



*Минералогический музей
имени А.Е. Ферсмана РАН*

XVIII ВСЕРОССИЙСКАЯ КОНФЕРЕНЦИЯ ПО ТЕРМОБАРОГЕОХИМИИ

посвященная 100-летию со дня
рождения профессора Юрия
Александровича Долгова
(1918-1993)



**24 - 28 сентября 2018 г.
Москва, Минералогический Музей
им. А.Е. Ферсмана РАН**



**XVIII ВСЕРОССИЙСКАЯ
КОНФЕРЕНЦИЯ ПО
ТЕРМОБАРОГЕОХИМИИ**
посвященная 100-летию со дня
рождения профессора Юрия
Александровича Долгова
(1918-1993)



24 - 28 сентября 2018 г.
Москва, Минералогический Музей им. А.Е.
Ферсмана РАН

Сайт конференции - http://fmm.ru/XVIII_TBG2018

Общий график работы

XVIII Всероссийской конференции по термобарогеохимии

24 сентября, понедельник

9:00 – 10:00 – Регистрация участников

10:00 – 14:00 – Пленарная сессия

14:00 – 15:00 – продолжение пленарной сессия

15:00 – 17:00 – лекции приглашенных профессоров

17:00 – 18:00 – постерная сессия

18:00 – 21:00 – Ice Break

25 сентября, вторник

10:00 – 14:00 – Секция “Флюидные включения и процессы рудообразования”

15:00 – 17:10 – продолжение секции

17:30 – 18:30 – постерная сессия

26 сентября, среда

10:00 – 14:00 – Секция “Флюидные и расплавные включения как индикаторы магматических и метаморфических процессов”

15:00 – 16:40 – продолжение секции

17:00 – 18:00 – постерная сессия

27 сентября, четверг

10:00 – 14:00 – Секция “Аналитические и экспериментальные методы исследования флюидных и расплавных включений”

15:00 – 17:00 – обсуждение, подведение итогов конференции

17:00 – 18:00 – постерная сессия

18:30 – Банкет

28 сентября, пятница

Экскурсии по Музею, по Москве, отъезд участников

Научная программа

XVIII Всероссийской конференции по термобарогеохимии

Секция пленарных докладов, 24 сентября 2018 года, понедельник

Ведущий секции: академик **Николай Стефанович Бортников**

Пленарные и обзорные доклады, освещающие основные направления развития термобарогеохимии в современном мире, связь с изучением процессов рудообразования, формирования горных пород и минеральных агрегатов, миграции углеводородов в земной коре.

Время	ФИО докладчика	Название доклада
10:00 – 10:20 Пленарный	академик Бортников Николай Стефанович	Приветственное слово участникам XVIII всероссийской конференции по термобарогеохимии
10:20 – 11:00 Пленарный	Плечов Павел Юрьевич	Современное состояние исследований в области термобарогеохимии в России и в мире
11:00 – 11:40 Пленарный	Смирнов Сергей Захарович	Роль Юрия Александровича Долгова в термобарогеохимии, посвящение 100-летию со дня рождения
11:40 – 12:00	Кофе-брейк	
12:00 – 12:40 Пленарный	Балицкий Владимир Сергеевич	Синтетические водно-углеводородные включения в кварце и роль их в установлении фазового состава, форм миграции и максимально возможных глубин нахождения нефти в земных недрах
12:40 – 13:00 Устный доклад	Прокофьев Всеволод Юрьевич, Banks D.A., Лобанов К.В., Селектор С.Л., Миличко В.А., Боровиков А.А.,	Флюидные включения с высокими концентрациями золота в кварце из золотоносного горизонта Кольской сверхглубокой скважины

	<i>Горностаева Т.А., Чичеров М.В., Грознова Е.О., Бочаров В.Н.</i>	
13:00 – 14:00	<i>Обеденный перерыв</i>	
<i>14:00-14:40 Пленарный</i>	<i>Томиленко Анатолий Алексеевич, Т.А.Бульбак</i>	<i>Состав флюидных включений в алмазах из россыпей северо- востока Сибирской платформы</i>
<i>17:00 – 18:00 Стендовый доклад</i>	<i>О.И. Матковский, И.М. Наумко, Н.Н. Павлунь</i>	<i>О львовском периоде жизни и деятельности профессора Юрия Александровича Долгова</i>

Лекции:

15:00 - Смирнов Сергей Захарович - Флюидные и расплавные включения в минералах, как инструмент в реконструкции фазового состава магматических систем

16:00 - Плечов Павел Юрьевич – Герметичность минерала-хозяина для флюидных и расплавных включений: мифы и реальность.

Секция “Флюидные включения и процессы рудообразования”, 25 сентября 2018 года, вторник

Ведущий: профессор Сергей Захарович Смирнов

Доклады, раскрывающие процессы рудообразования методами изучения флюидных включений. Особенное внимание уделяется золоторудным, полиметаллическим и редкометальным объектам.

Тип доклада	ФИО докладчика	Название доклада
<i>10:00 – 10:20 Устный доклад</i>	<i>Плотинская Ольга Юрьевна, Е.О. Грознова</i>	<i>Условия образования рениеносного молибденита на медно-порфировых месторождениях Урала: флюидные включения и хлоритовый геотермометр</i>
<i>10:20- 10:40 Устный доклад</i>	<i>Грознова Елена Олеговна, Абрамов С.С., Плотинская О.Ю., Бочаров В.Н.</i>	<i>Михеевское медно-порфировое месторождение, условия образования по данным изучения вторичных изменений и флюидных включений в</i>

		<i>минералах</i>
10:40 – 11:00 Устный доклад	<i>Колова Елена Евгеньевна</i>	<i>Геологические и физико-химические факторы образования Си и Мо-порфировых руд Северо-Западной части Тихоокеанского пояса</i>
11:00 – 11:20 Устный доклад	<i>Дамдинова Людмила Борисовна, Б.Б. Дамдинов, Н.В. Брянский</i>	<i>Состав растворов и условия формирования молибденит-кварцевых прожилков Первомайского молибденового месторождения (юго-западное Забайкалье)</i>
11:20 – 11:40 Устный доклад	<i>Федосеев Дмитрий Геннадиевич, Пахомова В.А., Вах А.С.Тишкина В.Б., Культенко С.Ю.</i>	<i>Физико-химические условия формирования РМС месторождения Кордонное по данным термобарогеохимии и КР-спектроскопии: генетический аспект (Приморье, Дальний Восток России).</i>
11:40 – 12:00	<i>Кофе-брейк</i>	
12:00 – 12:20 Устный доклад	<i>Соболев Александр Вячеславович</i>	<i>Физико-химические параметры формирования Pb-Zn- Ag руд Мяучанской площади (Магаданская обл., Омсукчанский район)</i>
12:20 – 12:40 Устный доклад	<i>Одариченко Элла Геннадьевна, Л.И. Рогулина, В.Ю. Прокофьев</i>	<i>Физико-химические условия формирования Николаевского полиметаллического месторождения (Приморский край, Россия)</i>
12:40 – 13:00 Устный доклад	<i>Кряжев Сергей Гаврилович</i>	<i>Флюидный режим формирования золоторудных месторождений в углеродисто-терригенных комплексах</i>
13:00- 14:00	<u><i>Обеденный перерыв</i></u>	
14:00- 14:20 Устный доклад	<u><i>Дамдинов Булат Батуевич, Л. Б. Дамдинова</i></u>	<i>Условия формирования и генезис метаморфогенно-гидротермальных золоторудных месторождений юго-восточной части Восточного Саяна</i>
14:20 – 14:40 Устный доклад	<i>Виктор Михайлович Округин, Е.Д. Скильская, А.А. Гайчуков, К.О.</i>	<i>К оценке физико-химических параметров генезиса месторождения серебра Спрут (Северная Камчатка).</i>

	<i>Шишканова, Е.И. Лобзин</i>	
<i>14:40 – 15:00 Устный доклад</i>	<i>Мокрушина Ольга Дмитриевна, Шарыгин В.В.</i>	<i>Результаты термобарогеохимического изучения флюидных включений в нефелине лопаритового месторождения Ловозерского щелочного массива</i>
<i>15:00 – 15:20 Устный доклад</i>	<i>Пахомова Вера Алексеевна, А.И. Ханчук, Т.Б. Баянова, Н.В. Зарубина, Д.Г. Федосеев, В.Б.Тишкина</i>	<i>Особенности формирования циркон- бадделлитовых руд по данным термобарогеохимии и изотопии (месторождение Алгاما, Хабаровский край)</i>
<i>15:20 – 15:40 Устный доклад</i>	<i>Толмачева Елена Васильевна, С.Д.Великославинский, А.Б.Котов, Н.С.Прокопов</i>	<i>Новые данные о генезисе Катугинского массива щелочных гранитов</i>
<i>15:40 – 16:00</i>	<i>Кофе-брейк</i>	
<i>16:00 – 16:20 Устный доклад</i>	<i>Юргенсон Георгий Александрович, Прокофьев В.Ю., Кононов О.В.</i>	<i>Физико-химические условия формирования камнесамоцветной минерализации Шерловой Горы (Юго- Восточное Забайкалье)</i>
<i>16:20 – 16:40 Устный доклад</i>	<i>А.А. Гараева, <u>Калистратова</u> <u>Евгения Олеговна</u>, М.Т. Крупенин</i>	<i>Особенности состава метаморфогенных флюидов в процессе формирования апокарбонатных талькитов (Белорецкая тальконосная провинция, Южный Урал)</i>
<i>16:40- 16:55 Устный доклад</i>	<i>Анкушева Наталья Николаевна, Кужугет Н.Н.</i>	<i>РТ-особенности флюидов гидротермальных месторождений золота Тарданского рудного узла (по флюидным включениям)</i>
<i>16:55 – 17:10 Устный доклад</i>	<i>Мичурин Сергей Васильевич, А.А. Шарипова, М.Т. Крупенин, А.А. Гараева</i>	<i>Термокриометрические характеристики жильного кварца в рифейских отложениях Авзянского рудного района (Южный Урал)</i>
<i>17:30 – 18:30</i>	<i>Стендовая секция</i>	

	<i>Ворошилов Валерий Гаврилович (тезисов не поступало)</i>	<i>Термобарическая зональность колонки березитов</i>
	<i>Краснов Антон Николаевич, В.Ю. Прокофьев, М.С. Харитонова</i>	<i>Флюидные включения в кварце из коренных руд золота Итакинского рудного поля (Забайкалье, Россия)</i>
	<i>Гордон Фаина Андреевна (тезисов не поступало)</i>	<i>Первые результаты исследований флюидного режима формирования золотого оруденения центральной части Хаутаваарской структуры (Южная Карелия)</i>
	<i>Доломанова-Тополь Ариж Али (тезисов не поступало)</i>	<i>Новые данные по условиям формирования руд месторождения золота Талатуй (Восточное Забайкалье, Россия)</i>
	<i><u>Комарова Мария Максимовна</u>, Вл.Б. Комаров</i>	<i>Физико-химические условия образования и U-Ti- метагелевая минерализация Au- U месторождения Элькон</i>
	<i>Прокофьев Всеволод Юрьевич, Наумов В.Б.</i>	<i>Германий в природных расплавах и флюидах: данные исследования расплавных и флюидных включений.</i>
	<i>Т.А. Бульбак, А.А. Томиленко, А.М. Сазонов, Н.А. Гибшер, <u>Рябуха Мария Алексеевна</u>, М.О. Хоменко</i>	<i>Углеводороды флюидных включений в минералах руд месторождений золота Енисейского кряжа</i>
	<i>Н.А. Гибшер, О.А. Козьменко, А.А. Томиленко, А.М. Сазонов, <u>Рябуха Мария Алексеевна</u></i>	<i>Элементы платиновой группы и рений во флюидах Олимпиадинского золоторудного месторождения (Енисейский кряж, Россия)</i>
	<i>Редина Анна Андреевна (тезисов не</i>	<i>Физико-химические особенности формирования золотого оруденения Лугоканского рудного узла.</i>

	<i>поступало)</i>	
	<i>Рушинова Наталия Павловна (тезисов не поступало)</i>	<i>Условия образования эпитеpмального Аи-Те оруденения месторождений Самолазовского и Подгoлечного(Центpальный Алдан) по данным изучения флюидных включений</i>
	<i>Кульчицкая Анна, И.Н. Герасимец, Л.И. Кануникова</i>	<i>Генетическое значение неоднородных включений бpитолита и апатита в цирконе Азовского месторождения</i>
	<i>Наталя Владимирована Сокерина, Т. П. Майорова, С.И. Исаенко</i>	<i>История формирования кварцевых жил Яроташорской площади по данным изучения флюидных включений (Приполярный Урал)</i>

Секция “Флюидные и расплавные включения как индикаторы магматических и метаморфических процессов”, 26 сентября 2018 года, среда

Ведущий: профессор РАН Павел Юрьевич Плечов
Обсуждаются результаты современных исследований флюидных и расплавных включений в магматических и метаморфических объектах с целью познания физико-химических условий процессов, эволюции состава расплава и флюида, а также потенциальной рудоносности магматических и метаморфических пород.

<i>Тип доклада</i>	<i>ФИО докладчика</i>	<i>Название доклада</i>
<i>10:00 – 10:20 Устный доклад</i>	<i>Чупин В.П., Кузьмин Дмитрий Владимирович, Смирнов С.З., Томиленко А.А.</i>	<i>Перитектические расплавные включения и их петрологическое значение</i>
<i>10:20-10:40 Устный доклад</i>	<i>Шишкина Татьяна Александровна, Н.А. Мигдисова, М.С. Тихонова, Н.М. Суцевская, М.В. Портнягин</i>	<i>Составы и условия кристаллизации толеитовых магм района тройного сочленения Буве (Южная Атлантика) по данным изучения закалочных стекол и расплавных включений в оливине</i>

10:40-11:00 Устный доклад	Шарыгин Виктор Викторович, Сокол Э.В., Кох С.Н.	Кальсилитсодержащие паралавы Хатрурим Бэзин (Израиль): минералогия и состав включений расплава
11:00-11:20 Устный доклад	Назарова Дарья Павловна, Портнягин М.В., Крашенинников С.П., Миронов Н.Л.	Исходное содержание H ₂ O и параметры мантийного плавления первичных магм Восточного вулканического фронта Камчатки
11:20-11:40 Устный доклад	Котов Алексей Андреевич, С.З. Смирнов, И.А. Максимович	Поведение воды и вариации флюидного режима в очаге кислой магмы кальдерного извержения перешейка Ветровой (о.Итуруп, Южные Курилы)
11:40-12:00	Кофе-брейк	
12:00-12:20 Устный доклад	Тимина Татьяна Юрьевна, С.З. Смирнов, А.В. Рыбин, С.П. Крашенинников	Этапы формирования очага базитовой магмы посткальдерного вулкана Клубба перешейка Ветровой (о. Итуруп, Курильские острова)
12:20-12:40 Устный доклад	Низаметдинов Ильдар Рафитович, Кузьмин Д.В.	Эволюция магнезиальных базальтов вулкана Меньший Брат: Флюидные и расплавные включения о вкрапленниках плагиоклаза
12:40-13:00 Устный доклад	Максимович Иван Андреевич, С.З. Смирнов, А.А. Котов	Условия кристаллизации основного плагиоклаза из риолитового расплава по результатам исследования флюидных и расплавных включений в плагиоклазе дацитовых пемз перешейка Ветрового (о. Итуруп, Курильские острова)
13:00-14:00	Обеденный перерыв	
14:00 – 14:20 Устный доклад	Соловова Ирина Петровна, А.А. Аверин, М.А. Юдовская, Н.Г. Зиновьева	Метан и его источники в расслоенной интрузии Уиткомст (Бушвельд, ЮАР)
14:20 – 14:40 Устный доклад	А.А. Аверин, И.П. Соловова, Л.А. Магазина	Ассоциация сульфид – металлический Fe-Ni-сплав и восстановленные флюиды базальтов о. Диско (западная Гренландия)
14:40 -	Баданина Елена	Расплавные и флюидные включения в

15:00 Устный доклад	Васильевна, Р.Томас, Л.Ф.Сырицо	редкометалльных плюмазитовых гранитах
15:00-15:20 Устный доклад	Перетяжко Игорь Сергеевич, Савина Е.А., Дмитриева А.С	Распределение RЗЭ и Y между фторидно-кальциевым и силикатным несмесимыми расплавами в онгонитовой и обогащенной фтором трахириолитовой магмах
15:20-15:40 Устный доклад	А.А. Конышев, А.А. Русак, Я.О. Алферьева	Брекчии с кварц-каллишпат-порфиновым цементом, ассоциирующие с гранитами рапакиви (юж. Карелия): первые данные о физико-химических условиях образования
15:40 – 16:00 Устный доклад	Затолокина Ксения Игоревна	Летучие в кордиерите из пегматита Кухилала (Памир) (по данным газовой хромато-масс-спектрометрии)
16:00-16:20 Устный доклад	Шарыгин Виктор Викторович	Высоконикелевые металл-сульфидные глобулы в коре оплавления L6 хондрита Озерки, Липецкая область: предварительные данные
17:00-18:00	Стендовая секция	
Стендовый доклад	Андреева Ирина Анатольевна.	Щелочно-салические расплавы раннемезозойских бимодальных ассоциаций Центральной Монголии и механизмы их формирования
Стендовый доклад	Шарыгин Виктор Викторович, Дорошкевич А.Г.	Полифазные включения в темноцветных минералах из мельтейгитов Белозиминского целочного массива
Стендовый доклад	Зинчук Николай Николаевич	Особенности термобарогеохимических и петрологических исследований кимберлитов
Стендовый доклад	Зинчук Николай Николаевич	Термо- и рентгенографические исследования серпентинов из кимберлитовых пород
Стендовый доклад	Бабанский Андрей Демьянович, Толстых М.Л.	Особенности химизма расплавов кислого состава различных вулканических центров Камчатки.

<i>Стендовый доклад</i>	<i>Толстых Мария Леонидовна, Наумов В.Б., Певзнер М.М., Бабанский А.Д.</i>	<i>Расплавы, формировавшие тефру извержения 6900 вулкана Хангар (Срединный хребет, Камчатка)</i>
<i>Стендовый доклад</i>	<i>С.Н. Гришина, Я.Е. Максимович, С.З. Смирнов</i>	<i>Сульфатные расплавные включения в галите кимберлитовой трубки Удачная-Восточная</i>
<i>Стендовый доклад</i>	<i>Л.И. Панина, А.Т. Исакова, М.А. Рябуха, Е.Ю. Рокосова</i>	<i>Особенности состава щелочных магм вулканического комплекса Вультуре (Италия)</i>
<i>Стендовый доклад</i>	<i>Савина Елена, И.С. Перетяжко, А.С. Дмитриева</i>	<i>Фторидно-кальциевый расплав в трахириолитовой магме и процессы его преобразования во флюорит</i>
<i>Стендовый доклад</i>	<i>Голунова Мария Алексеевна, Докукина К.А.</i>	<i>Флюидные включения в гранат-фенгит-кварцевых породах Беломорской эклогитовой провинции, Россия</i>

Секция “Аналитические и экспериментальные методы исследования флюидных и расплавных включений”, 27 сентября 2018 года, четверг

Ведущий: профессор Владимир Сергеевич Балицкий

Секция посвящена обсуждению экспериментальных методов изучения флюидных и расплавных включений, а также новым методам анализа включений.

Тип доклада	ФИО докладчика	Название доклада
<i>10:00– 10:40 Пленарный</i>	<i>В. С. Балицкий, Л. В. Балицкая, Ж. Пиронн, О. Барес, А. Ранди, М. А. Голунова, Т. М. Бубликова</i>	<i>Синтетические флюидные включения как индикаторы нефтегазового потенциала осадочных толщ</i>
<i>10:40 – 11:00 Устный</i>	<i>Труфанов Алексей Вячеславич, В.Н.Труфанов</i>	<i>Термобарогеохимия процессов дегазации ископаемых углей Восточного Донбасса</i>

доклад		
11:00 – 11:20 Устный доклад	Балицкий Владимир Сергеевич, Л.В. Балицкая, <u>Т.В. Сеткова</u>	Флюидные включения в монокристаллах синтетического высокогерманиевого кварца, их морфология и условия образования
11:20 – 11:40 Устный доклад	Миронов Никита Леонардович, Назарова Д.П., С.З. Смирнов, М.В. Портнягин, С.П. Крашенинников	Применение метода рамановской спектроскопии для газовых пузырей расплавных включений в оливине с целью определения содержания CO ₂ в примитивных магмах Камчатки
11:40-12:00	Кофе-брейк	
12:00 – 12:20 Устный доклад	Шмулович Кирилл Ильич, К.А.Власов	Фазовая диаграмма воды в метастабильной области (P<0)
12:20 – 12:40 Устный доклад	<u>Грознова Елена Олеговна</u> , К.И.Шмулович	Синтез флюидных включений для калибровки термокамеры
12:40 – 13:00 Устный доклад	Шишкина Татьяна Александровна, М.С. Тихонова, Н.А. Некрылов, Д.В. Попов, В.Д. Щербаков, М.В. Портнягин, Плечов П.Ю	Методика определения содержания воды в экспериментальных и природных силикатных стеклах основного состава с использованием микрорамановской спектроскопии
13:00 – 13:20 Устный доклад	<u>Крашенинников Степан Петрович</u> , Портнягин М.В., Бочарников Р.Е.З, Вилке М., Климм К., Гарревет Я., Буре С., Грошоф Н., Миронов	Экспериментальное изучение кинетики переуравновешивания Fe ³⁺ /Fe ²⁺ в расплавных включениях в оливине: первые результаты

	<i>Н.Л.</i>	
<i>17:00-18:00</i>	<i>Стендовая секция</i>	
<i>Стендовый доклад</i>	<i>Боровиков Андрей Александрович, Прокофьев В.Ю., Лобанов К.В.</i>	<i>Определение воды в газовых включениях с плотной углекислотой</i>
<i>Стендовый доклад</i>	<i>Панкрушина Елизавета Алексеевна, Вотяков С.Л., Прибавкин С.В., Притчин М.Е., Кисин А.Ю., Щапова Ю.В.</i>	<i>Анализ состава флюидных включений в кварце и кальците ряда геологических объектов Урала по данным рамановской спектроскопии</i>

Тезисы
XVIII Всероссийской
конференции по
термобарогеохимии
(в алфавитном порядке по
фамилии первого автора)

СУЛЬФИД – Fe-Ni-МЕТАЛЛИЧЕСКИЙ СПЛАВ И ВОССТАНОВЛЕННЫЕ ФЛЮИДЫ В БАЗАЛЬТЕ О. ДИСКО (ЗАПАДНАЯ ГРЕНЛАНДИЯ)

А.А. Аверин, И.П. Соловова, Л.А. Магазина
ИГЕМ РАН, Москва, Россия (solovova@igem.ru)

Изучение флюидных включений в минералах мантийных перидотитов, кимберлитах, щелочных, основных и ультраосновных магматических породах глубинного генезиса свидетельствует о доминирующей роли CO_2 . Однако в последние десятилетия появились сведения о присутствии в них дополнительных к CO_2 летучих компонентов, таких как N_2 , H_2O , H_2S . На данный момент такие многокомпонентные флюидные включения изучены в мантийных перидотитах Бакони-Балатонского вулканического пояса [Berkesi et al., 2009], шпинелевых перцолитах южной Кореи [Káldos et al., 2011] и восточной Антарктики [Соловова и др., 2015]. В то же время в перидотитах офиолитовых комплексов и гипербазитах субдукционных обстановок преобладают резко восстановленные флюиды (H_2 , CH_4 , N_2).

При изучении флюидных включений в магнезиальных базальтах о. Диско (западная Гренландия) было установлено, что доминирующим компонентом в них является не CO_2 , а метан. Их исследование проводилось крио- и термометрическим, КР- и ИК-спектроскопическими методами.

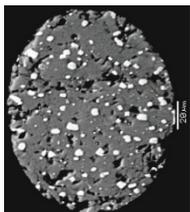


Рис. 1. Сульфидно-металлическая капля в стекле породы.-

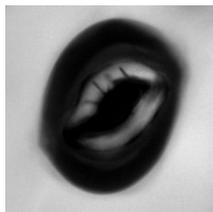


Рис. 2. Флюидное включение с графитом в стекле породы

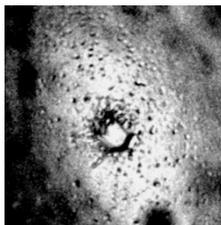


Рис. 3. Деталь флюидного включения. Температура - 75°C .

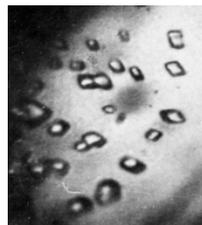


Рис.4. Деталь флюидного включения. Температура -40°C .

В базальте вкрапленники оливина $\text{Fo}_{78.8-85}$ погружены в коричневатое стекло породы и занимают не более 15 об.%. В стекле присутствуют каплевидные выделения сульфидов с зернами Fe-Ni металлического сплава (рис. 1), состав которого (ат.%): 71.2-82.2 Fe, 14.6-25.4 Ni, до 2.7 Co и 1.3 Cu. Сульфиды представлены троилитом и единичными зернами халькопирита. В составе рудных капель присутствует также редкие зерна графита и когенита (Fe_3C) [Pedersen, 1979].

Оливин и стекло породы содержат многочисленные флюидные включения. В оливине они сингенетичны расплавному. Дополнительно во вкрапленниках оливина присутствуют включения сульфидов и графита, образующие комбинированные разности с расплавленными и флюидными включениями. В стекле породы флюид также содержит графит (рис. 2). Температура гомогенизации расплавленных включений в оливине варьирует в пределах $1170-1200^\circ\text{C}$, температура затвердевания (размязгачения) стекла основной массы породы отвечает $770 - 800^\circ\text{C}$.

Криометрическое изучение флюидных включений свидетельствует о многокомпонентном составе флюидов. При температуре -100°C во включениях происходит кристаллизация мелкозернистых фаз на стенках вакуоли (рис. 3), которые укрупнялись при нагревании в пределах $(-90) - (-70^\circ\text{C})$ и затем плавилась в

интервале (-82.6) – (-73°C). Эта температура принималась за температуру солидуса сложной системы. Плавление выращенных при попеременном нагревании и охлаждении идиоморфных кристаллов другой фазы (рис. 4) происходила в интервале (-36.6) – (-26.7°C). Из-за низкой плотности газа во включениях, возможно, следует говорить не о плавлении, а о сублимации фаз при повышении температуры. Плавление гексагональных кристаллов происходило при 80°C, что отвечает нафталину (C₁₀H₈). Во включениях были также выращены кристаллы газгидрата. Температура их плавления варьирует в пределах 7.5 - 9°C. Способность образовывать гидраты обладают все гидрофобные газы (CO₂, CH₄, C₂H₄, C₂H₆ и другие углеводороды). Эти наблюдения свидетельствуют о присутствии H₂O во флюидах, что подтверждается обнаружением в некоторых из них каемок жидкой воды. Однако в большинстве флюидных включений описанные фазовые переходы не наблюдались. В этом случае при охлаждении включений до -140°C появлялась фазовая граница газ-жидкость, что характерно для метана. Поведение включений при их криометрическом исследовании позволили предположить, что флюид представлен в основном углеводородами.

