базальтового магматизма в Атлантическом и Северном Ледовитом океанах	
Симонов В. А., Котляров А. В.	143
Условия кристаллизации магм в промежуточных камерах под вулканами Толбачинский и Ичинский (Камчатка): данные по расплавленным включениям	
Сокерина Н. В., Зыкин Н. Н.	147
Условия образования жильного кальцита продуктивных отложений Астраханского газоконденсатного месторождения по данным изучения флюидных включений	
Соколов С. В., Быстров И. Г.	149
Включения в перовските из титаномагнетит-перовскитовых руд месторождения Африканда	
Соколова Е. Н., Смирнов С.З., Рябуха М.А., Кунгулова Э. Н.	152

Минералогия флюидных включений миароловых пегматитов жил Шахдаринская и Лесхозовская (ЮЗ Памир)	
Спиридонов Э. М.	156
Минеральные ассоциации крупнейшего в Евразии Ермаковского месторождения бериллия	
Спиридонов Э. М.	160
Особенности флюидных включений разноглубинных золото-кварцевых месторождений раннекаледонской провинции севера Центрального Казахстана	
Сук Н.И., Котельников А.Р.	164
Экспериментальное исследование флюидных включений в силикатном стекле в присутствии низкоконцентрированного флюида (T=1250°C, P=2 кбар).	
Толмачёва Е. В., Котов А. Б., Сальникова Е. Б., Великославинский С. Д., Бискэ Н. С.	167
Катугинский массив и Катугинское редкометальное месторождение: образование, преобразование, возраст (Алданский щит)	
Цыренов Б. Ц.	170
Расплавные включения в минералах из пород Хасуртинского массива (Западное Забайкалье)	
Шарыгин В. В.	174
Скандиевые фазы во включениях в оливине карбонатитов Ковдорского массива, Кольский полуостров	
Шарыгин В.В., Дорошкевич А.Г.	177
Полифазные включения в минералах карбонатитов Белозиминского щелочного комплекса, Восточный Саян	
Шарыгин В.В., Дорошкевич А.Г., Чеботарев Д. А.	180
Na-Sr-Ba-REE-карбонаты и фосфаты в минералах карбонатитов Чуктуконского массива, Чадобецкое поднятие, Красноярский край	
Смирнов С. З., Соколова Е. Н., Кузьмин Д. В., Тимина Т. Ю., Шевко А. Я., Рыбин А. В., Максимович И. А., Дегтярев А. В.	183
«Габбро-норитовый» парагенезис вкрапленников в дацитовых пемзах перешейка Ветрового (о-в Итуруп, Курильские острова): взгляд на природу островодужных кислых магм	
Шевко А. Я., Смирнов С. З., Гора М. П., Кузьмин Д. В., Тимина Т. Ю.	186
Низкотитанистый аналог рёнита в расплавных включениях из оливин-антигоритовых сферолитов вулкана Кудрявый (о. Итуруп)	

- Федосеев Д. Г., Пахомова В. А., Тишкина В. Б., Буравлева С. Ю. 189
**Эволюция флюида в процессе формирования разнометального
оруденения РМС шеелит-сульфидного месторождения
Кордонное (Дальний Восток России)**
- Чащин В. В., Кульчицкая А. А. 193
**Флюидный режим и условия образования малосульфидного
платинometального месторождения Лойпишнюн (Кольский
полуостров)**