Методами КР- и ИК-спектроскопии установлено, что твердая фаза внутри вакуолей представляет собой графит (пики 1361, 1582, 2715, 3254 см⁻¹). Низкое отношение интенсивности пиков I(1361)/I(1582) ~0.08 соответствует высокоупорядоченной модификации графита. Состав включений отвечает CH₄ (2917 см⁻¹), CO₂ (1284, 1387 см⁻¹) и N₂ (2329 см⁻¹) (рис. 5 и 6). При этом максимальная интенсивность пиков отвечает CH₄. На ИК-спектре пик 3334 см⁻¹ относится к H₂O.

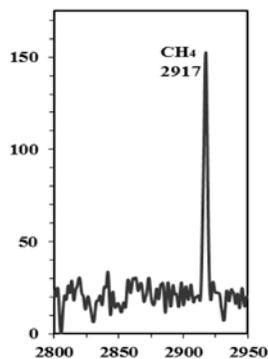


Рис. 5. Раман-спектр флюида, пики графита

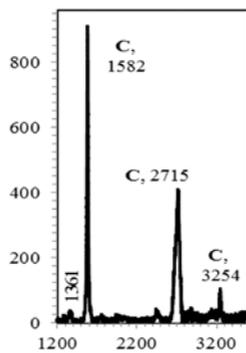


Рис. 6. Раман-спектр флюида, пик метана



Рис. 7. Осветление стекла породы вокруг флюидного пузыря

Оценка плотности углекислоты в составе флюида базируется на данных КР-спектроскопии. Используя полученные данные по температурам размятия стекла основной массы и гомогенизации расплавных включений и плотности CO₂, оцененное максимальное давление при кристаллизации оливина близко к 0.2 ГПа, а при затвердевании остаточного расплава оно не превышало 50 МПа.

Кристаллизация исходной магмы происходила в условиях низкого редокс-потенциала, что согласуется с присутствием ассоциации сульфид – Fe-Ni металлический сплав. Для расплавов, находящихся в равновесии с металлическим железом при температуре 1450°K logf_{O₂} составляет -13.95. При давлении в несколько сот бар во флюиде C-O-H, находящимся в равновесии с Fe, Fe₃C и FeS, должны доминировать H₂+CH₄, а выше 0.1 ГПа - CH₄. Отсутствие на КР-спектрах пика H₂ может объясняться его потерей в результате диффузии за пределы

включений. Подтверждением этому служит осветление стекла вокруг вакуолей за счет восстановления Fe^{+3} до Fe^{+2} в расплаве породы (рис. 7).

Berkesi M., Hidas K., Guzmics T., Dubessy J., Bodnar R.J., Szabo C., Vajnad B., Tsunogae T. Detection of small amounts of H_2O in CO_2 -rich fluid inclusions using Raman spectroscopy // J. Raman Spectrosc. 2009. 40. 1461–1463

Káldos R., Berkési M., Hidas K., Yang K., Szabó Cs. CO_2 - SO_2 - H_2O fluid inclusions in peridotite xenoliths from Jeju Island (South Korea) // Abst. ECROFI-XXI. 2011. P.112-113

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

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

ЩЕЛОЧНО-САЛИЧЕСКИЕ РАСПЛАВЫ РАННЕМЕЗОЗОЙСКИХ БИМОДАЛЬНЫХ АССОЦИАЦИЙ ЦЕНТРАЛЬНОЙ МОНГОЛИИ И МЕХАНИЗМЫ ИХ ФОРМИРОВАНИЯ

И.А. Андреева

ИГЕМ РАН, Москва, Россия, andreeva@igem.ru

На основе метода исследования расплавных включений с использованием электронного и ионного микроанализа изучены условия образования, состав и эволюция расплавов, участвующих в формировании комендитов бимодальных ассоциаций вулканитов проявлений Сант и Дзарта-Худук (Центральная Монголия), а также выявлены механизмы их формирования.

В пределах Монголо-Забайкальской зональной магматической области развиты вулканические и плутонические породы повышенной щелочности, включающие трахибазальты, комендиты, щелочные и литий-фтористые граниты. Эти породы слагают вулканоплутонические комплексы, входящие в состав Западно-Забайкальской, Хархоринской и Северо-Гобийской рифтовых зон. Их выходы связаны с отдельными вулканическими полями, площадь которых не превышает первых сотен $км^2$. Исследуемые вулканические бимодальные ассоциации развиты в районе сомонов Сант и Дзарта-Худук Хархоринской и Северо-Гобийской рифтовых зон соответственно и имеют близкий возраст - 210 и 208 млн. лет [Ярмолюк и др., 2017].

Первичные расплавные включения были изучены в кварце комендитов, отобранных в разных частях разреза вулканической толщи комплекса Сант, а также во вкрапленниках (анортоклазе, кварце) трахидацитов и пантеллеритов комплекса Дзарта-Худук. Они состоят из стекла \pm дочерних минералов \pm газовой фазы. Расплавные включения в кварце пантеллеритов Дзарта-Худукского массива содержали помимо стекла и газовой фазы мелкокристаллический солевой агрегат, сложенный фторидами Li, Na и Ca.

Установлено, что кристаллизация вкрапленников комендитов бимодальной ассоциации Сант осуществлялась в температурном интервале 880-960°C. Кристаллизация фенокristов трахидацитов и пантеллеритов ассоциации Дзарта-Худук происходила при температуре 1060 - 1000°C. Кроме того, проведенные термометрические исследования расплавных включений в кварце пантеллеритов комплекса Дзарта-Худук позволили зафиксировать явления несмесимости силикатного и солевого (фторидного) расплавов при температуре 800°C.

Определено, что стекла гомогенных расплавных включений во вкрапленниках исследуемых объектов отвечают составам трахидацитов и риолитов и содержат (в мас. %): SiO_2 – 68-73, Al_2O_3 – 11.7-13.5, FeO – 2.3-7.0, $Na_2O + K_2O$ – 9 –

13. Они также характеризуются высокими концентрациями Zr, Nb, Rb, Y, Th и редкоземельных элементов. Вместе с тем, выявлены существенные различия в составе стекол расплавных включений в содержаниях Li и летучих компонентов (H₂O и F). Выделяются расплавы, обогащенные этими компонентами, и обедненные ими.

Закономерности поведения редких и редкоземельных элементов в ходе эволюции расплава хорошо иллюстрируются на графиках их взаимных корреляций. Отмечается четкая прямая корреляция между содержаниями Nb и Zr, Nb и Hf во всем диапазоне составов расплавов и пород (включая их базитовые разновидности). Подобные зависимости с Nb сохраняются и для других редких элементов, в частности, Rb, Ta, Th, U, Hf, Y, Be, В, а также РЗЭ. Наличие единых трендов между расплавами и породами разного состава дает основание считать, что базитовые и кислые члены бимодальных ассоциаций Сант и Дзарта-Худук генетически связаны между собой, а за накопление многих редких и редкоземельных элементов в щелочно-салических расплавах ответственен процесс кристаллизационной дифференциации магмы.

На спайдердиаграммах (рис. 1) наблюдается отчетливое сходство в характере распределения редких и редкоземельных элементов в стеклах расплавных включений из вкрапленников щелочно-салических пород обеих ассоциаций, одной из главных особенностей которых является наличие Li максимума. Чрезвычайно важным фактом изучения расплавных включений во вкрапленниках пантеллеритов Дзарта-Худукского комплекса стало обнаружение наряду с силикатными расплавами обогащенных Li фторидных расплавов. Это позволило доказать принципиальную возможность возникновения солевых расплавов, в значительной степени экстрагирующих Li, на заключительных стадиях дифференциации щелочных магм [Андреева, Коваленко, 2011]. Ранее свидетельства сосуществования фторидного расплава с кислым силикатным расплавом были получены экспериментально [Граменицкий и др., 2005].

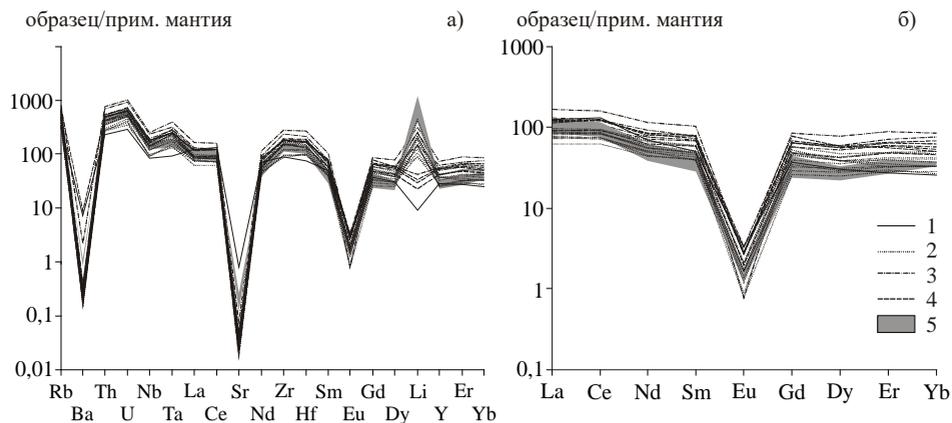


Рис. 1. Спектры распределения содержаний редких и редкоземельных элементов в комендитах (1) и гомогенных стеклах расплавных включений в кварце комендитов массива Сант (2-4) и пантеллеритов массива Дзарта-Худук (5).

Как следует из рис. 1, часть составов стекол расплавных включений во вкрапленниках пород обеих ассоциаций не подчиняются общей тенденции в отношении Li. Они, также как и составы пород, характеризуются отрицательной литиевой анамалией. Кроме того, в них содержатся самые низкие концентрации F и

H₂O. Вероятно, эти расплавы представляют собой остаточные магмы после отделения от них солевой (фторидной) составляющей, а низкие содержания Li и летучих компонентов является следствием их перераспределения в солевой расплав.

Таким образом, выявленные общие закономерности эволюции расплавов бимодальных ассоциаций Сант и Дзарта-Худук Монголо-Забайкальского зонального магматического ареала, близость возраста и состава пород последних, позволяют предположить сходный для них механизм формирования, связанный с доминирующей ролью процесса кристаллизационной дифференциации магмы. Высокий потенциал щелочей, а также летучих компонентов (F и H₂O) в расплавах способствовали значительному концентрированию в них многих редких элементов. На поздних стадиях эволюции комендитовых и пантеллеритовых магм происходило отделение солевого фторидного расплава с экстракцией значительных содержаний Li.

Работа выполнена при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (проект № 17-05-00767).

Андреева И.А., Коваленко В.И. Эволюция магм трахидацитов и пантеллеритов бимодальной ассоциации вулканитов проявления Дзарта-Худук, Центральная Монголия: по данным изучения включений в минералах // *Петрология*. 2011. Т. 19. № 4. С. 363–385.

Граменицкий Е.Н., Щекина Т.И., Девятова В.Н. Фазовые отношения во фторсодержащих гранитной и нефелин-сиенитовой системах и распределение элементов между фазами. М.: ГЕОС, 2005. 188 с.

Ярмолук В.В., Козловский А.М., Кудряшова Е.А. Сальникова Е.Б., Травин А.В. Рифтогенный магматизм западной части раннемезозойской Монголо-Забайкальской магматической области: результаты геохронологических исследований // *ДАН*. 2017. Т. 475. № 6. С. 669–675.

РТ-ОСОБЕННОСТИ ФЛЮИДОВ ГИДРОТЕРМАЛЬНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ЗОЛОТА ТАРДАНСКОГО РУДНОГО УЗЛА (ПО ФЛЮИДНЫМ ВКЛЮЧЕНИЯМ)

Н.Н. Анкушева¹, Р.В. Кужугет²

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

²*Тувинский институт комплексного освоения природных ресурсов СО РАН, Кызыл, Россия, rkuzhuget@mail.ru*

На площади Тарданского рудного узла поисковыми работами 1963–1965 гг. выявлены золоторудные объекты в скарнах (Тардан, Копто, Барсучий), березитах (Тардан-2), а также ряд мелких проявлений золота. Рудный узел расположен на юге Алтае-Саянской складчатой области в пределах Восточно-Тувинской структурно-фациальной зоны. Золоторудные объекты приурочены к зоне контакта Копто-Байсютского габбро-диорит-плагиогранитного массива раннетануольского комплекса (O₁tn) с вулканогенно-карбонатными породами туматтайгинской (R – E₁tt) и тапсинской свит (E₁tp). В связи с внедрением интрузий раннетануольского комплекса, на контакте диоритов и карбонатных пород позднего рифея – раннего кембрия, сформировались магнезиальные и известковые скарны. С понижением температуры скарнового процесса формировались магнетитовые руды, которые являются сопутствующим оруденением. Магнетитовые руды сопровождаются апоскарновыми магнетит-тремолит-актинолит-хлоритовыми, серпентиновыми, кварц-гематитовыми метасоматитами, которые появляются на участках магнезиальных и известковых скарнов, подвергшихся дроблению.

В рудном узле золотое оруденение контролируется опережающими разрывными нарушениями Каахемского глубинного разлома и пространственно совмещено со

скарновыми залежами сложного строения [Коробейников и др., 1987; Коробейников, Зотов, 2006]. Гидротермальное золотое оруденение сопровождается интенсивным тектоническим дроблением скарнов, апоскарновых метасоматитов и внедрением даек аплитов, гранит-порфиров раннетаннуольского комплекса (O_1tn), с которыми связан постмагматический рудоносный гидротермальный процесс, т. е. золотое оруденение является постскарновым и пространственно связано со скарновой формацией. [Гаськов и др., 2010]. Околорудные процессы гидротермально-золоторудного генезиса выразились в лиственитизации скарнов и, в меньшей степени, березитизации гранит-порфиров и гранодиоритов. Изученные объекты характеризуются общими чертами геологического строения, вещественного состава руд, стадийности минералообразования и околорудных изменений [Гаськов и др., 2010]. С учетом работ предшественников и собственных наблюдений, на исследуемых объектах выделены от 1 до 3 продуктивных стадий: Тардан – золото-кварц-кальцитовая (I), золото-теллуридно-кварц-сульфидная (II) и золото-сульфидно-кварцевая (III); Барсучий – золото-пирротин-халькопирит-пирит-кварцевая (I) и золото-теллуридно-пирротин-халькопирит-пирит-кварцевая (III); Копто и Тардан-2 – золото-сульфидно-кварцевая.

На месторождениях рудного узла наблюдается следующая последовательность минеральных парагенезисов: ранние (кварц, кальцит, пирит, пирротин, арсенопирит, весьма высокопробное и высокопробное золото \pm халькопирит \pm сфалерит \pm марказит) \rightarrow промежуточные (кальцит, кварц, халькопирит, галенит \pm борнит, пирит, виттихенит, вольтскит, теллурувисмутит, тетрадимит, сфалерит, высокопробное, среднепробное и низкопробное золото, кобальтин) \rightarrow поздние (кварц, халькопирит, пирит, барит, галенит Zn-теннантит-тетраздрит, матильдит, акантит, самородный висмут, среднепробное и низкопробное золото, электрум, ртутистый электрум \pm кюстелит \pm ртутистый кюстелит \pm айкинит \pm берриит \pm висмутин \pm Vi-теллурантимон).

Целью данной работы является установление условий формирования золотоносных ассоциаций месторождений Тардан, Барсучий, Копто и рудопроявления Тардан-2 по данным флюидных включений. Температуры образования некоторых минеральных ассоциаций определены с помощью геотермометров.

Двухфазные флюидные включения в кварце проанализированы в микротермокамере TMS-600 (Linkam) с микроскопом Olympus BX51 в лаборатории термобарогеохимии Южно-Уральского государственного университета по стандартной методике [Борисенко, 1997; Vodnar, Vytk, 1994]. Исследовано более 300 индивидуальных включений. Они имеют размеры 10–15, реже до 20 мкм, образуют группы по 2–3 включения в центральных частях зерен и не имеют видимой связи с трещинами в минералах. Согласно [Ермаков, 1972; Реддер, 1978], такие включения являются первичными или псевдовторичными.

По результатам исследований установлены сходные термобарогеохимические параметры минералообразующих растворов продуктивных стадий на месторождениях. Растворы включений в жилах всех месторождений содержат хлориды Mg, Na и K. Соленость растворов, рассчитанная по температурам плавления последних кристаллических фаз во включениях, образует интервал от 4 до 10 мас. %: 6.1–10.2 мас. % (Тардан, I), 10.5–12.9 мас. % (Тардан, II, III), 5–8.8 мас. % (Барсучий, I, II), 4–7.6 мас. % (Копто) и 1.7–8 мас. % (Тардан-2).

Рудоотложение на изученных месторождениях протекало на фоне снижения температуры рудообразующих растворов: Тардан \sim 390°C (I, пирит-пирротиновый сольвус) + 220–250°C \rightarrow 360–340°C (II) \rightarrow 326–215°C (III, электрум-сфалеритовый геотермометр): (Тардан, III); Барсучий 372–354°C (I, электрум-сфалеритовый геотермометр) \rightarrow 270–240°C (II) и Копто 230–150°C и Тардан – 280–120°C.

Наиболее ранние ассоциации с весьма высокопробным и высокопробным золотом формировались при температурах 390–354°C, промежуточные с высокопробным, среднепробным и низкопробным золотом – 360–240°C и поздние с баритом, акантитом, электрумом, ртутистым электрумом, среднепробным и низкопробным золотом – 280–120°C. Комплексный хлоридный состав растворов предполагает участие глубинных (магматических) флюидов в минералообразовании.

Минералого-геохимические особенности рудных ассоциаций месторождений Тардан, Барсучий, Тардан-2 и Копто указывают на то, что эти объекты Тарданского рудного узла являются производными единой сложной флюидно-гидротермальной рудообразующей системы. В Тарданском рудном узле гидротермальная золоторудная минерализация штокверкового типа представлена тремя продуктивными ассоциациями. Однако их масштабы на разных объектах проявлены с различной полнотой. На месторождении Барсучий проявлены только ранние продуктивные стадии (первая и вторая), а на месторождении Копто и рудопроявлении Тардан-2 – только третья продуктивная стадия. Соответственно, на месторождениях Тардан и Барсучий развиты ранние среднетемпературные минеральные ассоциации с золотом, на Копто и Тардан-2 – более низкотемпературная поздняя минеральная ассоциация.

Исследования поддержаны РФФИ (№ 17-45-170970_а).

Коробейников А.Ф., Номоконова Г.Г., Ерофеев Л.Я. Закономерности проявления золотого оруденения в геолого-геохимических и физических полях контактовых ореолов гранитных интрузий // Геология рудных месторождений. 1987. Т. 29. № 2. С. 58–70.

Коробейников А.Ф., Зотов И.А. Закономерности формирования месторождений золото-скарновой формации. Томск, 2006. 234 с.

Гаськов И.В., Борисенко А.С., Бабич В.В., Наумов Е.А. Стадийность и длительность формирования золоторудной минерализации на медно-скарновых месторождениях (Алтае-Саянская складчатая область) // Геология и геофизика. 2010. Т. 49. № 10. С. 1399–1412.

Борисенко А.С. Изучение солевого состава растворов газово-жидких включений в минералах методом криометрии // Геология и геофизика. 1997. № 8. С. 16–28.

Vodnar 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.

Ермаков Н.П. Геохимические системы включений в минералах. М. Недра, 1972. 376 с.

Реддер Э. Флюидные включения в минералах. М.: Мир, 1978. Т. 1 360 с.

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ КИСЛЫХ РАСПЛАВОВ, ФОРМИРОВАВШИХ ТЕФРУ ВУЛКАНОВ ШИВЕЛУЧ И ИЧИНСКИЙ (КАМЧАТКА)

А.Д. Бабанский¹, М.Л. Толстых²

¹*Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН, 119017 Москва, Старомонетный пер., 35*

²*Институт геохимии и аналитической химии им. В.И. Вернадского РАН
119991 Москва, ул. Косыгина, 19*

Крупные вулканические массивы преимущественно среднего и кислого состава характерны для островодужных систем. Именно с ними связаны наиболее значительные эксплозивные извержения. На Камчатке подобные массивы развиты как в Центральной Камчатской депрессии (ЦКД), в зоне современной субдукции, так и на Срединном хребте, в условиях постсубдукционного вулканизма.

Целью данной работы было сравнение особенностей расплавов, формировавших тефру крупных извержений вулканов Шивелуч (ЦКД) и Ичинский (Срединный хребет).

Были изучены природнозакаленные стекловатые расплавные включения в минералах тефры крупных извержений этих вулканов.

Все расплавы относятся к дацит-риолитовому ряду с достаточно низкими содержаниями MgO и TiO₂ (рис. 1 а,б). Однако поле расплавов Ичинского вулкана захватывает более кислую область (рис. 1, г). Содержания калия значительно выше в большей части расплавов Ичинского вулкана, однако низкокалиевая их разность соответствует характеристикам расплавов Шивелуча. Стоит отметить, что расплавы содержат значительное количество воды – от 5 мас.% на Ичинском до 8 масс.% на вулкане Шивелуч (по данным SIMS).

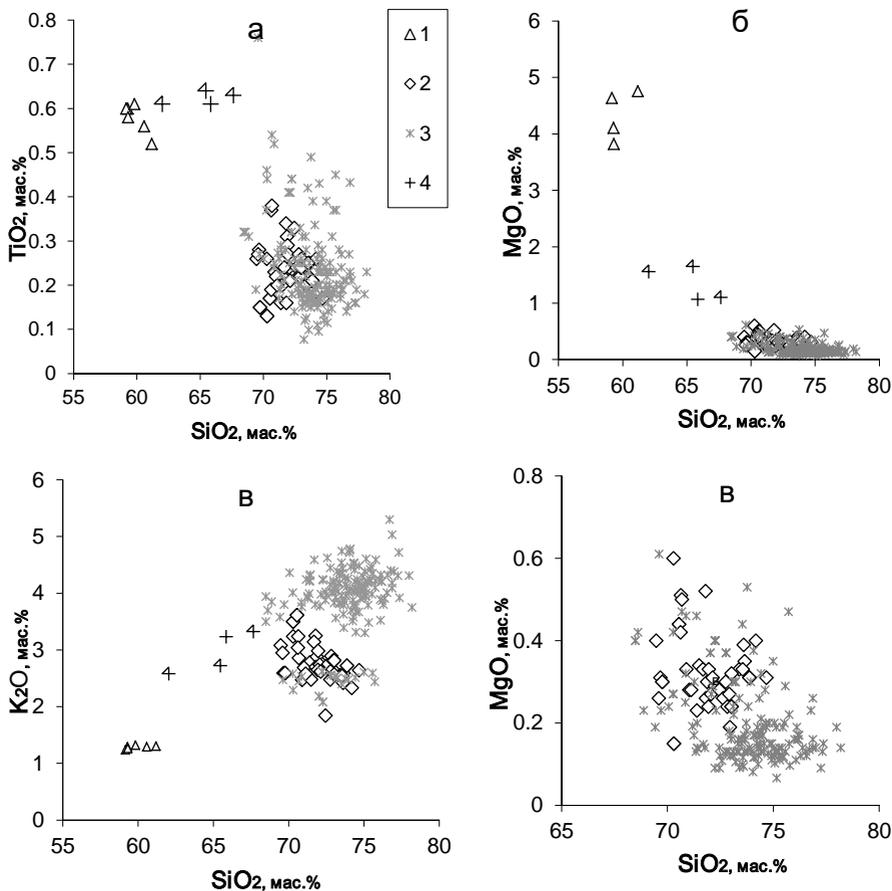


Рис. 1. Вариационные диаграммы для составов расплавных включений в минералах тефры вулканов Шивелуч (1,2) и Ичинский (3,4).

1, 4 – породы, в минералах которых исследовались включения, 2, 3 – стекла расплавных включений.

Соотношение составов пород и расплавов на изученных объектах, в целом, сходно. Породы отличается более низкой, чем в расплавах, кремнекислотность и щелочность, и более высокие концентрации TiO₂, FeO, MgO, Al₂O₃.

Таким образом, можно предположить, что изученные породы могут формироваться в результате кристаллизации водонасыщенного расплава и кумуляции вкрапленников, а также процессов смешения или контаминации, о чем говорят отсутствие заметных содержаний магния в расплавах высокомагнезиальных андезитов Шивелуча, а также наличие низкокальциевой разности среди щелочных расплавов Ичинского вулкана. Также в качестве подтверждения контаминационных процессов на вулкане Шивелуч может служить обилие гипербазитовых и базитовых ксенокристов в породах, в т.ч. и в виде отдельных ксенокристов магнезиального оливина и хром-шпинелида. Возможно, наличием этих фаз, вероятно, мантийного генезиса, объясняется повышенная магнезиальность пород вулканического центра.

Различия в спектрах распределения редких элементов (рис. 2) могут свидетельствовать о различиях в процессах генезиса породообразующих кислых расплавов. Вулкан Ичинский обнаруживает относительно обогащенный источник плавления; особенно велики различия в области наиболее несовместимых элементов и тяжелых РЗЭ. Nb-минимум, гораздо более слабо проявленный в расплавах Ичинского вулкана, также может отражать особенности магмогенерации в постсубдукционных условиях.

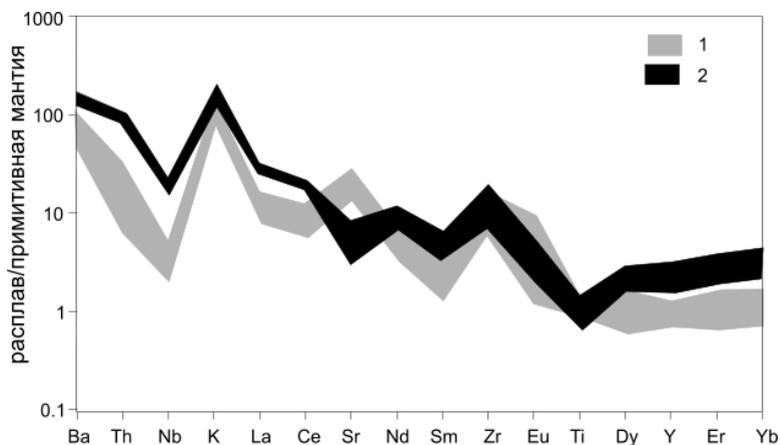


Рис. 2. Спайдер-диаграммы для расплавов вулкана Шивелуч (1) и Ичинского (2). Состав примитивной мантии по (Sun, McDonough, 1989).

Работа выполнена в соответствии с Госзаданиями по темам ГЕОХИ РАН № 0137-2016-005 (термобарогеохимические исследования), ГИН РАН № 0135-2018-0037 (геохронологические исследования) и ИГЕМ РАН № 0136-2018-0028 (петрографические и минералогические исследования), а также при поддержке грантов РФФИ № 17-05-00112 (полевые работы) и № 18-05-00224 (анализ данных).

Толстых М.Л., Певзнер М.М., Наумов В.Б., Бабанский А.Д. (2019) Характеристика кислых расплавов, формировавших тефру голоцен-плейстоценовых извержений вулкана Ичинский (Камчатка), по данным изучения расплавных включений // Геохимия/ В печати.

Толстых М.Л., Певзнер М.М., Наумов В.Б., Бабанский А.Д., Кононкова Н.Н. Типы расплавов, формировавших пирокластические породы различных структурно-возрастных комплексов вулканического массива Шивелуч (Камчатка), по данным изучения включений в минералах. Петрология, 2015, т. 23, № 5, с. 521-560.

Sun S.S., McDonough W.F. (1989) Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts; implications for mantle composition and processes // Saunders, A.D., Norry, M.J. (eds) Magmatism in the ocean basins. Geological Society Special Publications, 1989. London: Geological Society of London. P. 313-345.

РАННИЙ ЭТАП ГЕТЕРОГЕНИЗАЦИИ РАСПЛАВА В РЕДКОМЕТАЛЬНЫХ ГРАНИТАХ ПЛЮМАЗИТОВОГО ТИПА

Е.В. Баданина¹, Р.Томас², Л.Ф.Сырицо¹

¹СПбГУ, Институт Наук о Земле, Санкт-Петербург, e.badanina@spbu.ru

²GeoИсследовательский Центр Потсдама, Германия, RainerThomas@t-online.de

В редкометальных гранитах плюмазитового ряда наиболее полный ряд дифференциатов представляет следующую пространственно-временную последовательность пород: биотитовые граниты – протолитионитовые граниты – порфиروبластовые граниты с характерным кварцем со структурой «снежного кома» – амазонитовые граниты с топазом и Li-Fe слюдами (с рядом эволюции слюд от высокожелезистого Li-сидерофиллита до лепидолита). Изучение геохимии пород, минералов и расплавных (РВ) и флюидных (ФВ) включений в модельном Орловском массиве в Восточном Забайкалье показало, что процесс кристаллизационного фракционирования ограничивается рядом пород от биотитовых гранитов до порфиروبластовых гранитов [Баданина и др., 2010]. В этом ряду распределение петрогенных и редких элементов в составе расплава и породы заключается в уменьшении содержания Si, Fe, Ca, Mg, Zr, Hf, REE и накоплением Al, Na, Li, Rb, Ta, Nb, что соответствует кристаллизационному фракционированию и хорошо отвечает «онгонитовому тренду» дифференциации [Коваленко, 1979]. Этот процесс ограничивается определённым этапом насыщения системы флюсовыми элементами – F (1,3 масс.%), В (2,09 масс.%), H₂O (порядка 10 масс.%), Li (2411 г/т), после чего система становится гетерогенной и расплав относительно породы резко обедняется определенной ассоциацией элементов – Al, Na, Li, F, Nb, Ta, РЗЭ. Этот процесс назван нами «геохимической вилкой» (по терминологии В.В. Гордиенко [1996]).

В настоящем сообщении мы акцентируем внимание на составе расплава именно этого типа породы, являющегося матрицей для последующих многочисленных преобразований расплава, в том числе магматико-гидротермальных переходов и процессов рудообразования.

Изучение состава гомогенизированных стёкол РВ в кварце из порфиروبластовых гранитов показало выраженную гетерогенность их состава в отношении Al, F, Na, K и ряда редких элементов. Большинство изученных составов РВ (порядка 85% от всех измерений) соответствуют силикатным включениям с содержанием Al₂O₃ порядка 12,8 масс.% и F до 0,3 масс.%. Наряду с такими составами стабильно сосуществуют расплавы с повышенным содержанием Al₂O₃ до 15,4 масс.% и F до 1,3 масс.%, и, что заслуживает особого внимания, именно в этих включениях фиксируются повышенные концентрации «потерянных» элементов – Ta, Nb, Ti, W, Zr, Y и HREE. Спектры распределения РЗЭ в этих необычных РВ характеризуются выраженной отрицательной Eu-аномалией и преобладанием тяжёлых РЗЭ над лёгкими. Подобный спектр распределения РЗЭ характерен для аксессуарного флюорита из этих пород, что позволяет предполагать кристаллизацию этого минерала из Al-F расплава [Badanina et al., 2006]. Есть основания полагать, что подобные расплавы являются предшественниками появления гидросолевого Al-F расплава, который активно обсуждается в экспериментальных работах и, который, судя по этим работам, способен селективно извлекать Li, W, Nb, Hf, Sc, U, Th, REE [Щекина и др., 2013]. Как указывалось в этих работах, поле жидкостной несмесимости значительно расширяется при замене натрия (и калия) на литий. Причина жидкостного расщепления лежит не только в повышенных содержаниях Li, но также, вероятно, углекислоты, железа, и, возможно, других компонентов. Подобная картина расщепления расплава прослежена на примере Орловского и

Этыкинского массивов Восточного Забайкалья и месторождения Ичунь в ЮВ Китае.

Исследования выполнены при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (проект № 13-05-01057 и 18-05-00957) и стипендии Немецкой Службы Академических Обменов (DAAD).

Баданина Е.В., Сырицо Л.Ф., Волкова, Е.В., Томас, Р., Трамболл, Р.Б. Состав расплава Li-F гранитов и его эволюция в процессе формирования рудоносного Орловского массива в Восточном Забайкалье // Петрология. 2010. Т. 18. №2. С. 139-167.

Гордиенко В.В. Гранитные пегматиты. СПб: Изд-во СПбГУ, 1996. 272 с.

Коваленко В.И., Коваленко Н.И. Онгониты. Москва. Наука. 1976. 127 с.

Щекина Т.И., Граменицкий Е.Н., Алферьева Я.О. Лейкократовые магматические расплавы с предельными концентрациями фтора: эксперимент и природные отношения // Петрология. 2013. Т.21. №5. С. 499-516.

Badanina E.V., Trumbull R.B., Dulski P., Wiedenbeck M.L., Veksler I.V., Syritso L.F. The behavior of REE and other lithophile trace elements in rare-metal granites: a study of fluorite, melt inclusions and host rocks from Khangilay complex, Transbaikalia // Canadian Mineralogist. V.44. 2006. P. 667-692.

СИНТЕТИЧЕСКИЕ ВОДНО-УГЛЕВОДОРОДНЫЕ ВКЛЮЧЕНИЯ В КВАРЦЕ И ИСПОЛЬЗОВАНИЕ ИХ В РЕШЕНИИ ГЕНЕТИЧЕСКИХ И ПРИКЛАДНЫХ ЗАДАЧ НЕФТЕГАЗОВОЙ ГЕОХИМИИ (ПО ДАННЫМ ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ)

В.С. Балицкий

ИЭМ РАН, Черноголовка, Московская обл., Россия, balvlad@iem.ac.ru

Известно, что нефть по мере увеличения глубины залегания залежей и их температуры подвержена в той или иной степени метаморфизму. Согласно ранее проведенным геолого-геохимическим и экспериментальным исследованиям, деструктивные изменения нефти имеют направленный и необратимый характер и обусловлены, главным образом, процессами ее крекинга. В конечном итоге вся совокупность различных жидких и газовых углеводородов (УВ) преобразуется в два наиболее устойчивых соединения – метан и твердые битумы (вплоть до кристаллического графита). Это находит отражение в часто наблюдаемой вертикальной зональности распределения нефтегазовых месторождений различного типа в земных недрах. Вместе с тем, многие вопросы метаморфических превращений нефти в земных недрах до сих пор окончательно не решены. В частности, до сих пор экспериментально не установлены основные факторы, определяющие фазовый состав и фазовые состояния УВ, формы их миграции и максимально возможные глубины нахождения в земных недрах.

В представленном докладе мы попытались ответить на указанные вопросы, основываясь на новых подходах и методах изучения водно-углеводородных систем с использованием синтетических флюидных включений в кварце.

Выращивание кристаллов кварца с флюидными включениями проводили гидротермальным методом температурного перепада в жаропрочных автоклавах объемом 50, 100 и 280 мл в широком диапазоне температур (240–670 °С) и давлений (7–150 МПа). Рост кварца осуществляли на быстро растущих затравочных стержнях ZX- и ZY- ориентаций длиной 140 и 210 мм, шириной 4 мм и толщиной 2–4 мм. В качестве исходных растворов использовали смеси чистой воды и ее слабощелочных (3, 5 и 7 мас. % NaHCO_3), щелочных (3 и 5 мас. % Na_2CO_3) и нейтральных хлоридных (10 и 25 мас. % NaCl) растворов с нефтью из месторождений Сев. Кавказа и Татарстана. Долю нефти в смесях изменяли от 0,1 до 70 об. %. Включения захватывали флюид (гомо- или гетерогенный) непосредственно при термобарических параметрах опытов. Изучение включений проводили методами

оптической и флуоресцентной микроскопии, и локальной, в том числе высокотемпературной FT-IR спектроскопии. Особо важной частью исследований являлась термометрия флюидных включений, особенно в комплексе с высокотемпературной молекулярной спектроскопией и флуоресцентной микроскопией.

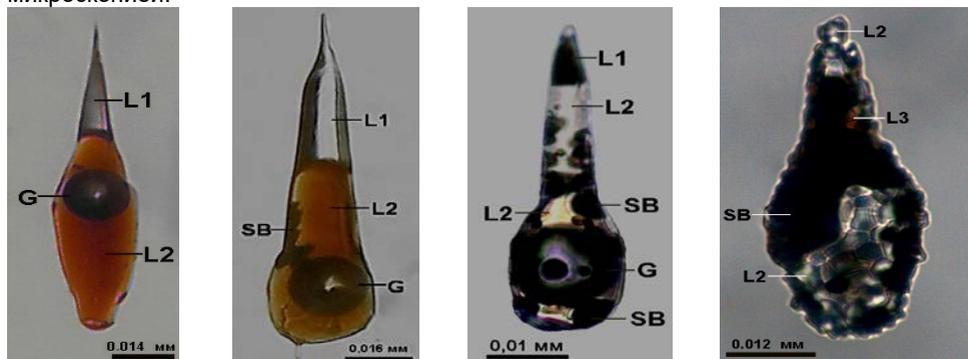


Рис. 1 Влияние вторичной автоклавной обработки при (слева направо) 300, 320, 350 и 380 °С и давления 100 МПа в течение 15 суток на изменение состава и фазового состояния существенно нефтяных включений. До 300 °С в водно-углеводородных флюидах никаких изменений не наблюдается. При 320 °С и выше в них появляются твердые битумы (SB), доли метана, CO₂ и легких жидких УВ (L2), достигая максимума при 350 °С; выше 380 °С жидкие УВ практически исчезают, превращаясь в твердые битумы, газовые УВ и CO₂.

Основным результатом проведенных исследований явилось установление влияния объемных соотношений водной фазы и нефти на ее температурную устойчивость. Оказалось, что сырая нефть, в случае превышения ее объема над водным раствором, при температурах 240–310 °С и давлениях, близких к давлениям насыщенного пара и выше, не обнаруживает никаких изменений, по крайней мере, в опытах продолжительностью до 300 суток. Но уже при температурах выше 310–320 °С нефть начинает подвергаться необратимым изменениям с выделением твердых битумов и газовых УВ, в основном, CH₄ и CO₂, обогащаясь легкими и средними нефтяными фракциями (рис. 1). В интервале температур 350–380 °С нефть практически полностью переходит в метан и твердые битумы. Поэтому, учитывая геотермические градиенты в нефтегазоносных толщах, можно полагать, что максимальные глубины распространения нефтяных залежей, не должны превышать, в данном случае 12–14 км. Когда же объем нефти существенно уступает объему водной фазы, повышение температуры приводит вначале к полному растворению в нем нефти и газовых УВ с образованием гомогенных, в том числе суб- и сверхкритических водно-углеводородных флюидов (рис. 2). Это сохраняет нефть от деструкции с превращением в твердые битумы и УВ газы. Экспериментально показано, что нефть в таком случае сохраняется как таковая, по крайней мере, до 670 °С. Это может соответствовать нахождению ее в земных недрах на глубинах порядка 20–25 км.

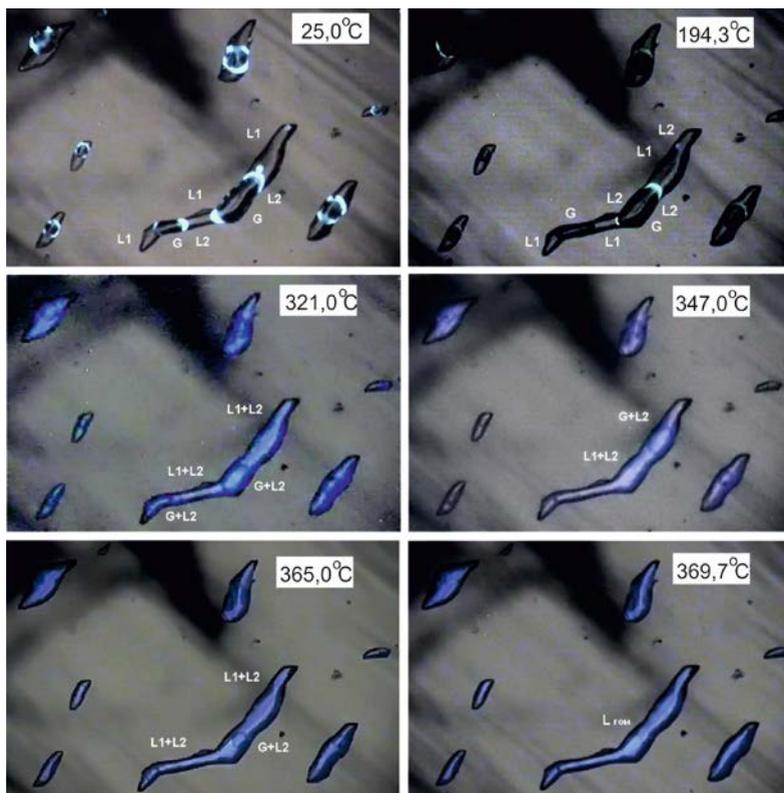


Рис. 2 Термограмма (в УФ-свете) высокотемпературного водно-углеводородного включения в кварце, выращенном в растворах 10 мас. % NaHCO_3 +10 об. % сырой нефти при температуре 490/500 °С и давлении ~120 МПа. Фазы во включениях: L1 – водный раствор; L2 – жидкие УВ; G – газ, в основном метан; SB – твердые битумы.

СИНТЕТИЧЕСКИЕ ФЛЮИДНЫЕ ВКЛЮЧЕНИЯ КАК ИНДИКАТОРЫ НЕФТЕГАЗОВОГО ПОТЕНЦИАЛА ОСАДОЧНЫХ ТОЛЩ

В.С. Балицкий¹, Л.В. Балицкая¹, Ж. Пиронон², О. Барес², А. Ранди², М. А. Голунова¹, Т. М. Бубликова¹

¹Институт экспериментальной минералогии ИЭМ, Черноголовка, Московская обл., Россия, balvad@iem.ac.ru

²Университет Лотарингии, Нанси, Франция, jacques.pironon@univ-lorraine.fr

В последние годы уделяется большое внимание использованию сланцев для получения сланцевого газа (в основном метана) и сланцевой нефти. Обычно для оценки потенциальной нефтегазоносности пород используют различные геолого-геохимические и битуминологические методы, а также пиролиз и аквапиролиз. Они дают хорошие результаты, но не позволяют непосредственно (*in situ*) наблюдать за поведением и фазовым состоянием генерируемых углеводородов (УВ). Эти характеристики являются весьма важными для понимания процессов аккумуляции и форм миграции УВ в земных недрах, а также при их извлечении в процессе

добычных работ. Наиболее просто, на наш взгляд, эта задача может быть решена экспериментально путем изучения синтетических флюидных включений в минералах, в частности, в кварце, выращенном одновременно с осуществлением взаимодействия битуминозных пород с гидротермальными растворами. Подобным исследованиям посвящен представленный доклад, экспериментальная часть которого выполнена в лаборатории синтеза и модифицирования минералов ИЭМ РАН, а аналитическая, в основном, в лаборатории «ГеоРесурсы» Университета Лотарингии (Нанси, Франция). Основной целью исследований являлось выяснение возможностей определения потенциальной нефтегазонасности указанных выше пород с одновременным установлением фазового состояния генерируемых из них УВ в широком диапазоне температур и давлений. Конкретные задачи исследований предусматривали разработку новых подходов и методов по осуществлению взаимодействия высокоуглеродистых пород с гидротермальными растворами с одновременным выращиванием в тех же автоклавах кристаллов кварца с флюидными, в том числе, водно-углеводородными включениями и изучением их фазового состава и фазовых состояний в широком диапазоне температур и давлений. В качестве примеров в представленной работе приводятся результаты определения потенциальной «нефтегазонасности» сланцев Кашпирского и Ленинградского месторождений, нефтематеринских пород Баженовской свиты (Зап. Сибирь), доманиковых пород Западного Приуралья, Центрального французского бассейна и Австрийских Альп. Опыты проводили в автоклавах объемом 100 и 280 мл, изготовленных из нержавеющей стали и Cr-Ni сплава при температурах от 240 до 500 С и давлениях насыщенного пара и выше (до 150 МПа). Подробленные образцы пород загружали на дно автоклавов и заливали исходными водными растворами, которые готовили на основе чистой воды и химреактивов NaCl, NaHCO₃ и Na₂CO₃. Загруженные и герметично закрытые автоклавы помещали в шахтные печи. Опыты осуществляли в условиях прямого температурного градиента. Их продолжительность составляла 15 – 40 суток. После завершения опытов, автоклавы вскрывали. Флюидные фазы характеризовали локальными, в том числе, высокотемпературными FT-IR спектрами, а также данными газовой и жидкостной хроматографии. Поведение и фазовые превращения флюидов во включениях изучали *in-situ* с использованием специального термометрического комплекса и фиксировали в видеofilьмах, на основе которых составляли термограммы, отражающие поведение и изменение состава и фазовых состояний водно-углеводородных включений.

В результате исследований были получены многочисленные данные, которые полностью подтвердили перспективность использования синтетических водно-углеводородных включений для определения нефтегазового потенциала осадочно-терригенных пород. При чем, одновременно с этим предложенные подходы и методы позволили не только оценить потенциальную «нефтегазонасность» битуминозных и других высокоуглеродистых пород, но и дали возможность проследить за поведением и изменением фазового состава и состоянием УВ в широком диапазоне температур и давлений. Это позволило экспериментально установить условия, при которых водно-углеводородные флюиды существуют как:

- (1) гетерогенный трехфазный флюид с частично растворенными жидкими и газообразными УВ;
- (2) гетерогенный двухфазный флюид с полностью растворенной газовой фазой;
- (3) гомогенный жидкий преимущественно водный флюид с полностью растворенными жидкими и газообразными УВ;
- (4) гомогенный газовый флюид с полностью растворенными жидкими УВ;

(5) гомогенный жидкий углеводородный флюид с полностью растворенными водным раствором и УВ газами.

Установленные фазовые состояния определяются термобарическими параметрами и объемными соотношениями во флюидах водного раствора, жидких и газообразных УВ.

Кроме того, возможно существование «сухих» (безводных) гомогенных газовых и жидких флюидов.

Процесс генерирования УВ при воздействии воды и водных растворов на горючие сланцы и другие высокоуглеродистые породы начинается с выделения метана и других углеводородных газов. Затем появляются жидкие УВ. В интервале температур 330–380 °С процесс достигает максимума, а при более высоких температурах начинает затухать и практически полностью прекращается при 550–600 °С.

Сформированные при указанных взаимодействиях водно-углеводородные флюиды при температурах ниже 260-300 °С являются, как правило, гетерогенными – двух-, трех- и многофазными, но при более высоких температурах переходят в гомогенное, в том числе, сверхкритическое состояние.

Исследования были поддержаны РФФИ и НЦНИ, Франция (гранты №№ 12-05-0037-а, 12-05-91052-НЦНИ-а, и 6160 CNRS).

ФЛЮИДНЫЕ ВКЛЮЧЕНИЯ В МОНОКРИСТАЛЛАХ СИНТЕТИЧЕСКОГО ВЫСОКОГЕРМАНИЕВОГО КВАРЦА, ИХ МОРФОЛОГИЯ И УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ

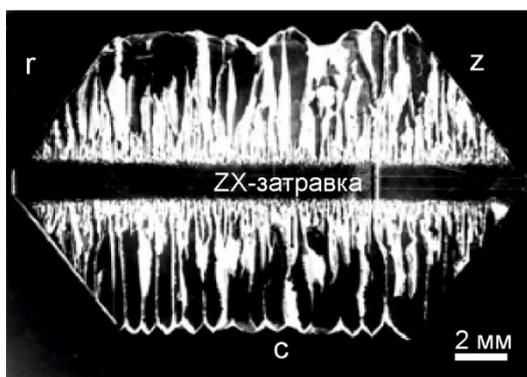
В.С. Балицкий, Л.В. Балицкая, Т.В. Сеткова
ИЭМ РАН, Черноголовка, Московская обл., Россия
E-mail: balvlad@iem.ac.ru

В докладе рассмотрены морфология и особенности образования флюидных включений в кристаллах высокогерманиевого кварца (ВГК). Содержание диоксида германия в таких кристаллах удалось довести (в зависимости от условий роста) до 36 мас. % [Балицкий и др., 2017]. Это позволило повысить пьезоэлектрические модули d_{11} , d_{14} и коэффициент электромеханической связи в кристаллах почти вдвое и рассматривать их в качестве нового перспективного пьезоэлектрического материала. Выращивание кристаллов проводили в жаропрочных автоклавах объемом 280 мл гидротермальным методом температурного перепада с использованием водных растворов фторида аммония. Рост кристаллов осуществляли на прямоугольных пластинках чистого монокристалльного кварца толщиной до 2 мм, вырезанных из синтетического кварца параллельно граням базисного пинакоида {с}, тригональной призмы {х} и тригональной пирамиды {s}, а также на узких (до 4 мм) монокристалльных Y-стержнях. Шихтой служила смеси обломков природного кварца и химреактива кварцеподобного диоксида германия. При определенных условиях удалось вырастить однородные кристаллы ВГК в диапазоне температур 540 – 640 °С и давлениях 100 – 150 МПа. Но, как правило, выращенные кристаллы из большинства опытов содержали в том или ином количестве флюидные включения. Исследования показали, что основной причиной их возникновения является: (1) – потеря растущими гранями морфологической устойчивости (рис.1а) и (2) – выпадение на растущих поверхностях механической примеси, в основном различных минеральных фаз (рис. 1б). При выращивании кристаллов ВГК во фторидных (безщелочных) растворах рельеф поверхности базисного пинакоида до температур 380 – 390 °С сложен тесно примыкающими друг

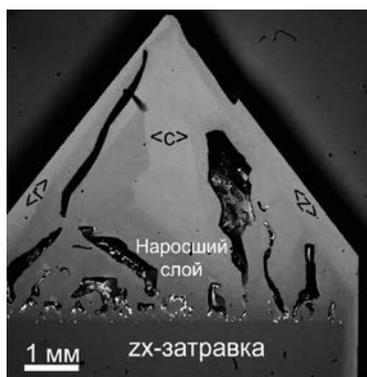
к другу мельчайшими (от сотых до десятых долей мм) пирамидами роста, сформированными гранями положительной тригональной пирамиды $\{+s\}$. Эти пирамидки сохраняют высокую устойчивость на протяжении всего времени роста кристаллов до указанных выше температур, не образуя незарощенных каналов и флюидных включений. Но при более высоких температурах базисная поверхность покрывается мелкими (доли мм) регенерационными пирамидками, сложенными основными ромбоэдрами $\{r\}$ и $\{z\}$ нередко усложненными гранями гексагональной призмы $\{m\}$ (см. рис.1б). Высокая анизотропия скоростей роста этих граней стимулирует возникновение в кристаллах многочисленных открытых полостей (т.н. «проколов»), которые в процессе зарощивания преобразуются во флюидные включения. Это исключает возможность использования подобных кристаллов для изготовления пьезоэлектрических элементов.

При использовании в качестве затравок узких Y-стержней в кристаллах появляются грани $\{+x\}$ и $\{+s\}$, и соответствующие им сектора роста. С повышением температуры грани $\{+x\}$ полностью вытесняются гранями $\{+s\}$. Эти замещения сопровождаются появлением флюидных включений, ориентированных в направлении роста граней. Сектора роста $\langle -x \rangle$ в таких кристаллах, как правило, замещаются секторами $\langle +s \rangle$ в результате двойникования кристаллов. Это приводит к формированию в подобных кристаллах четырех секторов роста положительной тригональной дипирамиды с резко подчиненными секторами $\langle -x \rangle$ и $\langle c \rangle$.

Одной из проблем затравок, изготовленных из обычного кварца, оказалось их подверженность во время роста кристаллов т.н. «сотовой» трещиноватости с последующим формированием вторичных флюидных включений. Подобные трещины появляются в затравках при содержании в нарощенном слое оксида германия более 5 мас. %. Некоторые из трещин проникают в нарощенный слой на десятки и реже сотни мкм. Возникновение подобных трещин и связанных с ними вторичных включений обусловлено различием размеров элементарных ячеек беспримесного затравочного кварца и нарощенного Ge-содержащего слоя, т.е. с явлением т.н. гетерометрии.



а



б

Рис. 1 а – многочисленные «проколы» и флюидные включения в кристалле ВКГ, выращенном на ZX-затравке при температуре 400 °С, б – внутреннее строение кристалла ВКГ с многочисленными флюидными включениями, зародившимися на твердых выделениях германата натрия.

Работа поддержана РФФИ (грант № 17-05-00976).