АВТОРСКИЙ УКАЗАТЕЛЬ

Абрамов С. С.	7, 11	Карякин Ю. В.,	139
Абушкевич В. С.	20	Ковальский А. М.	76
Анисимова Г. С.	73	<u>Кожевников А. И.</u>	93
Анкушева Н. Н.	13	Котельников А. Р.	76, 78, 164
Арзамасцев А. А.	67	Котельникова З. А.	76, 78
Аюржанаева Д. Ц.	17, 64	Котляров А. В.	139, 143
Баданина Е. В.	20, 73	Котов А. Б.	167
Бардухинов Л. Д.	24	Кряжев В. С.	81
Бискэ Н. С.	167	Кряжев С. Г.,	81
Борисенко А. С.	28, 31	Кужугет Р. В.	13
Борисенко И. Д.	28	Кузьмин Д. В.,	84, 183, 186
Боровиков А. А.	28, 31, 34	Кульчицкая А. А.	90, 193
Бочаров В. Н.	73	Кундулова Э. Н.	152
Бровченко В. Д.	123	Ласточкин Е. И.	87
Брянский Н. В.	34	Левашова Е. В.	90
Буравлева С. Ю.	189	Литвиненко И. С.	93
Быстров И. Г.	149	Любимцева Н. Г.	44
Васюта Ю. В.	81	Мамарозиков У. Д.	97
Великославинский С. Д.	167	Мельник А. Е.	90
Викентьев И. В.	44	Монхоров Р. В.	24
Владыкин Н. В.	31	Неволько П. А.	101
Возняк Д. К.	90	Некрасова Н. А.	132
Волкова М. Г.	34, 104	Некрылов Н. А.	123
Володькова Т. В.	38	Нерода О. Н.	110
Гаськов И. В.	28	Низаметдинов И. Р.	84
Голунова М. А.	41	Носков Д. А.	104
Грознова Е. О.	7, 11, 44	Округин В. М.	107
Дамдинов Б. Б.	48, 52	Остапенко Н. С.	110
Дамдинова Л. Б.	17, 52	Панина Л. И.	70
Дмитриева А. С.	114	Пахомова В. А.	189
Дорошкевич А. Г.	64, 177, 180	Перетяжко И. С.	114, 117
Зинчук Н. Н.	56, 60	Пискунова Н. Н.	120
Зыкин Н. Н.	147	Плечов П. Ю.	123
Избродин И. А.	17, 64	Плотинская О. Ю.	11
Исакова А. Т.	67, 70	Пономарева Н. И.	73
Кардашевская В. Н.	73	Попов Д. В.	123
Карманов Н. С.	117	Портнягин М. В.	123
		Прокопьев И. Р.	28

<i>Редин Ю. О.</i>	126, 129	<i>Спиридонов Э. М.</i>	156, 160
<i>Редина А. А.</i>	126, 129	<i>Сук Н.И.</i>	76, 164
<i>Рипп Г.С.</i>	87	<i>Сырицо Л. Ф.</i>	20
<i>Рыбин А. В.</i>	84, 183	<i>Тимина Т. Ю.</i>	84, 183
<i>Рябуха М. А.</i>	132, 152	<i>Тишкина В. Б.</i>	189
<i>Савина Е. А.</i>	114, 117	<i>Толмачёва Е. В.</i>	167
<i>Сальникова Е. Б.</i>	167	<i>Томас Р.</i>	20
<i>Секисова В. С.</i>	135	<i>Удоратина О. В.</i>	41
<i>Симонов В. А.,</i>	139, 143	<i>Федосеев Д. Г.</i>	189
<i>Скильская Е. Д.</i>	107	<i>Фоминых П. А.</i>	101
<i>Скильский О. О.</i>	107	<i>Хоменко М. О.</i>	132
<i>Скублов С. Г.,</i>	90	<i>Цыренев Б. Ц.</i>	170
<i>Смирнов С. З.</i>	84, 152, 183, 186	<i>Чащин В. В.</i>	193
<i>Сокерина Н. В.</i>	120, 147	<i>Чеботарев Д. А.</i>	180
<i>Соколов С. В.</i>	149	<i>Шарыгин В. В.</i>	174, 177, 180
<i>Соколова Е. Н.</i>	152	<i>Шевко А. Я.</i>	84, 183, 186
<i>Спиридонов А.М.</i>	34		

**МАТЕРИАЛЫ XVII ВСЕРОССИЙСКОЙ КОНФЕРЕНЦИИ ПО
ТЕРМОБАРОГЕОХИМИИ,
посвященной 80-летию
со дня рождения д-ра геол.-минерал. наук
Феликса Григорьевича Рейфа
(1936–2008)**

Улан-Удэ, ГИН СО РАН, 12 – 17 сентября 2016 г.

Научное издание

Утверждено к печати ученым советом
ФГБУН «Геологический институт СО РАН»

Материалы публикуются в авторской редакции

На обложке – фото включений в кварце из W-носных гранитов массива
Мариктикан, (автор Ф. Г. Рейф).

Подписано в печать 31.08.2016.
Гарнитура Arial. Бумага офсетная. Формат 60 x 84 1/16.
Усл. печ. л. 15,3. Уч.-изд. л. 15,0. Тираж 100. Заказ 15.

Отпечатано в типографии Изд-ва БНЦ СО РАН
670047, г. Улан-Удэ, ул. Сахьяновой, 8.