ОПРЕДЕЛЕНИЕ ВОДЫ В ГАЗОВЫХ ВКЛЮЧЕНИЯХ С ПЛОТНОЙ УГЛЕКИСЛОТОЙ В КВАРЦЕ ДРЕВНИХ ПОРОД БАЛТИЙСКОГО ЩИТА

А.А. Боровиков¹, В.Ю. Прокофьев², К.В. Лобанов²

¹ ИМП СО РАН, Новосибирск, Россия, borovikov.57@mail.ru

² ИГЕМ РАН, Москва, Россия, vpr@igem.ru

Флюидные включения (ФВ), заполненные плотной углекислотой, встречаются в породах Земной коры на разных глубинах. Параметры таких флюидов важны для различных петрологических исследований. Принципиальное значение для глубинных флюидов Земной коры имеет содержание в них воды. Однако непосредственное определение воды во флюидах с высокими значениями отношения $\text{CO}_2/\text{H}_2\text{O}$ при исследовании ФВ методом КР-спектроскопии затруднено [Berkesi et al., 2009]. Поэтому мы определяли раман-спектр для ФВ с плотной углекислотой в предварительно нагретых до 140 °С образцах, чтобы перевести всю воду внутри включения в парообразное состояние, более подходящее для изучения методом КР-спектроскопии. Изучались однофазовые ФВ с плотной углекислотой (рис. 1), захваченные в реднекорových условиях на территории Балтийского щита (7-18 км по данным палеорекопструкций).

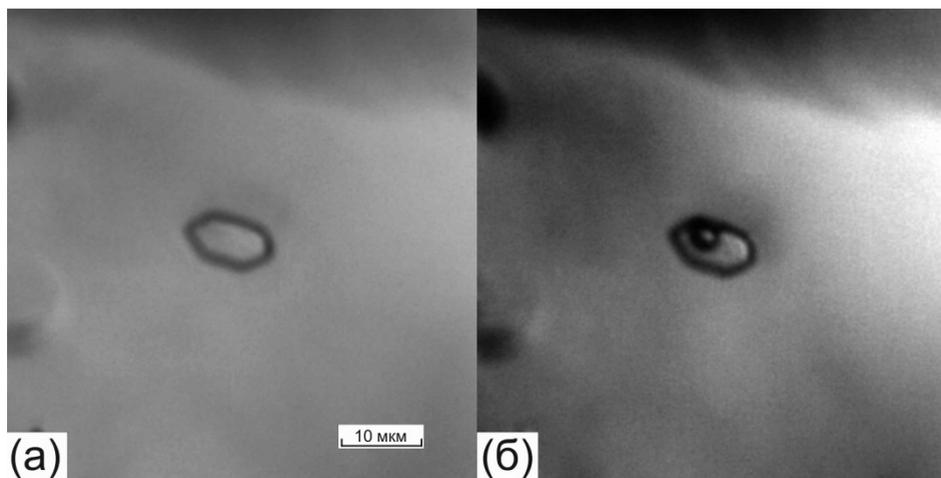


Рис. 1. Однофазовые ФВ с плотной углекислотой в кварце золотоносного интервала Кольской сверхглубокой скважины, (а) – +25 °С, (б) – –50 °С. Масштаб 10 мкм.

Были изучены однофазовые ФВ в кварце рудопроявления золота Пороярви, вскрытого современной эрозивной поверхностью в Южно-Печенгской структурной зоне. Оно представлено золотоносными кварцевыми жилами и прожилками, локализованными среди вулканогенных и терригенных пород протерозоя, метаморфизованных в зеленосланцевой фации.

Кроме того, изучались однофазовые ФВ в золотоносном кварце Кольской сверхглубокой скважины СГ-3 с глубин от 9907,5 до 10744 м. Это образцы из интервала 9500-11000 м обогащенных золотом архейских пород [Казанский и др., 1989], претерпевших в протерозое региональный метаморфизм в пределах

амфиболитовой фации с температурой 520-650 °С и давлениях 3-4 кбар [Козловский и др., 1988].

Предварительные микротермометрические исследования ФВ проводились в лаборатории геологии рудных месторождений ИГЕМ РАН с использованием микротермокамеры THMSG-600 фирмы "Linkam" (Англия). Изучение состава газовой фазы индивидуальных ФВ проводилось также методом КР-спектроскопии при помощи спектрометра Jobin Yvon LabRAM HR800 (ИГМ СО РАН, Новосибирск). Расчет мольных долей газов в составе ФВ проводился с использованием данных [Schrötter, Klöckner, 1979].

Микротермометрические исследования однофазовых ФВ в кварце проявления Пороярви показали, что гомогенизация углекислоты в них происходит в жидкую фазу при температурах от -30.5 до +18.3 °С, а плавление – в интервале температур от -57.1 до -60.9 °С. Температуры ниже температуры плавления чистой углекислоты (-56.6 °С) свидетельствуют о наличии примесей низкокипящих газов. Плотность углекислотного флюида составляет 0.79-1.08 г/см³.

Газовые включения в кварце из золотоносного интервала Кольской сверхглубокой скважины гомогенизировались в жидкую фазу в температурном интервале -45.0 до +30.8 °С. Температура плавления углекислоты в этих ФВ изменялась от -56.7 до -60.3 °С. Плотность углекислотного флюида 0.37-1.14 г/см³.

Данные исследования состава газовых ФВ представлены в таблице. В газовом флюиде проявления Пороярви основным компонентом является углекислота (70.5-98.9 мол. %), в которой обнаружены азот (1.06-27.6 мол. %), сероводород (0.0-3.18 мол. %) и вода (0.14-1.24 мол. %).

В газовых ФВ в кварце из золотоносного интервала Кольской сверхглубокой скважины также основным компонентом является углекислота (98.2-99.5 мол. %). В качестве примесей установлены азот (0.43-1.80 мол. %) и вода (0.11-0.44 мол. %).

Таким образом, проведенные исследования показали, что во всех ФВ плотного углекислотного флюида имеется заметная примесь воды. Это может свидетельствовать о том, что углекислотный флюид контактировал с водным флюидом в глубинных зонах в среднекоровых условиях Балтийского щита.

Таблица. Результаты раман-микроанализа нагретых до 140 С° газовых ФВ с плотной СО₂ в кварце (мол. %*).

№ образца	CO ₂	N ₂	H ₂ S	CH ₄	H ₂ O
Проявление Пороярви					
600	95.6	1.87	0.00	1.82	0.71
600	86.8	7.04	3.18	2.97	1.24
602/2	98.9	1.06	0.00	0.00	0.24
602/2	97.3	1.27	1.31	0.12	0.32
610/2	95.4	1.58	0.00	3.02	0.91
610/2	70.5	27.6	0.00	1.92	0.14
Кольская сверхглубокая (СГ-3)					
9907.5	99.5	0.52	0.00	0.00	0.11
9907.5	99.6	0.43	0.00	0.00	0.30
9907.5	99.1	0.91	0.00	0.00	0.28
10583.5	98.2	1.80	0.00	0.00	0.44
10744.9	99.3	0.72	0.00	0.00	0.26

10744.9	99.2	0.84	0.00	0.00	0.42
10744.9	99.3	0.73	0.00	0.00	0.25

Исследования выполнены при финансовой поддержке РФФИ (проект 18-05-70001 Ресурсы Арктики).

Казанский В.И., Новгородова М.И., Смирнов Ю.П., Боронихин В.А. Необычные минеральные ассоциации на нижних горизонтах Кольской сверхглубокой скважины // Геология рудных месторождений. 1989. Т. 31. № 6. С. 75–82.

Козловский Е.А., Губерман Д.М., Казанский В.И., Ланев В.С., Генкин А.Д., Глаголев А.А., Боронихин В.А., Нартиков В.Д. Рудоносность глубинных зон древней континентальной коры (по материалам Кольской сверхглубокой скважины) // Советская геология. 1988. № 9. С. 3–11.

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

Schrötter H.W., Klöckner H.W. Raman scattering cross sections in gases and liquids. In: Raman Spectroscopy of Gases and Liquids (A. Weber editor). Topics in Current Physics, Springer-Verlag, Berlin, 1979. P. 123–166.

УГЛЕВОДОРОДЫ ФЛЮИДНЫХ ВКЛЮЧЕНИЙ В МИНЕРАЛАХ РУД МЕСТОРОЖДЕНИЙ ЗОЛОТА ЕНИСЕЙСКОГО КРЯЖА

Т.А. Бульбак¹, А.А. Томиленко¹, А.М. Сазонов², Н.А. Гибшер¹, М.А. Рябуха¹, М.О. Хоменко¹

¹*Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, 630090, Новосибирск, просп. Академика Коптюга, 3, Россия, e-mail: taras@igm.nsc.ru*

²*Институт горного дела, геологии и геотехнологии Сибирского федерального университета, 660041, Красноярск, просп. Свободный, 79, Россия, e-mail: sazonov_am@mail.ru*

Исследование включений минералообразующих сред является одним из объективных методов познания процессов эндогенного золоторудогенеза. Информация, полученная при изучении флюидных включений на ранних этапах исследования золоторудных месторождений Енисейского кряжа, показала, что в составе рудоносных флюидов обычно присутствуют вода, уголекислота, азот и метан, при этом характерна положительная корреляция между содержаниями CO₂ во флюиде и золота в кварцевых жилах [Долгов и др., 1990; Томиленко, Гибшер, 1992; Tomilenko et al., 2010]. Ранее, о составе флюидов, законсервированных в самородном золоте, судили в основном по косвенным признакам, на основании которых пришли к заключению, что золото транспортировалось сухими восстановленными газоконденсатными растворами, предположительно водород-углеводородного состава [Николаева, 1954; Рябчиков, Новгородова, 1981; Петровская, 1993]. Н.В. Петровская отмечала в ассоциации с частицами золота в рудах выделения битумоидов. Усовершенствование традиционных и привлечение новых аппаратных методов стало возможным исследовать состав золотоносных флюидов непосредственно в рудном золоте.

Методом газовой хромато-масс-спектрометрии (GC-MS) в самородном золоте, сульфидах и кварце определен состав флюидов золоторудных месторождений Енисейского кряжа (Советское, Эльдorado, Панимба). Методика исследования рассмотрена в работе [Tomilenko et al., 2015]. Во избежание заражения газовой фазы при подготовке препаратов к анализу исключены органические вещества. В самородном золоте преобладают углеводороды и уголекислота, в то время как в кварце и сульфидах – H₂O и CO₂ (рис.).

Преобладание CO_2 и углеводородов во флюидных включениях самородного золота согласуется с экспериментальными и расчётными данными [Gizè, 1999]. На основании проведенных исследований А.Ф. Гизе предположил, что углеводороды входят в состав богатых CO_2 флюидов. Отсюда следует, что рудный флюид, транспортирующий золото, по составу являлся существенно углеводородным. В работе [Migdisov et al., 2017] приведены результаты опытов, свидетельствующие о переносе Au, Zn, U углеводородами. Авторы экспериментов пришли к выводам, что углеводороды могут транспортировать эти металлы в концентрациях, достаточных для того, чтобы внести свой вклад в рудообразующие процессы, концентрируя металлы в количествах, необходимых для формирования рудных месторождений, в том числе и золота.

Флюидные компоненты, законсервированные в самородном золоте месторождений региона, представлены обширной группой углеводородных соединений (от 104 до 212), включающих алифатические (парафины и олефины), циклические (нафтены и арены), гетероциклические (диоксаны и фураны) и кислородсодержащие углеводороды (альдегиды, кетоны, карбоновые кислоты, простые и сложные эфиры), галоген-, кремний-, серо- и азотсодержащие соединения. Таким образом, нами предполагается, что углеводороды выступают в роли активных (главных) агентов переноса золота. Полученные результаты необходимо учитывать при разработке генетических основ прогнозирования.

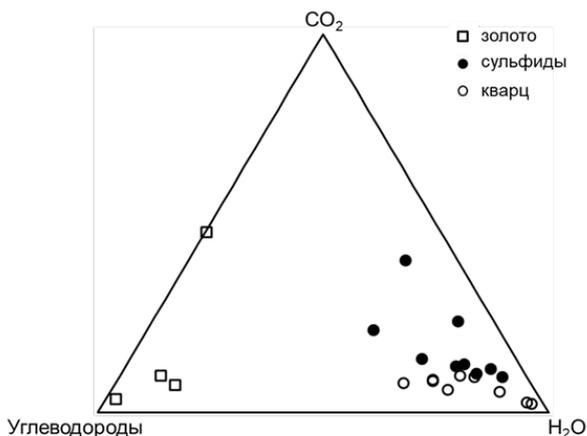


Рис. Состав газовой фазы флюидных включений в самородном золоте, сульфидях и кварце золоторудных месторождений Енисейского кряжа.

Работа выполнена в рамках государственного задания НИР ИГМ СО РАН № 0330-2016-005.

Долгов Ю.А., Томиленко А.А., Гибшер Н.А. Флюидный режим формирования и термобарогеохимические критерии золотоносности кварцевых жил в метаморфических породах // Термобарогеохимия минералообразующих процессов, Вып. 1, Общие вопросы, Новосибирск: Изд-во ИГиГ, 1990, с. 7-19

Николаева Л.А. Газовые включения в самородном золоте // Зап. ВМО, 1954, ч. 83, вып. 4, с. 401-402.

Петровская Н.В. Золотые самородки, М. Наука, 1993, 191 с.

Рябчиков И.Д., Новгородова М.Н. Восстановленные флюиды в гидротермальном рудообразовании // ДАН СССР, 1981, т. 258, № 6, с. 1453-1456

Томиленко А.А., Гибшер Н.А. Термобарогеохимическая зональность кварц-золоторудного месторождения Советское (Енисейский кряж) // Термобарогеохимия минералообразующих процессов, вып. 2, Вопросы магматизма и метаморфизма, Новосибирск: Изд-во ИГиГ, 1992, с. 103-112.

Gizè A.F. Organic alteration in hydrothermal sulfide ore deposits // Econ. Geol., 1999, V. 94, P. 967-980.

Migdisov A.A., Guo X., Xu H., Williams-Jones A.S., Sun C.J., Vasyukova O., Sugiyama I., Fuchs S., Pearce K., Roback R. Hydrocarbons as ore fluids // Geochemical Perspectives. Letters, 2017, 5, P. 47-52.

Tomilenko A.A., Gibsher N.A., Dublaynsky Y.V., Dallai L. Geochemical and isotopic properties of fluid from gold-bearing and barren quartz veins of the Sovetskoye deposit (Siberia, Russia) // Econ. Geol., 2010, V. 105, №2, P. 375-394.

Tomilenko A.A., Chepurov A.I., Sonin V.M., Bul'bak T.A., Zhimulev E.I., Chepurov A.A., Timina T.Yu., Pokhilenko N.P. The synthesis of methane and heavier hydrocarbons in the system graphite-iron-serpentine at 2 and 4GPa and 1200°C // High Temperatures – High Pressures. 2015, V. 44, P. 451-465.

ОСОБЕННОСТИ СОСТАВА МЕТАМОРФОГЕННЫХ ФЛЮИДОВ В ПРОЦЕССЕ ФОРМИРОВАНИЯ АПОКАРБОНАТНЫХ ТАЛЬКИТОВ (БЕЛОРЕЦКАЯ ТАЛЬКОНОСНАЯ ПРОВИНЦИЯ, ЮЖНЫЙ УРАЛ)

А.А. Гараева¹, Е.О. Калистратова², М.Т. Крупенин¹,

¹ *Институт геологии и геохимии им. академика А.Н. Заварицкого (УрО РАН), г. Екатеринбург, krupenin@igg.uran.ru*

² *ООО «Уральское горно-геологическое агентство», г. Уфа, pindyurinaevgeniya@mail.ru*

Формирование апокарбонатных тальцитов Белорецкой тальконосной провинции являются результатом воздействия на терригенно-карбонатные толщи нижнего и среднего рифея метаморфогенных флюидов при образовании Белорецкого метаморфического комплекса. Последний был сформирован в венде-кембрии [Алексеев и др., 2009]. Проявления апокарбонатных тальцитов приурочены к месторождениям и проявлениям кристаллического магнезита Южно-Уральской магнезитовой провинции, в которых талькиты формируют рудные тела двух типов: 1 – «отнурский» - небольшие тела моноталькитов и 2 – «кызылташский» крупные стратиформные тела талькитов, содержащих примесь хлорита, хлорит-тальковые и тальк-хлоритовые камни. Кроме того, среди тальксодержащих пород обоих типов широко распространены тальк-карбонатные камни. В данной работе рассмотрены результаты исследования газово-жидких включений в карбонатных минералах и кварце из тальксодержащих пород «отнурского» типа, приуроченных к залежам кристаллического магнезита в авзянской свите среднего рифея.

В истории преобразования карбонатных пород района выделяется два этапа: I – метасоматическая перекристаллизация известняка в доломиты; с образованием залежей кристаллического магнезита (рифейский этап); II - метасоматическое формирование талька по доломитам и магнезитам (венд-кембрийский этап).

В тальксодержащих породах «отнурского» типа петрографическими исследованиями надёжно устанавливается последовательность выделения карбонатных минералов: кальцит (известняк) – доломит I – магнезит – доломит II (железистый) – кальцит крупнокристаллический. Формирование талька происходило после магнезита, но до крупнокристаллического кальцита, содержащего реликты резорбированных микрокристаллов доломита. Кроме того, основным поисковым признаком талька являлось присутствие в породах многочисленных кварцевых прожилков, секущих тела магнезитов и доломитов. Кварц прозрачный,

хрусталевидный, в зальбандах жил присутствуют оторочки и гнёзда талька, а также кристаллы кальцита. Такое совместное распространение талька и кварца позволило предположить их сингенетичность.

Микроскопическими исследованиями в карбонатных минералах и кварце установлены флюидные включения (ФВ), чья природа признана первичной и первично-вторичной, то есть ФВ соответствуют по стадии образования той кристаллической фазе, в пределах которой наблюдались. Трудоёмкость изучения ФВ в карбонатных породах обусловлена их малым количеством, мелкими размерами (на границе разрешения метода, 4-10 мкм) и высоким двупреломлением карбонатной матрицы. Для каждого газовой-жидкого ФВ выполнена как гомогенизация, так и криометрия, что позволило установить некоторые особенности состава метаморфогенных флюидов, участвующих в процессе талькообразования.

Температура гомогенизации ФВ принята за температуру минералообразования. В карбонатных минералах из пород «отнурского» типа температура гомогенизации находится в пределах 134-290°C, причем условно выделяются низкотемпературные флюидные включения с температурами гомогенизации до 200°C, и среднетемпературные - более 200°C. Солёность включений невысокая, находится на уровне 4-14% экв. NaCl и слабо зависит от температуры гомогенизации. Среди ФВ встречаются двух- и трёхфазные газовой-жидкие, углекислотно-водные и водно-углекислотные. В карбонатных минералах в низкотемпературных включениях встречается только вода, а в среднетемпературных вода и CO₂. Температурная граница, отделяющая флюидные включения с углекислотой и без неё, установлена на уровне 200°C.

Для кварца характерно присутствие в системе газовой-жидких, углекислотно-водных и водно-углекислотных флюидных включений. Температура гомогенизации составляет 160-200°C. По данным вакуумной декрепитации интервал температур газовой-выделения составляет 180-260°C с максимальным газовой-выделением на уровне 220-240°C.

Для наименее изменённых (неоталькованных) доломитов и магнезитов первого этапа установлено лишь небольшое количество ФВ с невысокой солёностью (4-9% экв. NaCl). Температуры гомогенизации в магнезитах (203-232°C) ниже, чем в доломитах (280-290°C). В низкотемпературных ФВ из магнезитов солёность 4%, в то время как в доломитах составляет 9-10%, что, возможно, отражает солёность высокомагнезиальных эвапоритовых рассолов, ответственных за метасоматоз при образовании магнезита [Крупенин, Кольцов, 2017].

Для магнезита из **изменённых (оталькованных) карбонатных пород** характерен широкий диапазон, солёности (4-14% экв. NaCl), что является следствием многочисленных изменений (вторичная доломитизация, оталькование и окварцование) второго этапа. В окварцованном магнезите солёность снижается до 4% экв. NaCl. Температура гомогенизации оталькованных магнезитов (242-337°C) выше, чем окварцованного магнезита (226-257°C).

Температурная граница, разделяющая среднетемпературные ФВ с углекислотой от низкотемпературных без неё, находится в интервале около 200°C (203-208°C). Можно предположить, что эта граница отмечает начало интенсивного талькообразования с активным выделением углекислоты в продуктах реакций кремнекислого метаморфического флюида с магнезитом и доломитом. Для кальцита - наиболее позднего карбонатного минерала, образованного при кремнистом метасоматозе по доломиту - характерно присутствие низко- (131 - 137°C) и среднетемпературных (176 - 208°C) ФВ без углекислоты и с углекислотой соответственно.

По водно-углекислотным включениям на основе температур гомогенизации углекислоты и её плотности рассчитано давление флюида, варьирующее в

интервале 0.8-1.8 кбар. Оценки давления флюида согласуются с данными Н.В. Грановской [2016], полученными по теоретическим расчётам полей устойчивости талька, образующегося в результате реакции магнезита с кремнезёмом. Рассчитанная глубина около 5-6 км вполне могла соответствовать геологическим условиям образования апокарбонатных тальцитов, в вендское время перекрытых 5-км толщей верхнерифейских отложений. Температурные условия 200-300°C образования тальцитов, установленные при изучении ФВ в карбонатных породах и кварце, также соответствуют глубинам 5-6 км. Растворы имели переменную минерализацию на уровне 2-14% экв. NaCl, обусловленную присутствием реликтового эвапоритового рассола в магнезитах и разбавляющим влиянием относительно пресного метаморфического флюида.

Алексеев А.А., Ковалев С.Г., Тимофеева Е.А. Белорецкий метаморфический комплекс. Уфа: ИГ УНЦ РАН, ООО «ДизайнПолиграфСервис», 2009. 208 с.

Грановская Н.В. Термобарогеохимические особенности синрудного кварца на проявлениях апокарбонатного талька Башкирского антиклинория // Проблемы минералогии, петрографии и металлогении. Научные чтения памяти П.Н. Чирвинского. 2016. № 19. С. 18–23.

Крупенин М.Т., Кольцов А.Б. Геологическое строение, состав и физико-химическая модель формирования месторождений кристаллического магнезита Южного Урала // Геология рудных месторождений, 2017, том 59, № 1. С. 17–40.

ЭЛЕМЕНТЫ ПЛАТИНОВОЙ ГРУППЫ И РЕНИЙ ВО ФЛЮИДАХ ОЛИМПИАДИНСКОГО ЗОЛОТОРУДНОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ (ЕНИСЕЙСКИЙ КРЯЖ, РОССИЯ)

Н.А. Гибшер¹, О.А. Козьменко¹, А.А. Томиленко¹, А.М. Сазонов², М.А. Рябуха¹

1- Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, 630090, Новосибирск, просп. Академика Колтуяга, 3, Россия, e-mail: tomilen@igm.nsc.ru

2- Институт горного дела, геологии и геотехнологии Сибирского федерального университета, 660041, Красноярск, просп. Свободный, 79, Россия, e-mail: sazonov_am@mail.ru

Во флюидных включениях кварца и сульфидов (пирротин, арсенопирит, пирит и антимонит) Олимпиадинского месторождения определено содержание элементов платиновой группы (Ir, Ru, Rh, Pt, Pd) и рения (Re). Проанализировано 5 образцов кварца и 11 сульфидов. В кварце, предварительно очищенном царской водкой, элементы платиновой группы определены методом масс-спектрометрии с индуктивно связанной плазмой с изотопным разбавлением (ID-ICP-MS) [Томиленко и др., 2008; Козьменко и др., 2011]. В сульфидах элементы платиновой группы (ЭПГ) и рений определены методом ICP-MS в растворах, полученных после растворения в царской водке. Полученные результаты контролировались путем сравнения со стандартными образцами базальта BHVO-2 и шпинелевого лерцолита GP-13. Все измерения выполнены на масс-спектрометре высокого разрешения ELEMENT фирмы Finnigan Mat (Germany) в Институте геологии и минералогии СО РАН. Получены предварительные результаты по содержанию элементов платиновой группы и рения. В сульфидах концентрации ЭПГ относительно верхней коры [Rudnick&Gao, 2003] увеличены в 10-100 раз, за исключением рения. Распределение ЭПГ в сульфидах, нормированные на коровые значения, в ряду Ir, Ru, Rh, Pt, Pd и Re однотипны. В них же отмечены высокие вариации концентраций. Концентрации ЭПГ и Re в кварцах определены нормированием на общую массу кварца. Для сравнения содержаний ЭПГ и Re в сульфидах и кварце, полученные данные вынесены на тройную диаграмму в координатах Pt-Pd-Re (Рис.). На рисунке каждая точка

соответствует относительной доле ЭПГ от суммарного содержания этих элементов. Вынесенные данные на диаграмму позволили выделить два поля.

В поле I преобладают флюиды с повышенным содержанием платины и палладия, а в поле II увеличивается концентрация рения. По данным [Baïouty et al., 2011] резко контрастные содержания рения в областях минералообразования связывают с углеродсодержащими осадочными породами. В рудообращающих породах Олимпиадинского месторождения присутствуют углеродсодержащие сланцы [Ли, 2003], которые могли быть источником рения в рудообразующих флюидах. Флюиды с ЭПГ, вероятно всего, поступали по зонам тектонических разломов с более глубоких горизонтов континентальной коры. Изначально рудообразующие флюиды золоторудных месторождений Енисейского кряжа были восстановленными, но по мере движения вверх происходило их окисление [Гибшер и др., 2017; Tomilenko et al., 2010]. При этом благородные металлы отлагались в минеральную фазу, а элементы платиновой группы и рений остались в составе минералообразующих растворов во флюидных включениях. Полученные нами данные по элементам платиновой группы и рению указывают на два типа флюида, принимавшие участие в формировании Олимпиадинского месторождения.

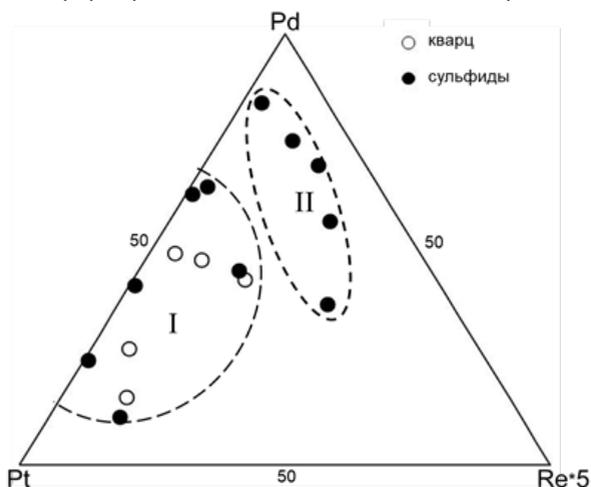


Рис. Содержание элементов платиновой группы и рения в кварце и сульфиде Олимпиадинского месторождения

Работа выполнена в рамках государственного задания НИР ИГМ СО РАН (№ 0330-2016-005)

Гибшер Н.А., Рябуха М.А., Томиленко А.А., Сазонов А.М., Хоменко М.О., Бульбак Т.А., Некрасова Н.А. Характеристика металлоносных флюидов и возраст формирования золоторудного месторождения Панимба (Енисейский кряж, Россия) // Геология и геофизика, 2017, т. 58, № 11, с. 1721-1741.

Козьменко О.А., Палесский С.В., Николаева И.В., Томас В.Г., Аношин Г.Н. Усовершенствование методики химической подготовки геологических образцов в трубках Кариуса для определения элементов платиновой группы и рения // Аналитический контроль, 2011, т. 15, № 4, с. 378.

Ли Л.В. Олимпиадинское месторождение вкрапленных золото-сульфидных руд. Красноярск, КНИИГиМС, 2003, 117 с.

Томиленко А.А., Гибшер Н.А., Козьменко О.А., Палесский С.В., Николаева И.В. Лантаноиды во флюидных включениях, кварце и зеленых сланцах из золотоносных и безрудных кварцево-

жильных зон Советского кварц-золоторудного месторождения, Енисейский край, Россия // Геохимия, 2008, №4, с. 438-444.

Baïoumy H.M., Eglinton L.B., Peucker-Ehrenbrink B. Rhenium-osmium isotope and platinum group element systematic of marine vs. non-marine organic-rich sediments and coals from Egypt // Chemical Geology, 2011, V. 285 p. 70-81.

Rudnick R.L., Gao, S. The composition of the continental crust // Treatise on Geochemistry, 2003, V. 3, p. 1-64.

Tomilenko A.A., Gibsher N.A., Dublaynsky Y.U., Dallai L. Geochemical and isotopic properties of fluid from gold-bearing and barren quartz veins of the Sovetskoye deposit (Siberia, Russia) // Econ. Geol., 2010, V. 105, p. 375-394.

ФЛЮИДНЫЕ ВКЛЮЧЕНИЯ В ГРАНАТ-ФЕНГИТ-КВАРЦЕВЫХ ПОРОДАХ БЕЛОМОРСКОЙ ЭКЛОГИТОВОЙ ПРОВИНЦИИ, РОССИЯ

Голунова М.А.¹, Докукина К.А.²

¹ *Институт экспериментальной минералогии имени академика Д.С. Коржинского РАН, Черноголовка, Россия, nov@iem.ac.ru*

² *Геологический институт РАН, Москва, Россия, ksdokukina@gmail.com*

Мезо-неоархейская Беломорская эклогитовая провинция Фенноскандинавского щита включает эклогиты, сформированные в результате субдукции океанической литосферы (ассоциация Салма) и эклогитизированные мафические дайки (ассоциация Гридино). В блоках субдукционных эклогитов эклогитовой ассоциации Салма были изучены флюидные включения в гранат-фенгит-кварцевых породах, представляющих собой продукт высокобарного метаморфизма и плавления осадочных пород в зоне субдукции [Dokukina et al., 2017].

Крупнозернистые дюротьерит-, гранат-, кианит-, фенгит- и корунд-содержащие кварцевые породы были исследованы в ретроградно измененных телах эклогитов карьера Куру-Ваара. Жильные или линзовидные форму (мощностью первые сантиметры – первые метры) и характеризуются прямолинейными или плавно искривленными контактами, или формируют сеть, разделяющую эклогиты на отдельные округлые или угловатые блоки размерами первые десятки сантиметров. В этом случае, структура породы по форме и по размерности почти точно повторяет структуру пиллоу-лав с межподошечным заполнением, образованным гиалокластитами и осадками, в пределах Ведлозерско-Сегозерской системы зеленокаменных поясов мезоархейского возраста. Составы гранат-фенгит-кварцевых пород в высокой степени сопоставимы с составами алюминиево-кремнеземистых осадках в разрезе Ведлозерско-Сегозерского зеленокаменного пояса, которые представлены тонкослоистыми, массивными и конкреционными серицит-халцедоновыми разновидностями среди туффицитов и также заполняют межподошечное пространство в пиллоу-лавах.

Порода имеет очковую текстуру, образованную моно- и поликристаллическими крупными (до 5 см) угловатыми агрегатами кварца (40-60 % от объема породы), монокристаллами и гломеросростками идиоморфного фенгита в кварце и/или полиминеральными агрегатами (50-35 %), которые отделяются от кварца коронами полевого шпата (10-25 %).

Изучение флюидных включений проводилось в пластинках толщиной 200-300 мкм с двусторонней полировкой с использованием термокриометрической установки Linkam (THMSG 600). Систематическая калибровка установки производилась по природным (CO₂, Сапреgio, Alps) и синтетическим (H₂O) включениям в кварце. Для расчета плотности и мольных объемов и флюидных включений использовалась

программа FLUIDS [Bakker R.J. et al., 2003]. Состав включений был проанализирован на рамановском одноканальном спектрометре с Ar-лазером RM1000 (Renishaw).

Флюидные включения были изучены в кварце и представлены углекислотными и водно-солевыми разностями.

Углекислотные включения относительно мелкие изометричные, округло-овальные, часто с выраженными гранями, размером 5–10 мкм. Также встречаются включения более крупные, неправильной формы, шестигранные или в форме негативного кристалла, нередко с затемненными краями размером 15–20 мкм. По текстурным особенностям представлены первичными включениями [Roedder E., 1984] (Рис.1а) (единичные или изолированные группы, чаще всего в центральных частях зерен, но нередко и на их периферии) и первично-вторичными включениями [Roedder E., 1984] (Рис.1б) (маркируют залеченные трещины в пределах отдельных зерен).

Можно выделить 2 генерации углекислотных включений. Первая генерация представлена первичными включениями с плотностью ($\rho = 1.108\text{--}1.056 \text{ г/см}^3$) и низкими значениями температур гомогенизации (в жидкую фазу), достигающими -37.9°C , и температурами плавления от -57.8°C до -58.3°C . Некоторое понижение температуры плавления включений по сравнению с чистой углекислотой (-56.6°C) объясняется обычно примесью дополнительных компонентов, что подтверждается в нашем случае данными Рамановской спектроскопии – в ряде углекислотных включений содержится примесь азота порядка 1–3 мол. %. Ко второй генерации отнесены первично-вторичные углекислотные включения с температурами гомогенизации (в жидкую фазу) в интервале от -33.6 до -6.8°C (плотность соответственно от 1.091 до 0.966 г/см^3) и температурами плавления от -57.4°C до -58°C .

Водно-солевые включения в большинстве случаев светлые, плоские, неправильной или вытянутой формы, с оттянутыми концами, размером 10-25 мкм. Часто встречаются и более мелкие включения (5-10 мкм). Локализуются вдоль залеченных трещин, не пересекающих границы отдельных зерен (первично-вторичные) (Рис.1в). Начальное плавление льда во включениях происходит в интервале от -58 до -51°C , что указывает на присутствие в растворе CaCl_2 , NaCl , MgCl_2 . Конечная температура плавления льда варьирует от -14.3°C до -7.7°C , что соответствует содержанию NaCl -эквивалента 18.18 – 11.35 мас.%. Первично-вторичные водно-солевые включения часто ассоциируют с первично-вторичными углекислотными, что может свидетельствовать об их синхронности.

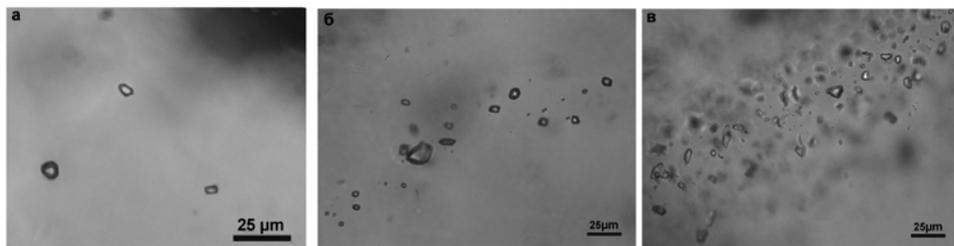


Рис.1. Микрофотографии флюидных включений в кварце в гранат-фенгит-кварцевых породах Беломорской эклогитовой провинции. (а) первичные углекислотные включения, (б) первично-вторичные углекислотные включения, (в) первично-вторичные водно-солевые включения.

Полученные термокриометрические данные свидетельствуют о гетерогенном по составу флюиде. Флюидные включения в кварце имеют углекислотный состав и

Ca-Mg-Na хлоридный состав с концентрацией солей 18.18-11.35 масс.% NaCl-эквивалента.

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.
Dokukina K.A., Mints M.V., Konilov A.N. Melting of eclogite facies sedimentary rocks in the Belomorian Eclogite Province, Russia // Journal of Metamorphic Geology. 2016. doi:10.1111/jmg.12239.
Roedder E. Fluid inclusion // Reviews in Mineralogy. 1984. V. 12. P. 644.

СУЛЬФАТНЫЕ РАСПЛАВНЫЕ ВКЛЮЧЕНИЯ В ГАЛИТЕ КИМБЕРЛИТОВОЙ ТРУБКИ УДАЧНАЯ-ВОСТОЧНАЯ

С.Н. Гришина¹, Я.Е. Максимович^{1,2}, С.З. Смирнов¹

1- Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, 630090, Новосибирск, просп. Академика Коптюга, 3, Россия, e-mail: grishina@igm.nsc.ru
2- Новосибирский государственный университет, e-mail: tussaa@yandex.ru

Необычные хлорид-содержащие сегрегации обнаружены в кимберлитовой трубке Удачная-Восточная. Они имеют различные соотношения хлоридов и карбонатов от хлоридных (>90 NaCl+KCl) до хлоридно-карбонатных (<10% NaCl+KCl). Предположено магматическое происхождение для хлоридно-карбонатных сегрегаций [Kamenetsky V.S et al., 2014] и осадочное для существенно-хлоридных [Гришина и др., 2014]. Объектом настоящей работы являются ассоциации включений из зон взаимодействия хлоридных ксенолитов и кимберлитов, позволяющие установить связь между изученными ранее сегрегациями.

Сульфатные расплавные включения обнаружены в разных типах хлорид-содержащих сегрегаций: в периферийной зоне хлоридных ксенолитов а также в галитовом цементе хлоридно-карбонатных сегрегаций.

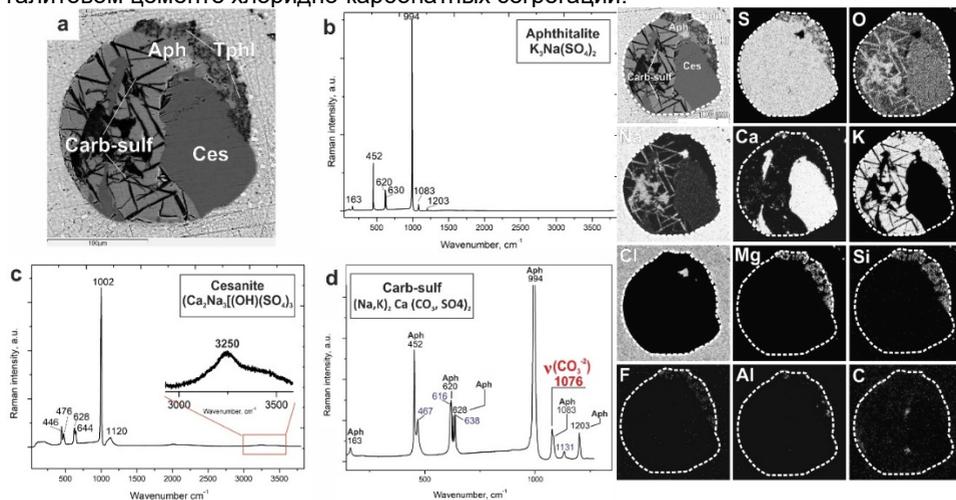


Рис. 1. а – изображение во вторичных электронах вскрытого сульфатного расплавного включения в галите; б, с, d, – КР-спектры фаз включения: Aph-афтиталит, Ces-чезанит, Carb-sulf - ламели карбонатно-сульфатного состава; образец LP-2.

Включений сульфатных расплавов имеют округлую форму и состоят из нескольких кристаллических фаз и деформированного газового пузырька (Рис.1).

Молекулярная вода не обнаружена ни оптически, ни с помощью КР-спектроскопии. Преобладающей фазой включений является афтиталит - $K_3Na(SO_4)_2$, в котором часто обнаруживаются ламели распада, имеющие карбонатно-сульфатный состав либо представлены тенардитом - Na_2SO_4 . Второй фазой, присутствующей в каждом включении, является чезанит - $Ca_2Na_3(OH)(SO_4)_3$, содержащий связанную воду. Реже в расплавных включениях встречаются K_2SO_4 , $K_2Ca(SO_4)_2$, $MgSO_4$, кальцит, доломит и флогопит. Включения не гомогенизируются при нагревании до 600 °С.

Сопутствующая ассоциация минеральных включений представлена кальцитом, расвумитом, перовскитом, монтичеллитом. Кр-спектр расвумита получен впервые (рис.2)

Ассоциация минералов, обнаруженная в зоне локального плавления хлоридных ксенолитов: хлориды, щелочные сульфаты, щелочные сульфиды (расвумит), кальцит, доломит и силикаты аналогична минералам, найденным в хлоридно-карбонатных нодулях [Kamenetsky et.al., 2014]. Основное отличие - отсутствие щелочных карбонатов в изученных нами объектах можно объяснить различными соотношениями хлоридов и карбонатов согласно диаграмме $Na_2CO_3 - CaCO_3 - NaCl - KCl$ [Mitchell and Kjarsgaard, 2008].

Сопоставление ассоциаций включений в различных хлорид-содержащих сегрегациях позволяет предположить, что они отражают разные стадии изменения метаморфизованных эвапоритов осадочного происхождения при взаимодействии с кимберлитовым расплавом, от изохимического до образования хлорид-содержащих сегрегаций смешанного происхождения.

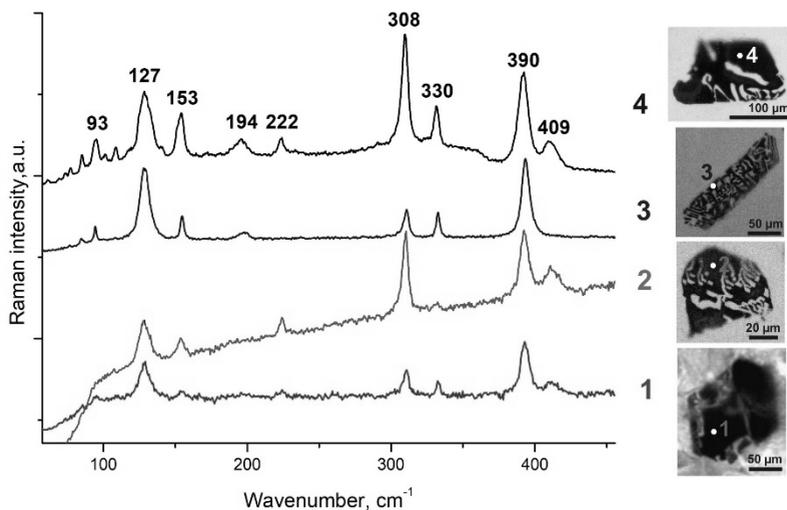


Рис. 3. КР-спектры включений расвумита; образцы LP-2 (1,2), LP-3 (3,4). (Нl – галит)

Работа выполнена при частичной поддержке РФФИ (проект № 18-05-00682).

Kamenetsky V.S at.al., Towards a new model for kimberlite petrogenesis: Evidence from unaltered kimberlites and mantle minerals // Earth-Science Reviews, 2014, V., P. 139: 145-167

Гришина С.Н., Полозов А.Г., Мазуров М.П., Горяйнов С.В. Генезис хлоридно-карбонатных образований трубки Удачная-Восточная // ДАН. – 2014, Т. 458, № 2, с. 198–200.

Mitchell, R.H., Kjarsgaard, B.A. Experimental studies of the system $Na_2Ca(CO_3)_2 \backslash NaCl \backslash KCl$ at 0.1 GPa: implications for the differentiation and low-temperature crystallization of natrocarbonatite // Canadian Mineralogist. - 2008. N. 46 (4), - P. 971–980.

МИХЕЕВСКОЕ МЕДНО-ПОРФИРОВОЕ МЕСТОРОЖДЕНИЕ, УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ ПО ДАННЫМ ИЗУЧЕНИЯ ВТОРИЧНЫХ ИЗМЕНЕНИЙ И ФЛЮИДНЫХ ВКЛЮЧЕНИЙ В МИНЕРАЛАХ

Е.О. Грознова¹, С.С. Абрамов², О.Ю. Плотинская², В.Н. Бочаров³

¹ИЭМ РАН, Черноголовка, Россия, grozelena@yandex.ru

²ИГЕМ РАН, Москва, Россия

³СпбГУ, Санкт-Петербург, Россия

Михеевское Cu-Au-Mo месторождение (Ю. Урал, Челябинская область) связано с порфировым магматизмом диоритового состава. Месторождение приурочено к поясу даек кварцевых диоритов и их порфировых разностей, который протягивается субмеридионально между двумя крупными штоками диоритов (D₃-С₁), внедрившихся в девонские вулканогенно-осадочные породы. Порфировая минерализация месторождения представлена борнит-халькопиритовой ассоциацией в центральной части, сменяющаяся во внешней частях халькопиритовой, пирит-халькопиритовой и пиритовой минерализацией [Plotninskaja et al., 2018]. Сопутствующие порфировой рудной минерализации вторичные минералы (биотит, роговая обманка, ранний хлорит) замещены метаморфическими минералами: эпидотом, пренитом, пумпелиитом, хлоритом [Абрамов и др. 2016]. Поэтому можно предполагать, что часть рудной минерализации также была перекристаллизована (метаморфизована) в условиях пренит-пумпелиитовой фации.

Проведены микротермометрические исследования флюидных включений (рис.1) в кварцевых жилах и прожилках, из рудных ассоциаций на термокриокамере THMSG-600 «Linkam», установленной на микроскопе BX-41 «Olympus», объектив 50x (г.Черноголовка). Температуры гомогенизации ($T_{\text{гом}}$) определялись по точке перехода газа в раствор. По температуре плавления эвтектики ($T_{\text{эвт}}$) определялся состав основных солевых компонентов, [Crawford, 1981]. По температуре плавления последнего кристаллика льда растворения твердой фазы ($T_{\text{пл}}$) рассчитывалась их концентрация [Bodnar, Vityk, 1994] в мас.% - экв. NaCl. Составы газовых фаз ФВ были изучены методом Рамановской спектроскопии в РЦ Геомодель СпбГУ, г. Санкт-Петербург, на приборе LabRAM-HR800. .

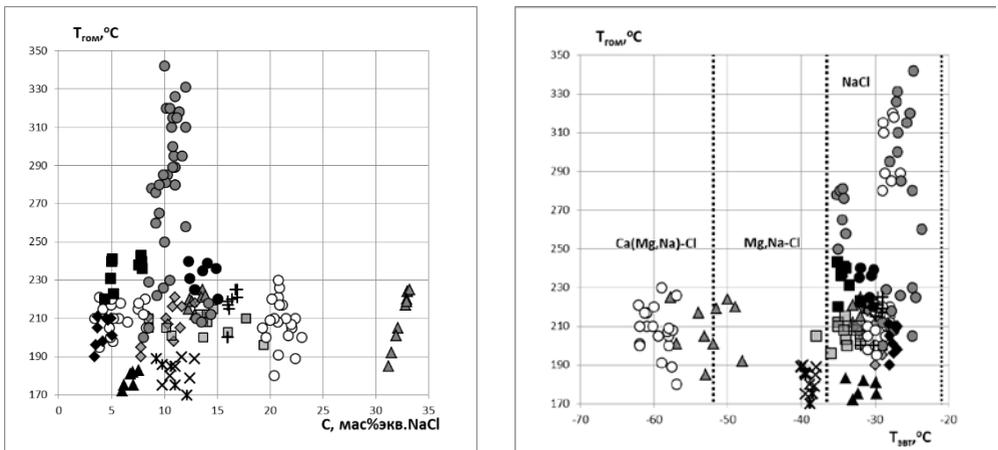


Рис.1 Температуры гомогенизации, температуры плавления эвтектики и концентрации флюидных

включений в кварце из различных ассоциаций (черные и серые символы) месторождения Михеевское. Белые кружки – эпitherмальная благороднометаллическая минерализация.

Большинство изученных ФВ – двухфазные (газ+раствор) в разных соотношениях. В двух образцах были встречены трехфазные ФВ (газ+раствор+тв.фаза), где твердая фаза представлена галитом. $T_{\text{гом}}$ всех изученных ФВ варьируют от 165 до 350 °С, но большинство значений полученных $T_{\text{гом}}$ не превышает 250 °С. Интервал изменения концентраций растворов велик, в основном ФВ содержат флюид с соленостью от 3 до 15 мас.% - NaCl экв. И только в одном образце обнаружены хлоридные рассолы с концентрацией 31 – 33 мас.% - NaCl экв. Большая часть ФВ имеет Na-хлоридный состав ($T_{\text{эвт}} = -23,5...-36$ °С), в трех образцах обнаружены включения содержащие растворы состава Mg,Na-Cl и Ca(Mg,Na)-Cl. Плотность флюида – 0,9 – 1,1 г/см³.

Методом Рамановской спектроскопии в газовой фазе нескольких ФВ была обнаружена углекислота, но при криометрии вымерзания не происходит, что говорит о малой плотности флюида.

Изучение флюидных включений в минералах рудных ассоциаций [Groznova et al., 2015] показало, что в значительной части образцов, флюидные включения отвечающие порфировому этапу развития месторождения не сохранились. Состав флюида, по данным изучения ФВ, обладает низкой соленостью и отвечает скорее метаморфическому водно-низкоуглекислому. Диапазон температур $T_{\text{гом}}$ согласуется с оценками температур метаморфической перекристаллизации в породах месторождений (170-350 °С), [Абрамов и др. 2016].

Исследования выполнены при поддержке РФФИ № 16-05-00622.

Абрамов С.С., Плотинская О.Ю., Грознова Е.О. Кристаллохимия хлорита Cu-Au-Mo Михеевского месторождения (Ю. Урал): типоморфизм, отражение истории развития месторождения. // Материалы Международной научной конференции, посвященной 300-летию Минералогического музея им. А.Е.Ферсмана РАН, Москва, 21 – 24 ноября 2016, с. 3-4

Bodnar R.J., Vityk M.O. Interpretation of microthermometric data for H₂O–NaCl fluid inclusions // Fluid inclusions in minerals: methods and applications. Pontignano: Siena, 1994. P. 117–130.

Crawford M.L. Phase equilibria in aqueous fluid inclusions // Fluid inclusions: application to petrology, Short Course Handbook, Mineral. Assoc. Can. 1981. V. 6. P. 75–100.

Groznova, E.O., Plotinskaya, O.Y., Abramov, S.S., Borovikov, A.A., Milovska, S., Luptakova, J. and Seltmann R. Porphyry and epithermal deposits of the Urals: PTx-parameters // European Current Research on Fluid Inclusions (ECROFIXIII). School of Earth and Environment, University of Leeds, UK, 2015, pp. 70–71.

Plotinskaya O.Y., Azovskova O.B., Abramov S.S., Groznova E.O., Novoselov K.A., Seltmann R., Spratt J. Precious metals assemblages at the Mikheevskoe porphyry copper deposit (South Urals, Russia) as proxies of epithermal overprinting. // Ore Geology Reviews, 94 (2018) 239–260

СИНТЕЗ ФЛЮИДНЫХ ВКЛЮЧЕНИЙ ДЛЯ КАЛИБРОВКИ ТЕРМОКАМЕРЫ

Е.О. Грознова, К.И. Шмулович

ИЭМ РАН, Черногловка, Россия, grozelena@yandex.ru

Калибровка термокамер выше точки плавления льда представляет проблему из-за гистерезиса при фазовых переходах в кристаллах (α - β кварц) или их плавлении (AgI). Критическая точка воды может быть надежным репером, но получение синтетических флюидных включений с водой критической плотности (322 кг/м³) представляет сложную экспериментальную задачу. Для получения включений нужной плотности нужно задавать параметры синтеза с погрешностью менее 0,1%, что невозможно на стандартной аппаратуре высокого давления.

Несколько попыток синтеза в автоклавах и газостатах оказались неудачными, т.к. полученные синтетические флюидные включения (СФВ) либо накладывались друг на друга, либо гомогенизировались в пар около критической температуры, что трудно определить точно. Более удачным оказался опыт при 700°C и 1300 кг/см² (по манометру Бурдона). СФВ получены методом Боднара-Стернера [Bodnar, Sterner, 1984, 1985] в синтетическом кварце, использованы золотые ампула (стенка 0,2 мм), продолжительность опыта 5 суток.

Измерения проводились на термокриокамере THMSG-600 фирмы "Linkam", установленной на микроскоп Olympus, с использованием объектива 50х, измерения выполнялись с серебряной крышкой. Температуры гомогенизации определялись по точке перехода газа в раствор. Во всех образцах встречаются только включения, содержащие жидкость (60-70% объема вакуоли) и газ. Выбраны три СФВ размером около 50 мкм каждое, все гомогенизируются в жидкую фазу, скорость нагрева 0,5°C/мин. В пластинке (1) были получены температуры гомогенизации трех ФВ: I - 381.8°C, II - 381.8 °C, III - 381.6 °C. Затем пластинка была перевернута на другую сторону и измерены температуры гомогенизации этих же трех включений: I - 383.9 °C, II - 383.8 °C, III - 383.7 °C. Т.е. температуры гомогенизации ФВ измеренные на одной и другой стороне пластин отличаются на 2 – 2.1 °C, причем, вне зависимости от глубины, ФВ II расположено дальше от поверхности (для стороны 1) и ближе к поверхности при повороте пластинки. Все остальные исследуемые ФВ давали примерно такой же результат, в пластинке (2) температуры гомогенизации составили 379 – 381.6 °C, и при повороте пластины на другую сторону температуры также отличались на ~2 °C.

Эти же СФВ были измерены на термокриокамере с теми же характеристиками в ИГЕМ РАН. Температуры гомогенизации трех ранее изученных включений составили на одной стороне пластины: I - 381.9°C, II - 381.4 °C, III - 381.5°C и на другой стороне пластины: I - 381.8°C, II - 381.6°C, III - 381.6°C. Как видно, температуры, полученные в этой камере на разных сторонах отличаются на 0.1 – 0.2 °C и также не зависят от глубины нахождения ФВ.

Температуры гомогенизации чистой воды не могут быть выше 374°C, т.е. полученные значения показывают завышение температуры гомогенизации камерой "Linkam" в конфигурации выполненных измерений. Поскольку снижение температуры от критической температуры воды всего на 0,5°C приводит к плотностям жидкой фазы 383 кг/м³, а паровой 259 кг/м³, даже включения с окологкритической плотностью могут быть использованы как температурные реперы при калибровках.

S.M. Sterner and R. Bodnar Synthetic fluid inclusions in natural quartz I. Compositional types synthesized and applications to experimental geochemistry // *Geochim. Cosmochim. Acta* V. 62.N 12. 1984. P. 2659-2668

R. Bodnar and S.M. Sterner Synthetic fluid inclusions in natural quartz. II. Application to PVT studies // *Geochim. Cosmochim. Acta* V.49.N9. 1985. P. 1855-1859

УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ И ГЕНЕЗИС МЕТАМОРФОГЕННО-ГИДРОТЕРМАЛЬНЫХ ЗОЛОТОРУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ЮГО-ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ ВОСТОЧНОГО СЯНА

Б.Б. Дамдинов, Л.Б. Дамдинова
Геологический институт СО РАН, Улан-Удэ, Россия, damdinov@mail.ru

Одной из обсуждаемых проблем является происхождение так называемых, «орогенных» месторождений золота. Существует несколько моделей формирования

таких месторождений (Goldfarb, Groves, 2015), которые в общем виде сводятся к двум концепциям: магматогенно-гидротермальной и метаморфогенно-гидротермальной. Формирование месторождений первой группы происходит при поступлении рудного вещества непосредственно из интрузивов (месторождение Форт Нокс, Аляска), либо за счет термальных ореолов интрузивных тел (месторождение Мурунтау, Казахстан). Однако во многих случаях ассоциирующие с месторождениями магматические комплексы отсутствуют. Происхождение таких месторождений связывается с моделью метаморфической «деволатилизации» (Phillips, Powell, 2010).

Наиболее крупные месторождения юго-восточной части Восточного Саяна характеризуются приуроченностью к зонам тектонических деформаций и отсутствием синхронных с оруденением магматических комплексов, что позволяет предполагать их метаморфогенно-гидротермальное происхождение. Вещественный состав некоторых объектов изучен достаточно детально, однако сведения о физико-химических условиях их формирования крайне скудны. Такие месторождения отнесены к трем минеральным типам: золото пирротиновому, золото-полисульфидному и золото-кварцевому. К **золото-пирротиновому** типу отнесены многочисленные проявления золотоносных колчеданных руд, приуроченные к сланцевым толщам, слагающим вулканогенно-осадочную составляющую офиолитового комплекса. Объекты этого типа рассмотрены на примере рудопоявления Ольгинское. Сульфидные тела имеют субогласное с вмещающими сланцами, залегание и сложены насыщенными сульфидами, углеродисто-биотит-гранат-кремнистыми сланцами с примесью тремолита, хлорита, эпидота, мусковита, диоксида, полевых шпатов. Из рудных минералов, содержание которых достигает 50 – 60 об.%, преобладает пирротин, в небольших количествах присутствуют пирит, сфалерит, халькопирит, арсенопирит, самородное золото большей частью, высокой пробы. В химическом составе руд преобладают такие элементы как Fe, Si, S и Mn. Среднее содержание Au в сульфидных рудах – 1.48 г/т; в кварцевой жиле – 1.25 г/т. Геохимические особенности рудных сланцев позволяют считать, что первичным субстратом являлись вулканогенно-осадочные породы – производные базальтов, обогащенные сульфидами Fe и минералами Mn. Этот тип оруденения может быть отнесен к метаморфизованному аналогу месторождений типа VMS – вулканогенным массивным сульфидным месторождениям.

К **золото-полисульфидному и золото-кварцевому** типам отнесены крупнейшие в регионе золоторудные объекты (Зун-Холбинское, Зун-Оспинское, Барун-Холбинское Пионерское и др.), большая часть которых сосредоточена в пределах Урик-Китойской золоторудной зоны. Все месторождения этих типов приурочены к зонам тектонических деформаций. Так, золото-полисульфидные месторождения развиваются по зонам меланжа, в составе которого преобладают породы офиолитового комплекса, а также гранитоиды, архейские гнейсограниты, терригенно-карбонатные отложения чехла. Золото-кварцевые месторождения приурочены к зонам милонитизации и катаклаза, развитым по породам архейского фундамента, пространственно сближенным с выходами офиолитов.

Рудные тела представляют собой кварцевые жилы и минерализованные зоны кварц-сульфидного состава, в меньшем объеме присутствуют золотоносные зоны березитизации с вкрапленной сульфидной минерализацией. Главные рудные минералы во всех изученных месторождения этих двух типов идентичны: пирит, галенит, сфалерит, халькопирит, сфалерит, самородное золото. Соответственно в химическом составе руд преобладают Fe, Pb, Zn, Cu, Au, Ag. Месторождения золото-кварцевого типа отличаются меньшими концентрациями этих элементов. Особенностью руд является относительно повышенное содержание Cr, Ni и Co.

Значения изотопного состава серы месторождений золото-полисульфидного, золото-кварцевого и золото-пирротинового типов попадают в единый, достаточно узкий интервал (0...+6‰), соответствующий интервалу руд современных субмаринных гидротермальных систем – «черных курильщиков». Значения расчетного изотопного состава равновесного флюида, рассчитанные по изотопному составу жильного кварца, соответствуют диапазону значений метаморфогенного флюида. Все метаморфогенно-гидротермальные месторождения характеризуются единым геохимическим спектром руд, где главными рудообразующими элементами являются Au, Ag, Fe, Zn, Cu, Pb с небольшой примесью других элементов: Sb, As, Cd, Cr, Ni, Co, редко W, V, Te.

Термобарогеохимические исследования рудных жил изученных месторождений позволили установить P-T области захвата включений. Наиболее высокотемпературными (450 - 550°C) являются флюиды, формирующие кварцевые жилы в золото-пирротинном типе оруденения, в интервале 300 - 400°C отлагались жилы золото-полисульфидных месторождений и относительно низкотемпературные (250 - 350°C) – жилы золото-кварцевых объектов. Причем первые отлагались в области гетерогенного флюида, что видно на P-T проекциях фазовых диаграмм хлоридных водно-солевых систем (NaCl-H₂O, MgCl₂-H₂O и FeCl₂-H₂O), наличие которых установлено во всех указанных типах оруденения.

Такие признаки как отсутствие связи оруденения с магматизмом, ассоциация руд с метаморфическими породами и зонами тектонических деформаций, близкие минералого-геохимические, изотопные и термобарогеохимические характеристики руд, позволяют отнести все перечисленные типы оруденения к одному генетическому классу метаморфогенно-гидротермальных месторождений.

Полученные данные позволяют предложить следующую модель их формирования. Накопление металлонесных осадков происходило в спрединговых зонах палеоокеанического бассейна, в результате развития подводных гидротермальных систем – аналогов современных «черных курильщиков». Обдукция офиолитов, происходившая около 800 млн. лет назад, привела к формированию покровов, где вулканогенно-осадочные отложения оказались в подошве надвига и подверглись интенсивному динамометаморфизму, P-T параметры которого оцениваются в 455°C и 5 кбар, соответствующие эпидот-амфиболитовой фации. Выделяющийся метаморфогенный флюид выносит часть рудообразующих компонентов из первичных сульфидных руд и переотлагает их на геохимических и термодинамических барьерах в зонах тектонических деформаций – сдвига, надвига, осевых частях зон меланжа, участках брекчирования и дробления, где главным фактором рудоотложения является снижение P-T параметров. В результате, руды золото-пирротинных, золото-кварцевых и золото-полисульфидных объектов приобретают идентичные изотопные и близкие минералого-геохимические характеристики. Часть рудообразующих элементов поступает из вмещающих пород, например, постоянно присутствующие в рудах примеси Cr, Ni и Co, а также редко встречающиеся Te, W и др. Крупные тектонические зоны контролируют локализацию метаморфогенно-гидротермальных золоторудных месторождений юго-восточной части Восточного Саяна. Максимальная концентрация оруденения приурочена либо к осевым частям сдвиговых зон (Зун-Холбинское месторождение), либо к локальным участкам растяжения (дуплексным разрывам) в общей обстановке сдвига-сжатия (Зун-Оспинское месторождение).

Исследования выполнены при поддержке РФФИ, грант №18-05-00489-а.

Goldfarb R. J., Groves D. I. Orogenic gold: Common or evolving fluid and metal sources through time // Lithos. 2015. Vol. 233. P. 2-26.

СОСТАВ РАСТВОРОВ И УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ МОЛИБДЕНИТ-КВАРЦЕВЫХ ПРОЖИЛКОВ ПЕРВОМАЙСКОГО МОЛИБДЕНОВОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ (ЮГО-ЗАПАДНОЕ ЗАБАЙКАЛЬЕ)

Л.Б. Дамдинова¹, Б.Б. Дамдинов¹, Н.В. Брянский²

¹Геологический институт СО РАН, Улан-Удэ, Россия, ludamdinova@mail.ru

²ИГХ СО РАН, Иркутск, Россия, tridigron@yandex.ru

Информация об условиях и причинах формирования штокверковых W-Mo (Be) месторождений в настоящее время является неполной и отрывочной и требует дополнительных исследований для уточнения. В особенности это касается данных по флюидному режиму, газово-солевому составу, P-T-X параметрам, а также эволюции и металлоносности растворов, продуцирующих жильно-штокверковое W-Mo(Be) оруденение.

Месторождения Джидинского рудного поля (Юго-Западное Забайкалье) являются благоприятным объектом для решения этих вопросов. Это уникальные геологические объекты и крупнейшие в регионе (и в стране) источники W и Mo, кроме того, в качестве примесных компонентов в рудах присутствует и ряд других полезных компонентов - Be, Cd, Pb, Zn Au и др. Объектом предлагаемого исследования является штокверковое Mo Первомайское месторождение, расположенное в пределах Джидинского поля. Кварц-молибденовый штокверк Первомайского месторождения, образованный сетью различно ориентированных кварц-молибденитовых жил и прожилков, охватывает апикальную часть одноименного массива гранит-порфиров и прилегающие к нему биотит-кварцевые роговики. Согласно результатам Rb-Sr изохронного датирования, возраст формирования Первомайского гранитного штока соответствует 124.3 ± 0.3 млн. лет, процесса грейзенизации - 123.5 ± 0.7 млн. лет, гидротермального вольфрамоворудного процесса - 123.0 ± 0.3 млн. лет [Чернышев и др., 1998].

Породы, вмещающие оруденение, представлены порфировидными гранитами, которые имеют относительно выдержанный состав. Мелкозернистая основная масса пород сложена КПШ, кварцем, плагиоклазом, а также биотитом и мусковитом, количество которых в разных шлифах варьирует от 5 до 10%. Кроме того, отмечается редкая вкрапленность (1–2%) пирита, флюорита и апатита (< 1%). Порфировые вкрапленники, равномерно распределенные в основной массе, достигают в размерах 5 мм и представлены кварцем, КПШ и реже плагиоклазом.

Молибденит-кварцевые прожилки на 80–90% сложены изометричными зернами кварца, участками отмечаются шестоватые зерна, растущие перпендикулярно стенкам прожилка. Это свидетельствует о том, что прожилки вероятнее всего формировались путем выполнения трещин. Мощность прожилков варьирует от 0.2 до 1.5 см, границы с вмещающими породами четкие, в большинстве случаев ровные. Молибденит образует скопления чешуек, иногда радиально-лучистые агрегаты, количество его в среднем 5–10%. Распределение молибденита неравномерное, в одних случаях он приурочен к центральной части, в других к зашубкам прожилков или рассеян во всем объеме жильного кварца. Гораздо реже чешуйки молибденита выходят за пределы прожилка во вмещающие породы.

По результатам химического анализа закономерное изменение состава вмещающих гранитов фиксируется в узких (1–3 см) зонах, примыкающих к рудным прожилкам, что говорит о диффузионно-метасоматической природе этих оторочек. Среди петрогенных компонентов только TiO₂, FeO, MnO, MgO не обнаруживают

значимых отклонений от фоновых значений, характерных для неизменных гранитов. По поведению других макроэлементов в околопрожилковых оторочках, молибденит-кварцевые прожилки также можно разделить на подтипы, которые заметно различаются. Первый подтип сопровождается оторочками с фоновым содержанием F, которые резко обеднены SiO_2 и Na_2O , обогащены K_2O , иногда Al_2O_3 , Fe_2O_3 и S. Для прожилков второго подтипа десиликация гранитов и увеличение K_2O в этих оторочках не характерны, а их обеднение Na_2O и Al_2O_3 проявляется в случаях повышенного содержания флюорита в жильном материале. Для околопрожилковых оторочек этой группы характерна обогащенность F и S. Поскольку штокверк локализован в однородных по составу гранитах, выявленные различия предполагают образование прожилков первого подтипа высококалийевыми растворами повышенной щелочности, а второго – околонеutralными растворами с более высокой концентрацией S и F.

Содержание Mo в молибденит-кварцевых прожилках первого подтипа (0.0n–0.1%), как правило, десятикратно ниже, чем во втором (0.n–n%). Околорудные метасоматиты первого подтипа обычно обогащены Mo, W, Sn, Li, обеднены Zn, а для околопрожилковых оторочек второго подтипа повышенные содержания Mo и Sn менее характерны, изменения содержаний Pb знакопеременны.

Данные о составе рудообразующих растворов и условиях формирования прожилков получены в результате изучения кристаллов кварца, флюидные включения (ФВ) в котором имеют пригодные размеры и подходят для изучения методами термометрии и криометрии. Наряду с доминирующими вторичными включениями в кварце обнаружены первичные относительно крупные ФВ от 20 мкм и выше, удаленные от залеченных трещин и шлейфов вторичных включений. Визуально эти ФВ в разных прожилках практически однотипны, как правило, для них характерно отсутствие твердых фаз и наличие газового пузыря без видимой жидкой CO_2 .

Интервал температур гомогенизации изученных включений в жильном кварце варьирует от 314 до 204 °С. По данным К.З. Стельмачонка [1994, 1995], температуры гомогенизации большинства первичных флюидных включений в прожилках варьируют в узком интервале 220–260°С. Температуры эвтектики меняются от -33 до -36.1 °С, что наиболее соответствует системам $\text{MgCl}_2\text{-H}_2\text{O}$, $\text{MgCl}_2\text{-NaCl-H}_2\text{O}$, $\text{FeCl}_2\text{-H}_2\text{O}$. Температуры плавления льда варьируют от -3.9 до -4.4°С.

Вскрытие наиболее крупных ФВ и анализ металлоносности рудообразующих растворов проводилось методом LA-ICP-MS на масс-спектрометре NexION 300D с платформой лазерной абляции NWR-213 в ИГХ СО РАН (г. Иркутск). В качестве внешнего стандарта использовался стандартный образец NIST-610. Расчет содержаний элементов в рудообразующих растворах по данным LA-ICP-MS проводился по методике, описанной в работах А. А. Боровикова и др. [Боровиков и др., 2015]. В результате были определены концентрации широкого спектра элементов: Li, Be, B, F, Na, Mg, Al, Cl, K, Ca, Mn, Fe, Cu, Zn, Nb, Mo, Ag, Sn, La, Ce, Ta, W, Au, Pb, Th, U. Двухфазные включения в кварце кварц-молибденитовых жил, при колебании общей концентрации солей в составе их растворов от 7 до 6.3 мас. %, содержат в качестве главных петрогенных элементов (в гкг): Na (0.3–10.6), Mg (0.71–12.3), K (1.04–12.9), Ca (до 13.2), Al (1.4–3.68), Mn (0.44–0.85), F, Cl (качественное определение). Основными рудными элементами являются W (0.02–1.15 гкг), Be (0.03–0.13), Li (0.36–0.75), Cu (0.11–2.63), Pb (0.01–0.1), Fe (0.19–0.68), Zn (0.05–0.12) и др. Содержание Mo варьирует от 0.015–0.1 гкг. По данным Стельмачонка К.З. концентрации Mo в растворах, полученные методом АЭС-ЛВ достигали 9.2 гкг [Стельмачонок, 1994]. Из других элементов включения содержат B, Pb, Zn, Zr, Ag, Sn, La, Ce, Ta, U.

Боровиков А.А., Говердовский В.А., Борисенко А.С., Брянский Н.В., Шабалин С.И. Состав и металлогенность рудообразующих флюидов Mo-W (Ве) месторождения Калгутинское (Горный Алтай) // Геология и геофизика, 2016, Т. 57, № 4, с. 647–662.

Стельмачонок К.З. О синхронности образования рудовмещающих трещин и формирования молибденовой минерализации на Первомайском штокверковом месторождении и причинах трещинообразования // Докл. АН. 1994. Т. 337. № 3. С.382–385.

Стельмачонок К.З. О близодновременном формировании односистемных прожилков в молибденовом штокверковом рудном теле Джидинского месторождения // ДАН. 1995. Т. 341. № 5. С.399-402.

Чернышев И.В., Гольцман Ю.В., Баирова Э.Д., Иванова Г.Ф. Rb-Sr-геохронометрия процессов последовательного формирования гранитов, грейзенизации и гидротермальной минерализации: Джидинское W-Mo месторождение, Западное Забайкалье. 1998. Том 360. №4. с. 537-540.

ЛЕТУЧИЕ В КОРДИЕРИТЕ ИЗ ПЕГМАТИТА КУХИЛАЛА (ПАМИР) (по данным газовой хромато-масс-спектрометрии)

Затолокина К.И.

НГУ, Новосибирск; igor.geyts@gmail.com

Перспективными пробоотборниками минералообразующего флюида могут быть не только флюидные включения, но и минералы, в структурные полости и каналы которых входят и удерживаются флюидные компоненты. К ним относится микропористый каркасный алюмосиликат кордиерит, встречающийся в метаморфических породах эпидот-амфиболитовой, амфиболитовой и гранулитовой фаций, в роговиках, в ксенолитах гранитов, в самих гранитах, в пегматитах, в кварцевых жилах, а также в горелых породах, в ксенолитах вулканитов, в лунных породах и даже в метеоритах.

Цель работы - изучение состава флюидных компонентов в кордиерите и его аналитической воспроизводимости. Методом капиллярной газовой хромато-масс-спектрометрии определены компонентный состав и относительные концентрации (отн.%) летучих в ювелирном кордиерите ($F=21.5$, метаморфические породы амфиболитовой фации Музкольского комплекса, Памир) из разных зон и фракций минерала. Экстракция газовой смеси произведена без пиролиза при ударном разрушении образца в потоке инертного газа.

Из проведенных опытов, в каждом обнаружено от 165 до 170 летучих компонентов, являющихся представителями не менее 12 гомологических рядов органических соединений, установлено, что доминирующим флюидными компонентами во всех опытах являются H_2O (в пределах 38–67.9%) и CO_2 (24.3–34,8%). Содержание алифатических углеводородов 2–8.2%, включая парафины и олефины. Суммарная концентрация циклических углеводородов, нафтен, аренов и ПАУ, около 0.5–2.2%. Доля кислородсодержащих углеводородов около 4.7–14.9%: спирты, простые и сложные эфиры – 0.53–2.8%; альдегиды – 1.4–5.6%, кетоны – 0.56–2.3%, карбоновые кислоты – 0.6–4.25%. Количество серосодержащих соединений составляет не более 0.12–0.34%. Суммарная концентрация азотсодержащих соединений около 0.44–1.02%.

Таким образом, проведенные исследования свидетельствуют о том, что в кордиеритах, помимо H_2O и CO_2 , присутствуют другие летучие органические соединения, в зависимости от фракции, зоны кристалла, содержание их варьирует. На долю органических соединений в целом приходится от 7.83 до 27.15%.

Дробление кристалла и отжиг в токе гелия приводит, в первую очередь, к потере воды.

Научный руководитель - д.г.-м.н. А.А. Томиленко

ОСОБЕННОСТИ ТЕРМОБАРОГЕОХИМИЧЕСКИХ И ПЕТРОЛОГИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ КИМБЕРЛИТОВ

Н.Н.Зинчук

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

Кимберлитовые породы древних платформ мира характеризуются большим разнообразием по размеру, морфологии, глубине заложения очагов, внутреннему строению, особенностям состава заполняющих пород, содержанию и составу первичных (глубинных) минералов, составу основной массы кимберлитов, степени и характеру переработки последних постагматическими растворами, содержанию, морфологии и физическим свойствам алмазов и индикаторных минералов кимберлитов (ИМК). Часть перечисленных особенностей кимберлитов обусловлена проявлением эндогенных факторов, а часть – экзогенных. От глубины формирования магматических очагов, состава пород верхней мантии зависят содержания инертных компонентов кимберлитов (TiO_2 , Cr_2O_3 , Al_2O_3 , FeO , P_2O_5 , частично K_2O и Na_2O), ИМК и алмазов, содержания и состав ксенолитов глубинных пород и некоторые другие параметры. Экзогенные факторы, включающие состав и механические свойства вмещающих пород, наличие и степень минерализации захороняющих вод, определяют масштабы и направленность вторичных изменений кимберлитов, содержание подвижных оксидов и ксенолитов и в определенной степени размеры и морфологию конкретных кимберлитовых тел. По алмазоносным полям Сибирской платформы (СП) подтверждена принадлежность пород к кимберлитам с учетом дискриминантных отношений ($\text{K}_2\text{O}-\text{TiO}_2$; $\text{SiO}_2/\text{MgO}-\text{Ti/Zr}$ и Nb/Zr) и изотопного состава Nd, Sr в породах, составов породообразующих минералов (слюда, перовскит). Отмеченные редкие отклонения отдельных параметров составов ($\text{Zr} > 450$ ppm в породах, каймы тетраферрифлогопита) могут быть связаны с условиями кристаллизации расплавов или метасоматическими изменениями. Новый тип низкотитанистых алмазоносных кимберлитов с характерными геохимическими особенностями установлен в Накыномском поле (НКП) Средне-Мархинского алмазоносного района (СМАР). Выявлены вариации составов мантийных источников, времени и режимов процессов кимберлиитообразования. BSE или слабо обогащенная мантия I типа – источник низкотитанистых кимберлитов Нюрбинской трубки (ϵNd около 0, -0,2), для диатремы Ботубинская – слабо деплетированная мантия. Источник умеренно-титанистых и высокотитанистых кимберлитов находился в области деплетированной мантии (ϵNd от +3 до +5). Осадочно-вулканогенные образования верхних частей кимберлитовых диатрем обычно имеют высокие содержания CaO и CO_2 за счет значительного объема обломков карбонатного состава, при этом в них отмечаются пониженные содержания TiO_2 , K_2O , P_2O_5 и ΣFe . В основании раструба диатремы и её вертикальном канале, где преимущественно распространены эруптивные брекчии и массивные (порфиновые) кимберлиты, постепенно снижаются содержания карбонатных компонентов, хотя их доля в кимберлитовых породах СП даже на глубоких горизонтах диатрем всё же велика. За счет уменьшения количества CaO и CO_2 на средних уровнях кимберлитовых трубок возрастают содержания SiO_2 , MgO и H_2O^+ . Концентрация P_2O_5 , TiO_2 и K_2O остаются примерно одинаковыми по всему разрезу диатрем. В большинстве изученных нами кимберлитовых трубок несколько увеличивается содержание K_2O на глубоких

горизонтах, что обусловлено снижением степени хлоритизации флогопита. С воздействием на кимберлитовые породы вмещающей среды связано возрастание с глубиной концентрации Na_2O , Cl и SO_3 в тех трубках, где вмещающими породами на глубоких горизонтах являются галогенные и гипсоносные толщи. Роль Fe_2O_3 на глубоких горизонтах ряда кимберлитовых трубок повышается за счет развития здесь пирроаурита или превращения амакинита при его окислении в гидроксиды железа. В некоторых диатремах (Интернациональная, Мир и др.) с глубиной снижается количество SiO_2 и Al_2O_3 и возрастает содержание MgO и H_2O^+ , что обусловлено уменьшением здесь роли терригенного материала. Несмотря на различия в химических особенностях мантийных минералов из трубок Мир и Интернациональная Мирнинского кимберлитового поля (МКП), для них характерно приблизительно одинаковое строение мантийных разрезов. Под трубкой Мир истощенные перидотиты предполагаются вплоть до 45 кбар и лишь выше возможны линзы пироксенитов и эклогитов в существенно перцолитовом со слюдой субстрате. Под трубкой Интернациональная разрез мантийной колонны близок таковому трубки Мир. На астеносферном уровне и выше - до 50 кбар - мантия разогрета, а в строении ее разреза под трубками исследователи выделяют четыре горизонта. В основании Верхне-Мунского кимберлитового поля (ВМКП) предполагаются сравнительно неистощенные перидотиты, умеренно метасоматизированные.

Изложенные выше материалы в целом подтверждают слоистое строение мантийных разрезов под трубками и конкретизируют обобщенный разрез литосферной мантии восточной части СП с вариациями состава в субмеридиальном направлении. По оценкам РТ-параметров для трубки Обнаженная (северная часть субпровинции) получены температуры от 800 до 1110°C, давление от 30 до 40 кбар, что находится за пределами поля стабильности алмазов, при этом для эклогитов характерны температуры от 950 до 1110°C, для перидотитов - 900-1050°C, а для пироксенитов - 800-1100°C. Мантия под центральной частью субпровинции (трубки Юбилейная и Удачная) отличается тем, что степень истощения растет с глубиной, а тепловой поток соответствует 35-40 мВ/м². Перидотитам свойственны метасоматические ассоциации с многими неравновесными минералами. Среди особенностей мантии под южной частью субпровинции (МКП) следует отметить присутствие высокомагнезиальных гранатовых перидотитов и пироксенитов с трубке кристалломорфология и физические свойства алмазов дифференцированы на уровне субпровинции, поля и каждой трубки. Индивидуальные особенности состава и физических свойств ИМК трубок выявляются на статистическом уровне. Имеющийся массив информации по составу вещества верхней мантии под Сибирской алмазоносной провинцией требует переосмысления и анализа с позиций увязки современных представлений о строении и возрасте литосферы с продуктивностью кимберлитовых полей и отдельных трубок. С практической точки зрения крайне важной выглядит задача разработки количественной модели корреляционных связей алмазоносности кимберлитов с составом глубинных зон, до сих пор не имеющая удовлетворительного решения, несмотря на усилия уже не одного поколения исследователей. Неоднородность распределения глубинных ксенолитов приводит к аналогичным свойствам алмазов, более выраженной в горизонтальных сечениях трубок по сравнению с вертикальными разрезами. Обычно ранние фазы внедрения кимберлитов имеют различную продуктивность. Зафиксирована особенность повышенной алмазоносности кимберлитовых пород более поздних фаз внедрения, причем эти фазы чаще всего приурочены к центральным участкам диатрем. Снижение содержания алмазов в периферических зонах трубок связана также с повышенным количеством здесь материала вмещающих диатремы терригенно-карбонатных или карбонатных пород. В целом проблема взаимоотношений

фрагментов мантийного вещества и вмещающих их кимберлитов остается в числе стержневых в современной петрологии, поскольку может пролить дополнительный свет на процессы формирования разнообразных, особо глубинных, расплавов под древними платформами. Большой интерес представляет оценка количественной роли различных мантийных парагенезисов в материнских кимберлитах с учетом избирательного захвата глубинного материала протокимберлитовыми расплавами, особенностей транспортировки захваченного материала к поверхности, устойчивости алмазов в глубинных выплавках и т.д. Из сказанного следует задача рассматривать те параметры и процессы, анализ которых может помочь углубить понимание механизмов возникновения продуктивности кимберлитов. Предполагается, что на этой основе удастся усовершенствовать (особенно в количественном отношении по элементному составу) существующие критерии алмазоносности и, соответственно, методы прогнозирования и поисков новых месторождений.

ТЕРМО- И РЕНТГЕНОГРАФИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ СЕРПЕНТИНОВ ИЗ КИМБЕРЛИТОВЫХ ПОРОД

Н.Н. Зинчук

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

Минералы группы серпентина являются пороодообразующими для кимберлитовых пород Сибирской платформы (СП), отличаясь этим от аналогичных образований Восточно-Европейской (ВЕП) и Африканской (АП) платформ. В связи с малыми размерами большинство индивидов минералов серпентиновой группы для массовых более конкретных определений последних в смесях наиболее эффективным и производительным является рентген-дифрактометрический анализ в сочетании термографическими исследованиями. На основании таких исследований выделен ряд политипов серпентина, главными среди которых являются лизардит и хризотил. На дифрактограммах воздушно-сухих образцов новообразований, содержащих серпентин, его диагностическими рефлексами являются 0,730-0,731 и 0,365-366 нм, интенсивность которых сильно зависит от степени окристаллизованности индивидов и степени упорядоченности структуры минерала. Положение отмеченных диагностических рефлексов минералов этой группы при насыщении глицерином или этиленгликолем практически не меняется. После 2-х часового прокалывания препаратов при 600°C интенсивность этих базальных отражений ослабевает, одновременно с уменьшением их межплоскостных расстояний. ИК-спектры новообразований, обогащенных серпентином, характеризуются основной интенсивной полосой поглощения с частотой около 990 и 980 см⁻¹ с двумя полосами с частотами 615-570 и 450 см⁻¹ соответственно в области валентных и деформационных колебаний Si-O-связи. Валентные колебания OH-группы проявляются в виде узкой интенсивной полосы с максимумом 3700 см⁻¹, что обычно свойственно антигориту, но отмечается и у лизардита, т.е. в целом характерно для пластинчатых разновидностей серпентина. Иногда последняя полоса осложняется слабой ступенькой в области частоты 3670 см⁻¹, что отражает примесь волокнистой разновидности серпентина – хризотила. Примеси в новообразованиях серпентина подчеркиваются полосой с частотой 1470-1460. Отдельные полосы поглощения в области 500 см⁻¹ с двумя ступенями (с частотами 550 и 485 см⁻¹), а также при 615 см⁻¹ подчёркивают в образце примеси оливина. Поскольку серпентин часто встречается в ассоциации с кальцитом или доломитом, то кальциту на кривых ДТА дериватограмм соответствует четкий эндотермический эффект в области 800-

1000°C, а доломиту принадлежат эндотермический эффект в области 710-830 (распад и диссоциация $MgCO_3$) и 870-1000°C (диссоциация $CaCO_3$). Остальные эндо- и экзотермические эффекты можно в таких смесях относить в серпентиновым минералам, интерпретируя их совместно с результатами ИК-спектроскопии и рентгеновской дифрактометрии. Под просвечивающим электронным микроскопом (метод суспензии) серпентин представлен псевдоизометричными пластинками, которые согласно микродифракционным картинам относятся в лизардиту. С ними ассоциируют также волокнистые индивиды хризотила, имеющего относительно небольшую длину. В отдельных участках серпентин почти полностью представлен пластинчатой разновидностью, средний размер пластинок которых в поперечнике колеблется от 0,2-1,3 до 0,5-2,0 мкм. По параметрам элементарной ячейки, полученным на основании анализа рентгенограмм, выделяется три группы серпентинов, различающихся главным образом размерами параметров a и b . Наиболее плотные выделения таких серпентинов сложены в одних случаях хризотилом, в других – смесью хризотила и лизардита, имеющих на растровых электронных снимках различный облик. В случае отсутствия значительного количества примесей диагностика хризотила (орто- и клинохризотила) на дифрактограммах производится сравнительно легко. Сравнительно легко диагностируется и лизардит. Однако во многих случаях (особенно в цементирующей массе пород) присутствуют обе эти разновидности серпентина очень мелких размеров, а также аморфных серпентиноподобных минералов в исследованном минеральном сырье. На рентген-дифрактометрических кривых таких образований не проявляются четкие рефлексии, а наблюдается слабо расчлененное гало. Отмечается определенная приуроченность хризотила к верхним (в различной степени выветрелым) горизонтам кимберлитовых диатрем, в то время как к низам разрезов увеличивается роль лизардита. Псевдоморфозы серпентина сложены в основном лизардитом, независимо от глубины их отбора в кимберлитовых диатремах. Лизардитом сложены также многие серпентины с офитовой структурой; он присутствует также в измененных ксенолитах осадочно-карбонатных пород. Нередко встречается 2-6-слойный лизардит – унсит. Хризотил характерен главным образом для светлых серпофитов верхних горизонтов кимберлитовых трубок, некоторых заметных волокнистых жильных образований. Антigorит является составной частью родингитов, т.е. повторно метаморфизованных кимберлитов под влиянием основной магмы в процессе образования в изучаемых районах трапповых образований. Некоторые разности серпофитов сложены индивидами ничтожно малых размеров, в результате чего проявляется сильная диффузность эндо- и экзопиков на дериватограммах, рефлексии на дифрактограммах, а асимметричность с постепенным спадом в сторону малых углов, свидетельствуя о некоторой неоднородности двухэтажных слоев и неодинаковой их толщине по оси c . Совершенно аморфных серпентиноподобных минералов, аналогичных гизингериту, не установлено, хотя примесь аморфной фазы отмечается по изученным разрезам диатрем повсеместно. Химический анализ агрегатов из частиц серпентина позволил установить примеси и сделать пересчет на теоретическую формулу минерала. Однако некоторые примеси (типа алюминия) являются изоморфными и их наличие в среде при определенных P - T -условиях стимулирует образование антigorита, поэтому они могут рассматриваться как типоморфные. На образование изоморфных смесей влияяют многие факторы, среди которых главным является температура.

Подводя итоги проведенных исследований, можно утверждать: а) Даже в пределах одной кимберлитовой диатремы концентрации серпентинов могут существенно изменяться, что наглядно показано на примере трубки Удачная, где до глубины 400 м от дневной поверхности их количество колеблется в узких пределах (45-60 %). Уменьшение концентрации серпентина в более глубоких горизонтах

западного тела сопровождается увеличением количества карбонатов, а в восточном – повышением содержания оливина. С глубиной отмечен процесс затухания серпентинизации. б) Хризотил часто образует в кимберлитах СП смеси с лизардитом в одном и том же макроскопически однородном агрегате. Содержание хризотила в трубке сверху увеличивается, а лизардита – уменьшается. Хризотил сосредоточен преимущественно в жильных серпофитах, лизардит – в ядрах псевдоморфоз. в) Мономинеральные агрегаты серпентина обладают идио-, аллохроматической и смешанной окраской. Идиохроматические цвета обусловлены преимущественно входением в кристаллическую структуру серпентина катионов железа, которые в сочетании с гидроксидами дают желтовато-зеленую (салатно-зеленую) окраску в случае преобладания окисной формы и сине-зеленую – закисной формы железа. Серый оттенок следует отнести к аллохроматической окраске, так как он вызван входением в агрегат серпентина частиц постороннего минерала, размер которых меньше длины волны видимого света, а нередко и видимых в микроскоп кристаллов этого минерала. Светлые (белесые) цвета агрегатов обусловлены дезинтеграцией последних на отдельные кристаллиты или их блоки. в) Реликтовая структура серпентиновых агрегатов апокимберлитов отличается от таковой многих гипербазитов разобценностью псевдоморфоз, которые заключены в исходном аморфном веществе, в результате чего возникает кокардовая структура в связи с формированием оболочек (наподобие келифитовых) из параллельно расположенных чешуек лизардита и хризотила. г) Возникновение секториальной структуры в пределах отдельных псевдоморфоз, цементирующей массы или жильных образований, так же как и «шнуров», «перьев» и других агрегатов, обусловлено появлением соответствующих трещин (в том числе и синерезиса) или ослабленных участков, по которым идет быстрая кристаллизация с ориентацией чешуй серпентина, расположенных базипинакоидами параллельно друг другу, причем осуществляется по направлению одной из базисных осей.

ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ И ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКИЕ ФАКТОРЫ ОБРАЗОВАНИЯ CU И MO-ПОРФИРОВЫХ РУД СЕВЕРО-ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ ТИХООКЕАНСКОГО ПОЯСА

Е.Е. Колова

*Северо-Восточный комплексный научно-исследовательский институт им. Н.А.
Шило ДВО РАН, Магадан, Россия, kolova@neisri.ru*

Известные в Северо-Западной части Тихоокеанского пояса Cu (Mo) и Mo-порфиоровые месторождения распространены в Удско-Мургальском и перпендикулярных к нему Олойском и Коркодоно-Наяханском металлогенических поясах (МП).

Наиболее крупные и изученные Mo-Cu порфиоровые месторождения расположены в Олойском МП – Песчанка и Находка [Николаев и др., 2016]. Их руды содержат промышленные концентрации Mo, Cu, Re и низкие – Pb, Zn. Они связаны с раннемеловыми (139–143 млн лет, U-Pb) сиенит-монцитонитовыми магматитами егдыкгычского комплекса формировавшегося в условиях континентальной островной дуги. Модельный Re/Os возраст молибденита месторождений составляет 142,6±6,9 и 143,3±3,0 млн лет, а значения $\delta^{34}\text{S}$ находятся в пределах 0±5 ‰ [Бакшеев и др., 2014].

В Удско-Мургальском МП перспективным объектом является Cu-Mo-порфиоровое месторождение Лора. Руды имеют Cu-Mo-Au-Ag-Bi-Te геохимическую

специализацию. Оруденение связано с телами гранодиорит-порфиров, кварцевых диорит-порфиринов и эксплозивных брекчий поздней интрузивной фазы (110–90 млн лет, K-Ar) Средненского массива, основная часть которого сложена гранитоидами (136±5 до 104±5 млн лет, K-Ar) среднекалиевой известково-щелочной магматической серии по составу близких к типичным островодужным. Значения $\delta^{34}\text{S}$ составляют от -3,9 до +3,54‰.

Новым Мо-порфировым объектом для Северо-Востока является месторождение Ак-Су в СЗ части Коркодоно-Наяханского МП. Рудные штокверковые зоны существенно кварцевого состава с молибденитом, имеют зонально-кольцевую морфологию и оконтуривают слабоскрытые гранодиорит-гранитовые штоки – части крупных позднемеловых (75–90 млн лет, K-Ar) гранитоидных массивов, в окружении которых расположено рудное поле. В геохимическом плане руды имеют Mo(AsCu) специализацию в центре и Ag-Pb-Zn-Au-Bi-As к периферии [Маматюсупов, Михалицына, 2016]. Гранитоиды – перглиноземистые, имеют повышенную железистость, относятся к известково-щелочной и высоко-К известково-щелочной сериям и отвечают «гранитоидам вулканических дуг».

Микротермометрия флюидных включений (ФВ) проводилась в термокамере Linkam THMSG-600 в СВКНИИ ДВО РАН. Методом КР-спектроскопии в ИГМ СО РАН и ДВГИ ДВО РАН на дисперсионных Раман-микроскопах Lab Ram HR определен компонентный состав газовых фаз и идентифицированы дочерние фазы. Состав растворов во ФВ установлен как по $T_{\text{эвт.}}$, так и в водных вытяжках (ВВ), приготовленных по методике [Кряжев и др., 2006] и проанализированных на атомно-эмиссионном спектрометре Agilent4100 MP-AES в СВКНИИ ДВО РАН.

В кварце основного рудного этапа месторождения Лора все ФВ распределены неравномерно, имеют размер 2–60 μm и по фазовому составу относятся к двухфазным, многофазным и существенно газовым. Температурный диапазон гомогенизации ФВ 405–205°C. Состав растворов, близкий к NaCl с небольшой примесью ионов Mg и Fe ($T_{\text{эвт.}} = -36...-21^\circ\text{C}$). Анализ ВВ показал наличие в них (в среднем, $n = 10$), ppm: Na 11, K 14, Ca 3, Mg 2, Fe 23. Дочерние фазы представлены гематитом, гипсом и карбонатом. В составе газовых фаз установлено наличие малоплотной CO_2 ($d = 0,1 \text{ г/см}^3$), примесь HS_2 и CH_4 . Концентрации растворов от 21,72 до 0,53 мас.% экв. NaCl. Наиболее концентрированные растворы во ФВ в кварце кварц-хлоритовых прожилков – 21,72–6,56 мас.% экв. NaCl. Наименее концентрированные от 0,53 до 8,68 мас.% экв. NaCl содержатся в кварце пегматитовых жил.

Образование Мо-порфировых руд месторождения Ак-Су проходило в три стадии: *1-я стадия* – порфировая. Кварц этой стадии захватил как расплавные, так и флюидные включения трех типов: существенно газовые, многофазные и двухфазные. Газовые ФВ заполнены малоплотной CO_2 (d не более $0,35 \text{ г/см}^3$) с незначительной примесью CH_4 , HS^\cdot , N_2 . Дочерние фазы представлены галитом, магнетитом, бликситом, сидеритом, альбитом и мусковитом. Жидкая фаза – высококонцентрированными (43–22,3 мас.% экв. NaCl) ($T_{\text{пл.дф.}} = 365\text{--}160^\circ\text{C}$) рассолами Na-K-Ca-Fe-хлоридного состава ($T_{\text{эвт.}} = -80...-30^\circ\text{C}$). Гомогенизация ФВ первой стадии происходит при температурах от 516 до 210°C; *2-я стадия* – постпорфировая. ФВ этой стадии преимущественно двухфазные, содержат среднеконцентрированные ($C = 12\text{--}0,9$ мас.% экв. NaCl) растворы Ca-Na-K-Fe-Mg-хлоридного состава ($T_{\text{эвт.}} = -38...-11^\circ\text{C}$). Гомогенизация ФВ происходит при температурах от 300 до 445°C. Анализ ВВ из кварцев первой и второй стадий показал изменение состава растворов от преимущественно Na-K ((средние содержания, $n=11$), ppm: Na 38, K 22, Ca 8, Fe 12, Mg 1,3) до Ca (Ca 21, Fe 8, Na 6, K 6, Mg 0,5); *3-я* – полисульфидная. ФВ этой стадии – двухфазные, содержат средне и

слабосолёные ($C = 7-0,8$ мас.% экв. NaCl) растворы Na-хлоридного состава ($T_{эвт.} = -30...-18^{\circ}C$). Гомогенизируются ФВ при температурах от 156 до 313 $^{\circ}C$.

В изученных образцах месторождений Лора и Ак-Су отсутствовали ФВ, пригодные для корректного расчета давления, но, учитывая малую плотность CO_2 , можно предполагать, что давление не достигало значительных величин.

По данным [Николаев и др., 2016], в кварце и флюорите руд месторождения Песчанка определены три типа ФВ: многофазные, существенно газовые; двухфазные. Растворы во ФВ преимущественно Na-K-хлоридные, с подчиненным значением Са и Mg ($T_{эвт.} = -32...-21^{\circ}C$). Дочерние фазы в многофазных ФВ представлены галитом, гематитом и рудными минералами. Газовые фазы выполнены малоплотным водяным паром с незначительной примесью CO_2 . Концентрации солей варьируют от 73,1–32,2 мас.% экв. NaCl во ФВ первого типа, до 18,4–0,9 мас.% экв. NaCl во ФВ третьего типа. Гомогенизация ФВ всех типов происходит при температурах от 106 до 594 $^{\circ}C$.

Проведенные исследования условий образований Cu-Mo-порфирирового месторождения Лора и Мо-порфирирового месторождения Ак-Су, а также сравнительный анализ с аналогичными данными порфирировых руд Баимской зоны показывают, что порфирировые руды Северо-Востока РФ формировались во временной период 143–75 млн лет в заключительный период кристаллизации магматического расплава, из гетерофазных, высокотемпературных и изначально высококонцентрированных гидротермально-магматических флюидов. Геохимическая специализация руд предположительно связана с различными типами рудогенерирующих гранитоидов, формировавшихся в различных геодинамических обстановках.

Работа выполнена при поддержке проектов ДВО РАН № 18-2-015, 15-1-2-73, 15-1-2-038.

Бакшеев И. А., Николаев Ю. Н., Прокофьев В. Ю. и др. Золото-молибден-медно-порфириро-эпитеpмальная система Баимской рудной зоны, Западная Чукотка // Металлогения древних и современных океанов. – 2014. – № 20. – С. 108–112.

Кряжев С. Г., Прокофьев В. Ю., Васюта Ю. В. Использование метода ICP-MS при анализе состава рудообразующих флюидов // Вестник Моск. Ун-та. Сер. 4. Геология. – 2006. – № 4. – С. 30–36.

Маматюсупов В. Т., Михалицына Т. И. Минералого-геохимическая характеристика порфирировой системы Аксу // Геология, география, биологическое разнообразие и ресурсы Северо-Востока России: Материалы III Всерос. конф. Посвященные памяти А.П. васьковского. – Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 2016. – С. 164–166.

Николаев Ю. Н., Бакшеев И. А., Прокофьев В. Ю. и др. Au-Ag минерализация порфириро-эпитеpмальных систем Баимской зоны (Западная Чукотка, Россия) // Геология рудных месторождений. – 2016. – Т. 58. – № 4. – С. 319–345.

ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ И U-TI-МЕТАГЕЛЕВАЯ МИНЕРАЛИЗАЦИЯ АУ-U МЕСТОРОЖДЕНИЯ ЭЛЬКОН

М.М. Комарова¹, Вл.Б. Комаров¹

¹ИГЕМ РАН, Москва, Россия, ivanchenko.marija@gmail.com

История изучения Эльконского рудного района составляет более, чем 50 лет, однако опубликованные данные по физико-химическим условиям не дают возможности оценить статистическую представительность материала, а использованные методы декрепитации и водных вытяжек в настоящее время считаются устаревшими. Условия образования урановой минерализации изучались в основном на месторождении Дружное [Наумов Г.Б., 1998; Тугаринов А.И. и др., 1969; Хитаров Д.Н. и др., 2003]. Кроме того, проводились микротермометрические

исследования Au-Ag оруденения в зоне Федоровская [Крылова Т.Л. и др., 2002], которые не могут характеризовать физико-химические условия урановорудного процесса.

Методами сканирующей и высокоразрешающей просвечивающей электронной микроскопии было выявлено [Алешин А.П. и др., 2016], что большая часть рудных залежей Южной зоны сложена неизвестным ранее полифазным уран-титановым метателуром (УТМ), а не браннеритом (UTi_2O_6). Последовательное отложения фаз с различным отношением U:Ti свидетельствуют о первичной природе этого минералоида, а не о его образовании за счет распада браннерита. Браннерит так же был обнаружен в незначительном количестве. Было сделано предположение, что причиной отложения урановой минерализации как в аморфной, так и в кристаллической форме является широкий диапазон температур гидротермального процесса.

Методом микротермометрии были изучены флюидные включения (ФВ) в кварце дорудной стадии и в кварце, кальците и флюорите пострудной стадии.

Микротермометрические исследования проводились с использованием измерительного комплекса «Linkam-THMSG-600». Комплекс позволяет производить измерения в температурном интервале от -196 до 600 °С. Точность измерения температур составляла $\pm 0,2$ °С для температурного интервала от -60 до $+60$ °С и $\pm 1,5$ °С – за его пределами.

Было установлено, что в минералах месторождения присутствуют несколько типов ФВ: 1) двухфазные ФВ типа ГЖ, содержащие газ + раствор (водно-солевые, углекислотные); 2) трехфазные ФВ типа ГЖЖ_у – содержащие газ, раствор и жидкую углекислоту; 3) четырехфазные ФВ типа ГЖЖ_уТ (Т – минерал-узник).

Проведенные комплексные минералогические и термобарогеохимические исследования позволили сделать следующие выводы.

1. Дорудные и пострудные минералы формировались без заметных различий в широком диапазоне температур: $430-103$ °С. Кварцевые прожилки дорудной стадии формировались в интервале от 380 до 150 °С из флюидов преимущественно Na-хлоридного состава средней солёности $10-11$ мас. %, экв. NaCl. Общий температурный интервал формирования пострудной минерализации составляет $430-103$ °С. Для кварца установлены температуры $430-103$ °С, для флюорита – $424-140$ °С. Кальцит представлен двумя генерациями: высокотемпературный кальцит, содержащий ФВ с $T_{гом}=380-107$ °С, и поздний кальцит, для которого характерны ФВ с $T_{гом}$ не выше 180 °С. Данные результаты позволяют оценить температуру образования урановой минерализации методом интерполяции примерно в $400-120$ °С. Полученные оценки максимальных температур, существенно выше опубликованных ранее ($300-250$ °С).
2. Микротермометрия включений в зональном кварц-карбонат-флюоритовом прожилке позволила выявить локальный как прогрессивный, так и регрессивный температурный режим в течение пострудной стадии. Средняя температура гомогенизации ФВ в кварце, отложенном в зальбанде прожилка, составляет 233 °С при диапазоне $240-170$ °С. Наросший на него кальцит образовался при более высокой температуре (средняя 291 °С при разбросе $380-197$ °С), тогда как флюорит, завершающий формирование прожилка в центральной части, отложился при более низких температурных условиях (228 °С при интервале $424-140$ °С). Во всех случаях отмечается широкий диапазон вариаций $T_{гом}$, при отложении позднего флюорита достигающий почти 300 °С.
3. Состав растворов был преимущественно Na-хлоридным, реже Na-хлоридно-карбонатным. Согласно экспериментальным данным [Борисенко А.С., 1974], полученные значения эвтектики могут отвечать системам $NaCl-Na_2CO_3-H_2O$

($T_{эвт}=-21.4\text{ }^{\circ}\text{C}$), $\text{NaCl-NaHCO}_3\text{-H}_2\text{O}$ ($T_{эвт}=-21.8\text{ }^{\circ}\text{C}$), $\text{NaCl-Na}_2\text{SO}_4\text{-H}_2\text{O}$ ($T_{эвт}=-21.5\text{ }^{\circ}\text{C}$) или $\text{NaCl-H}_2\text{O}$ ($T_{эвт}=-21.5\text{ }^{\circ}\text{C}$ по [Борисенко А.С., 1974] и $T_{эвт}=-20.8\text{ }^{\circ}\text{C}$ по [Collins P.L.P., 1979]). Флюиды ФВ в кварце имеют сложный анионный состав, т.к. только в системах $\text{NaCl-Na}_2\text{CO}_3\text{-H}_2\text{O}$ и $\text{NaCl-Na}_2\text{SO}_4\text{-H}_2\text{O}$ при замерзании образуются кристаллогидраты, существование которых возможно до температур 32-33 $^{\circ}\text{C}$. Учитывая присутствие углекислоты в обоих типах ФВ и нерастворимой твердой фазы в ФВ типа ГЖЖ_уТ, можно предполагать Na-хлоридно-карбонатный состав захваченных флюидов. Соленость флюидов умеренная, в диапазоне от 6,5 до 16 мас. % экв. NaCl.

4. Широкий диапазон температур формирования урановой минерализации подтверждает сделанное ранее предположение о том, что причиной отложения урана как в аморфной (уран-титановый метатгель), так и кристаллической (браннерит) формах является различный температурный режим. Фактор падения температур гидротермального флюида от 430-400 до 100 является, по-видимому, наиболее вероятным фактором отложения урановой минерализации из рудоносных растворов.

Алешин А.П., Козырьков В.Д., Смирнов К.М., Комаров В.Б., Иванченко М.М., Комаров В.Б., Грибоедова И.Г. Уран-титан-метатгелевая минерализация золотоурановых месторождений Эльконского рудного района (Алдан) и особенности её технологического передела // Известия высших учебных заведений. Геология и разведка. 2016. № 4. С. 50-57.

Борисенко А.С. О возможном определении карбонатов и бикарбонатов натрия в растворах // Доклады АН СССР, 1974. Т.214. №4. С.917-920

Крылова Т.Л., Дорожкина Л.А. Флюидный режим формирования браннерит-серебро-золотого оруденения в зоне Федоровская (Эльконский рудный район) // Известия высших учебных заведений. Геология и разведка. 2002. №4. С.73-80

Наумов Г.Б. Миграция урана в гидротермальных растворах // Геология рудных месторождений. 1998. Т.40. №4. С.307-325

Тугаринов А.И., Наумов В.Б. Термобарические условия формирования гидротермальных урановых месторождений // Геохимия, 1969. №2. С. 131-146

Хитаров Д.Н., Мигута А.К. Характер рудообразующих растворов месторождения Дружное (Эльконский урановорудный район на Алданском щите), по данным изучения флюидных включений в кварцах // Геология рудных месторождений, 2003. Т.45. №5. С.414-480

Collins P.L.P. Gas hydrates in CO₂ bearing fluid inclusions and the use of freezing data for estimation of salinity // Econ. Geol., 1979. Vol. 74, pp 1435-1444

БРЕКЧИИ С КВАРЦ-КАЛИШПАТ-ПОРФИРОВЫМ ЦЕМЕНТОМ, АССОЦИИРУЮЩИЕ С ГРАНИТАМИ РАПАКИВИ (ЮЖ. КАРЕЛИЯ): ПЕРВЫЕ ДАННЫЕ О ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКИХ УСЛОВИЯХ ОБРАЗОВАНИЯ

А.А. Коньшев^{1,2}, А.А. Русак¹, Я.О. Алферьева³

¹ГЕОХИ РАН, Москва, Россия, icelopa@gmail.com; aleks7975@yandex.ru

²ИЭМ РАН, Черноголовка, Россия

³МГУ, Москва, Россия, yanaalf@yandex.ru

В данной работе представлены предварительные данные по условиям образования автомагматических брекчий, ассоциирующих с биотит-роговообманковыми гранитами (рапакиви) Салминского батолита, Юж. Карелия.

Введение. Салминский батолит – представитель анортозит-рапакивигранитного комплекса (АРГК) интрузивных пород, получивших широкое развитие на рубеже палео и мезопротерозоя. Многие аспекты эволюции гранитов А-типа, в частности АРГК и связанного с ними оруденения остаются недостаточно

изученными. Батолиты АРГК представляют собой, как правило, огромные в эрозионном срезе сложнопостроенные интрузии, эффузивные и субэффузивные породы связанные с АРГК – относительно редки.

Геологический очерк. Местонахождение брекчий: вост. берег Ладожского озера, восточнее г. Питкяранта, в ю-з оконечности купола Люпикко. Обломочный материал - ксенолиты пород обрамления Салминского батолита: гнейсограниты куполов (AR₂-PR₁), амфиболовые и слюдяные сланцы ладожской серии; а также более ранние амфибол-биотитовые граниты с текстурой рапакиви. Подобные образования отмечались ранее [Свириденко, 1968].

Цемент брекчии: мелкокр.масса серого цвета (калишпат (Or_{0,978} Ab_{0,022}), альбит (Ab_{0,92} An_{0,08}), кварц), с вкрапленниками идиоморфных кристаллов (до 4-5 мм) кварца и иризирующего в серовато-голубоватых тонах КПШ (санидин?) (Or_{0,87}, Ab_{0,13}). Во вкрапленниках наблюдаются 1-200 мкм. раскристаллизованные расплавные включения (далее – РВ), часто видимые невооруженным глазом.

Методика исследования и полученные результаты. Цемент брекчии отделялся от ксенолитов при помощи алмазной дисковой пилы. Петрохимический и микроэлементный состав определен методами XRF (ИГЕМ РАН), ICP-MS и ICP-AES (ИПТМ РАН). Также образцы исследовались методами оптической микроскопии и рентгеноспектрального микроанализа (ИЭМ РАН, ИГЕМ РАН).

Фазовый состав минералов основной массы: апатит (в ср. 3,5 вес.% F), амфибол (в ср. 0,34 вес.% Cl), монацит, циркон, ильменит (до 0,65 вес.% Nb), рутил, флюорит, кальцит (0,4-0,8 вес.% Mn и 0,7 вес.% Fe), фторкарбонаты РЗЭ, сульфиды: пирит, сфалерит, халькопирит и галенит. Во вскрытых полировкой РВ в кварце, кроме полевых шпатов были также диагностированы: рассеянная тонковкрапленная флюоритовая минерализация (1-2 мкм), апатит, амфибол, фторкарбонаты РЗЭ, кальцит (2,3 вес.% Mn и 0,88 вес.% Fe), галенит, рутил и циркон.

При помощи минеральных термометров [Watson et. al, 2006; Wark et al., 2006], основанных на содержании Ti в цирконе и кварце, были проведены оценки температур образования цирконов и кварца из основной массы, а также фенокристаллов кварца. В породе распространен ильменит и отмечается рутил – принималось, что $\alpha Ti=1$. Выделено два типа цирконов: с внутренними областями, образованными при более низких температурах, чем внешние (от 720 до 870°C); и росший в изотермических условиях в диапазонах температур 824-950°C. Температура определенная по вкрапленникам кварца, ~760°C при диапазоне 726-787°C. Точных закономерностей между центральными и внешними зонами не выявлено. Кварц из основной массы в целом, имеет более низкие температуры образования ~735°C при диапазоне 620-792°C. Значения, T°C для основной массы, могут быть искажены из-за тонковкрапленной Ti-содержащей минерализации.

Для определения температур гомогенизации РВ из вкрапленников кварца и последующего анализа летучих - проведены эксперименты по их плавлению при атмосферном давлении и 3 кбар. В экспериментах при атмосферном давлении выше температуры фазового перехода из α -кварца в β -кварц РВ вскрываются. По литературным данным [Руб и др., 1986; Routainen et. al., 1998] кристаллизация гранитов Салминского батолита происходила при давлении 1,5-2 кбар. Предполагая, что при брекчировании давление должно превосходить литостатическое - было решено провести серию экспериментов по гомогенизации РВ при более высоком внешнем давлении (3 кбар) на "газовой бомбе" с быстрой закалкой (ИЭМ РАН) в течении 8 часов. При температуре 950°C происходит гомогенизация некоторых РВ не более 20 мкм. в поперечнике, но даже при 1000°C полной гомогенизации крупных РВ (60-80 мкм). не происходит, вероятно, необходима выдержка в течение более длительного времени. На данный момент количество проведенных экспериментов не позволяют достоверно оценить температуры начала

плавления и полной гомогенизации РВ, анализа летучих не проводилось. Полученные при помощи рентгеноспектрального микроанализа составы гомогенных стекол указывают на то, что исходный расплав был богаче К и более апатитный (трахириолиты), в то время, как состав цемента брекчии находится на границе риолитового и трахириолитового состава.

Оценки содержания F в магме на основе состава апатита из основной массы и расплавных включений по методике [Piccoli and Candela, 1994] дают большой разброс, от 30 до 550 ppm при среднем значении 235, при этом кристаллы апатита неоднородны по F, наблюдается чередование слоев с разными содержаниями. Вероятно, кристаллы апатита или их часть - ксеногенны.

Обсуждение результатов и выводы. По оценкам температур образования минералов, на данном этапе, можно предположить, что в существовавший гранитный расплав внедрился в более высокотемпературный, что привело к увеличению температуры и привнесу таких высокотемпературных минералов, как циркон. Судя по наличию в расплавных включениях: флюорита, фторапатита, Cl-содержащего амфибола, кальцита - магма была богата такими летучими компонентами как F, Cl, CO₂. Судя по ассоциации ильменита и сульфидов при отсутствии магнетита, брекчии образовались ниже QFM кислородного буфера. Содержание халькофильных металлов не сильно больше средних значений для кислых пород Салминского батолита [Ларин, 2011], но не рассеяны и образуют собственную сульфидную минерализацию, что важно для возможности её растворения и переотложения на постамагматической стадии.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ, грант 18-05-01101

Ларин А.М. Граниты рапакиви и ассоциирующие породы // Изд. «Наука» . С-Петербург. 2011. 402 с.

Руб М.Г., Хетчиков Л.Н., Котельникова З.А., Руб А.К. Включения минералообразующих сред в минералах докембрийских оловоносных гранитов Северного Приладожья // Известия Академии Наук СССР, серия геологическая, 1986, № 1, с. 30-36.

Свириденко Л.П. Петрология Салминского массива гранитов рапакиви (Карелия) // Петрозаводск: Изд-во Карелия, 1968. 116 с.

Piccoli P., Candela P. Apatite in felsic rocks; a model for the estimation of initial halogen concentrations in the Bishop Tuff (Long Valley) and Tuolumne Intrusive Suite (Sierra Nevada Batholith) magmas. American Journal of Science, 1994, 294. 92-135.

Poutiainen M, Scherbakova T. F. Fluid and melt inclusion evidence for the origin of idiomorphic quartz crystal in topaz-bearing granites from the Salmi batholith, Karelia, Russia // Lithos, 1998, V. 44. P. 141—151.

Wark, D.A., Watson, E.B. TitanQ: a titanium-in quartz geothermometer. Contributions to Mineralogy and Petrology, 2008, 152, 743-754.

Watson E.B., Wark D.A., Thomas J.B. Crystallization thermometers for zircon and rutile // Contrib Mineral Petrol, 2006, 151: 413–433

ПОВЕДЕНИЕ ВОДЫ И ВАРИАЦИИ ФЛЮИДНОГО РЕЖИМА В ОЧАГЕ КИСЛОЙ МАГМЫ КАЛЬДЕРНОГО ИЗВЕРЖЕНИЯ ПЕРЕШЕЙКА ВЕТРОВОЙ (О.ИТУРУП, ЮЖНЫЕ КУРИЛЫ)

А.А. Котов^{1,2}, С.З. Смирнов¹, И.А. Максимович^{1,2}

¹ИГМ СО РАН им. В.С. Соболева, Новосибирск, Россия, kotov@igm.nsc.ru

²Новосибирский государственный университет, Новосибирск, Россия

Крупномасштабное эксплозивное извержение (примерно 100 км³) перешейка Ветрового (ПВ) на острове Итуруп (Курильские острова), произошло 20000 лет назад на месте мелководного пролива, отделявшего северо-восточную и центральную

части современного острова Итуруп [Булгаков, 1994, Горшков, 1967]. Как известно, подобные извержения связаны с очагами кислых магм обогащенных летучими компонентами (H_2O , CO_2 , F, Cl, S и др.). Главными летучими являются вода и углекислота, которые в значительной степени определяют условия дегазации и кристаллизации магмы. Породы, перешейка Ветрового представлены туфами и туффитами с обломками светлых пемз плагиодацитового состава. Стекло основной массы и природнозакаленных расплавных включений (РВ) отвечают плагиориолитам (SiO_2 73-76 мас. %). Вкрапленники представлены плагиоклазом, кварцем, авгитом, гиперстеном и Fe-Ti оксидами. Амфибол встречается только в виде кристаллических включений в пироксенах. Плагиоклаз, темноцветные минералы, Fe-Ti оксиды и апатит представляют собой ранний парагенезис пемз, а плагиоклаз, кварц и в незначительных количествах апатит - поздний.

Плагиоклаз является наиболее информативным минералом для реконструкции эволюции магмы перед извержением. Его состав варьирует от An_{41} до An_{95} . Вкрапленники плагиоклаза можно разделить на три типа: концентрически-зональный, пятнистый и смешанный тип. Состав концентрически-зональных плагиоклазов варьирует от An_{41} до An_{55} . При этом наиболее ранние концентрические зоны обладают максимально основным составом (An_{84-95}). Расплавные включения в них зачастую сгруппированы вдоль зон роста. Плагиоклазы пятнистого типа состоят из блоков (доменов) среднего (An_{41-55}) и основного (An_{84-95}) составов. Кристаллы смешанного типа обладают пятнистым ядром и концентрически-зональной периферией. Температуры кристаллизации вкрапленников в пемзах перешейка Ветровой, установленные по плагиоклаз-жидкостному и двупироксеновому геотермометрам составляют 830-850 °C.

В ходе работы были определены содержания воды в стеклах расплавных включений во вкрапленниках разных минералов пемз методом рамановской спектроскопии. При калибровке прибора за основу были взяты методики [Zajacz et al., 2005; Plechov et al., 2015]. Для контроля результатов измерений была использована оценка концентрации воды по содержанию кислорода, определенному методом рентгеноспектрального анализа (ЭДС) и определение методом вторично-ионной масс-спектрометрии на ионном зонде.

Установлено, что большая часть РВ в кварце содержат от 2,1 до 4,2 мас. % H_2O и лишь несколько включений содержат 5,0-6,0 мас. % H_2O . Расплавные включения во вкрапленниках плагиоклаза содержат от 3,0 до 6,0 мас. % H_2O . Стекла, содержащие 3,0-4,5 мас. % встречаются лишь в поздних зонах роста концентрически-зонального плагиоклаза, соответствующего по составу андезину или лабрадору, тогда как РВ с большими концентрациями воды приурочены к зонам с более высокими концентрациями кальция. Содержания H_2O в РВ из вкрапленников темноцветов варьируют в диапазоне 3,5-6,0 мас. % H_2O . Таким образом, содержание H_2O в расплаве в ходе эволюции очага изменялось от 2,1 до 6,0 мас. %.

Ортопироксен и высококальциевый плагиоклаз содержат сингенетичные расплавные и флюидные включения, что свидетельствует о процессе дегазации магмы на ранних этапах развития очага [Смирнов и др., 2017; Maksimovich et al., 2017]. В результате дегазации выделялся водно-углекислотный флюид с молекулярным соотношением H_2O/CO_2 не менее 0,91 (расчет по модели Duan et al., 1992) с общей плотностью 0,10-0,15 г/см³. Такой состав флюида способствует стабилизации амфибола при давлениях более 0,5 – 1 кбар для 850°C [Rieker et al., 2015]. Давление флюида в момент дегазации при температуре 850°C оценивается 0,64 кбар, что действительно отвечает пределу стабильности этого минерала. Опираясь на содержания воды в РВ, данные по ФВ и составам РВ, можно оценить растворимость CO_2 и давление насыщения в расплавах перешейка Ветрового, используя модель [Parale et al, 2006]. Полученные величины дают величины от 0,4 –

0,6 кбар для содержаний воды менее 3 мас. % до 1,1 – 1,9 кбар для содержаний воды более 4 мас. %. При этом растворимость CO_2 в расплавах составила 70 – 100 г/т. Установленные концентрации воды в РВ из разных минералов, а также их расположение свидетельствуют о значительных вариациях давления летучих от 0,4 до 1,9 кбар в период, предшествовавший катастрофическому извержению.

Максимальные содержания воды в РВ (до 6,0 мас. % H_2O), сингенетичных с флюидными включениями, соответствуют верхнему пределу концентраций перед дегазацией. Сам процесс дегазации привел к значительному снижению концентраций H_2O (до 2,0 – 3,0 мас. %) в РВ в большинстве вкрапленников кварца и поздних зонах концентрически-зонального плагиоклаза. Минимальная оценка флюидного давления 0,64 кбар маркирует конец дегазации и, вероятно, соответствует литостатическому давлению, что предполагает расположение кровли магматической камеры на глубине около 2 км. Большое количество РВ с содержанием воды 3,0-4,0 мас. % в позднем плагиоклазе с An_{45-55} указывают на некоторую стабилизацию системы после дегазации при давлении около 1 кбар. Однако повышенные концентрации воды, установленные во включениях в кварце и позднем плагиоклазе, предполагают, что после дегазации, за счет кристаллизации безводных минералов, происходило повышение концентрации H_2O в расплаве и рост флюидного давления, что могло послужить одной из причин развития крупномасштабного эксплозивного извержения, которое сформировало пемзово-пирокластическую толщу перешейка Ветровой.

Данная работа выполнена при финансовой поддержке грантов РФФИ (№16-05-00894, № 18-05-00819), государственного задания (тема №0330-2016-0005) и грантом программы комплексных научных исследований СО РАН №44.2.

Булгаков Р.Ф. История развития южных островов Большой Курильской гряды в плейстоцене // Автореф. дис... канд. геол.-минерал. наук, М., 1994. 20с.

Горшков Г.С Вулканизм Курильской островной дуги // М.: Наука, 1967. 287с.

Смирнов С.З., Рыбин А.В., Соколова Е.Н., Кузьмин Д.В., Дегтерёв А.В., Тимина Т.Ю. Кислые магмы кальдерных извержений острова Итуруп: первые результаты исследования расплавных включений во вкрапленниках пемз кальдеры Львиная Пасть и перешейка Ветровой // Тихоокеанская геология, 2017. Т. 36, №1. С. 50-68.

Duan Z., Moller N., Weare J.H., An equation of state for $\text{CH}_4\text{-CO}_2\text{-H}_2\text{O}$ system: Pure system for 0 to 1000 °C and 0 to 8000 bars // *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 1992, V. 56. P.2605-2617.

Maksimovich I.A., Smirnov S.Z., Kotov A.A., Timina T. Yu., Shevko A. Ya. Magma storage constrains by compositional zoning of plagioclase from dacites of caldera forming eruptions of Vetrovoy Isthmus and Lvinaya Past' Bay (Iturup Island, Kurile Islands) // *IOP conference Series: Earth and Environmental Science*, 2017. V.110.

Papale P., Moretti R., Barbato D. The compositional dependence of saturation surface of $\text{H}_2\text{O}+\text{CO}_2$ fluids in silicate melts // *Chemical Geology*, 2006, V. 229. P. 78-95.

Plechov P.Yu., Blundy J., Nekrylov N., Melekhova E., Shcherbakov V., Tikhonova M.S. Petrology and volatile content of magmas erupted from Tolbachik Volcano, Kamchatka, 2012-13 // *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 2015.

Riker J.M., Blundy J.D., Rust A.C. Experimental phase equilibrium of a Mount St. Helens rhyodacite: a framework for interpreting crystallization paths in degassing silicic magmas // *Contr. Miner. & Petrol.* 2015. V. 170, Iss. 1. Art. 36.

Zajacz Z., Halter W., Malfait W.J., Bachmann O., Bodnar R.J., Hirschmann M.M., Mandeville C.W., Morizet Y., Muntenner O., Ulmer P., Webster J.D. A composition-independent quantitative determination of the water content in silicate glasses and silicate melt inclusions by confocal Raman spectroscopy // *Contrib. Mineral. Petrol.*, 2005 V.150 P.631-642.

ФЛЮИДНЫЕ ВКЛЮЧЕНИЯ В КВАРЦЕ ИЗ КОРЕННЫХ РУД ЗОЛОТА ИТАКИНСКОГО РУДНОГО ПОЛЯ (ЗАБАЙКАЛЬЕ, РОССИЯ)

А.Н. Краснов¹, В.Ю. Прокофьев², М.С. Харитонова³

¹ФГУП ЦНИГРИ, Москва, Россия, krasnov@tsnigri.ru

²ИГЕМ РАН, Москва, Россия

³АО «Полиметалл Инжиниринг» С-Петербург, Россия, kharmasha@yandex.ru

Авторами были изучен кварц из рудных месторождения Итака (участки Сурьянская горка и Маеевский), входящее в одноименный рудный узел, который находится в бассейне р. Итака, правого притока р. Черный Урюм в Могочинском районе Забайкальского края. В геолого-структурном отношении Итакинский узел представляет собой юго-западный фланг сложно построенного грабена, выполненного преимущественно терригенными отложениями верхнеюрско-нижнемелового возраста. Фундамент и обрамление структуры сложены палеозойскими гранитоидами с ксенолитами архейских метаморфитов. На площади проявился мезозойский магматизм в виде малых интрузий кислого состава.

В изученных 5 пробах при визуальном исследовании под микроскопом в кварце были обнаружены флюидные включения размером 1-20 мкм. Среди них в соответствии с известными критериями (Реддер, 1987) были выделены первичные, первично-вторичные и вторичные флюидные включения. К первичным отнесены флюидные включения, равномерно распределенные в объеме минерала-хозяина, а ко вторичным – приуроченные к секущим минерал-хозяин трещинам. Первично-вторичные флюидные включения приурочены к трещинам внутри кристаллов и зерен и не достигающим внешних границ, а по фазовому наполнению аналогичны первичным включениям. Наиболее часто встречаются первичные включения, менее распространены первично-вторичные, в одном образце встречаются все три типа включений.

По фазовому составу при комнатной температуре изученные флюидные включения относятся к двум типам: 1) двухфазовые флюидные включения, содержащие газовый пузырек и водный раствор, 2) газовые включения, сингенетичные газовой-жидким и свидетельствующие о гетерогенном состоянии (кипении) рудообразующего флюида. В некоторых двухфазовых включениях типа 1 кристаллы-сланцистого минерала, являющиеся ксеногенными и не растворяющиеся при гомогенизации включений.

Микротермометрическое изучение индивидуальных включений проводилось в лаборатории геологии рудных месторождений ИГЕМ РАН с использованием измерительного комплекса, состоящего из камеры THMSG 600 фирмы "Linkam" (Англия) с длиннофокусным объективом 80× фирмы "Олимпус" (Япония), установленном на микроскопе "Олимпус BS 51".

Результаты термо- и криометрических исследований показали, что в составе растворов двухфазовых флюидных включений преобладали хлориды Na, Mg и Fe. Об этом свидетельствуют хлоридные эвтектики растворов включений в температурном интервале от –26 до –42°C (см таблица).

Полная гомогенизация флюидных включений в кварце происходит при температурах от 145 до 325 °С, а концентрация солей изменяется от 1.5 до 3.9 мас. %-экв. NaCl. Плотность флюида 0.69 до 0.95 г/см³.

В газовых включениях углекислоты не обнаружено, поэтому давление для ассоциаций включений гетерогенного флюида рассчитывалось как давление насыщенного пара воды. Давление изменялось от 30 до 115 бар при температурах 247-325 °С.

Анализ состава флюидных включений комплексом методов, включающим газовую и ионную хроматографию, а также ICP MS, был выполнен из фракции кварца размера 0.5–0.25 мм весом 1.0 г в ЦНИГРИ по методике, опубликованной в работе (Кряжев и др., 2006). Определялись количество воды для расчета концентраций элементов в гидротермальном растворе, углекислота и метан, а после приготовления вытяжки в растворе определялся Cl, K, Na, Ca, Mg и все элементы, которые удалось обнаружить методом ICP MS. Во флюиде среди катионов главную роль играют (г/кг H₂O): Na (3.0) и K (3.1), а Ca (0.1) и Mg (0.1) находятся в подчиненном количестве. Установлены заметные количества таких компонентов, как (г/кг H₂O): CO₂ (18.6), Cl⁻ (5.7), HCO₃⁻ (2.1) и CH₄ (0.7), а также B (0.5). Кроме того, в составе флюида выявлен ряд микрокомпонентов (мг/кг H₂O): Mo (22.4), Cu (19.0), Li (7.9), Rb (7.4), Cs (4.6), REE (1.6), W (1.6), Pb (1.2), Cd (1.1), Ga (1.0), Bi (0.4), Ge (0.3) и Ba (0.2).

Таблица. Результаты термо- и криометрических исследований индивидуальных флюидных включений в кварце Итакинского месторождения

	Минеральная ассоциация	Тип включений*	n	T гом, °C	T эвт, °C	T пл. льда, °C	C, мас. % экв. NaCl	d, г/см ³	P, бар
Участок Сурьянская горка	Кварц-карбонатная	1, П	14	189 – 198	-34 – -38	-1.1 – -1.3	1.8 – 2.1	0.88 – 0.90	-
		1, 2 П	2	235	-39	-1.8	3.0	0.85	-
	Кварц-антимонитовая	1, П	15	201 – 230	-26 – -34	-1.1 – -1.7	1.8 – 2.8	0.84 – 0.86	-
		1, П-В	6	201 – 207	-34 – -38	-1.7 – -2.4	2.8 – 3.9	0.89	-
		1, В	8	145	-35	-2.3	3.8	0.95	-
	Кварц-пиритовая	1, 2 П	4	325	-35	-2.0	3.3	0.69	115
		1, П	15	237 – 262	-32 – -37	-1.7 – -2.0	2.8 – 3.3	0.81 – 0.84	-
		1, П-В	8	202 – 234	-26 – -36	-0.9 – -1.8	1.5 – 3.0	0.85 – 0.89	-
	Кварц-полиметаллическая	1, П	20	230 – 253	-26 – -32	-1.1 – -1.9	1.8 – 3.1	0.82 – 0.84	-
		1, П-В	7	203 – 214	-29 – -32	-1.7 – -1.9	2.8 – 3.1	0.87 – 0.89	-
Участок Малевский	Кварц-полиметаллическая	1, П	29	230 – 251	-26 – -31	-1.1 – -2.2	1.8 – 3.4	0.82 – 0.86	-
		1, П-В	24	211 – 230	-27 – -34	-1.3 – -2.3	2.5 – 3.8	0.85 – 0.88	-
		1, В	11	158 – 207	-31 – -35	-1.3 – -2.1	2.1 – 3.4	0.89 – 0.93	-

Примечание. *Тип флюидных включений. 1 – двухфазовые газовой-жидкие типа 1. 2 – газовой типа 2. П – первичные, П-В – первично-вторичные.

По литературным данным [1], процесс гидротермального минералообразования на месторождении протекал в пять последовательных стадий: кварц-пиритовая, кварц-арсенопиритовая (золотоносные), кварц-полиметаллическая, кварц-антимонитовая, кварц-карбонатная. В целом наблюдается ступенчатое понижение температуры минералообразования и солёности растворов в процессе рудообразования. Несмотря на разрыв продуктивных и кварц-антимонитовой образованию последний предшествовал рост температуры и насыщенности растворов. Полученные нами данные свидетельствуют о сложном характере формирования руд Итакинского поля, минерализация которого судя по параметрам и составу флюидов является эпитепирмальной.

Мельникова К.М., Крюков В.К. Структура Итакинского рудного поля // Структурные особенности, систематика и вопросы перспективной оценки золоторудных полей СССР. Труды ЦНИГРИ, выпуск 101. 1972. С.98 – 111

ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНОЕ ИЗУЧЕНИЕ КИНЕТИКИ ПЕРЕУРАВНОВЕШИВАНИЯ Fe^{3+}/Fe^{2+} В РАСПЛАВНЫХ ВКЛЮЧЕНИЯХ В ОЛИВИНЕ: ПЕРВЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ

С.П. Крашенинников¹, М.В. Портнягин^{1,2}, Р.Е. Бочарников³, М. Вилке⁴, К. Климм⁵, Я. Гарревет⁶, С. Буре³, Н. Грошофф³, Н.Л. Миронов¹

¹ГЕОХИ РАН им. В.И. Вернадского (Москва, Россия), spkrashennikov@mail.ru

²GEOMAR Helmholtz Center for Ocean Research (Kiel, Germany)

³Johannes Gutenberg Universität (Mainz, Germany)

⁴Universität Potsdam (Potsdam, Germany)

⁵Goethe-Universität Frankfurt (Frankfurt am Main, Germany)

⁶Photon Science at Deutsches Elektronen-Synchrotron DESY (Hamburg, Germany)

Современные методы геохимии и петрологии широко используют данные изучения расплавных включений, захваченных растущими кристаллами оливина, что позволяет получить важную информацию о составах первичных расплавов и условиях протекания процессов, предшествующих вулканическим извержениям и служащих для них триггером [Соболев 1996; Danyushevsky et al., 2002; Gaetani et al., 2002]. Развитие прецизионных методик локального анализа вещества способствует появлению новых возможностей моделирования и оценки не только состава расплава и условий его кристаллизации, но и времени протекания процессов в магматических очагах и при подъеме расплавов по магмоподводящим каналам [Colin et al., 2012; Newcombe et al., 2014]. Несмотря на активное применение расплавных включений при изучении вулканизма, вопрос о достоверности получаемой информации остается дискуссионным.

Для проверки устойчивости к изменяющимся окружающим окислительно-восстановительным условиям магматических вкрапленников оливина, как минерала-контейнера для расплавных включений, было проведено 14 кинетических экспериментов. Использованный образец представлен оливин порфировой стекловатой коркой пиллоу-лавы вулкана Лоихи (Гавайи, США) [Sobolev et al., 2007], сформированной в результате подводного извержения и содержащей большое количество крупных стекловатых расплавных включений. Эксперименты были проведены в трубчатой печи Nabertherm в ГЕОХИ РАН [Крашенинников и др., 2017] при температуре 1230 °С и атмосферном давлении в газовой смеси $Ar-H_2-CO_2$, соответствующей от -1 до +3 л.е. относительно буфера FMQ. Длительность выдержки платиновых ампул с кристаллами оливина варьировалась от 5 мин до 12 часов и сопровождалась мгновенной закалкой в воду.

Составы 30 расплавных включений были изучены методом микрозондового анализа (Майнц, Германия), а так же, методом микроконфокальной XANES-спектроскопии (Гамбург, Германия) для определения валентного состояния атомов Fe в стекле. Полученные первые результаты свидетельствуют о быстром переуравновешивании отношения Fe^{3+}/Fe^{2+} в расплавном включении в зависимости от окружающей газовой атмосферы (рис. 1). Как было показано ранее [Gaetani et al., 2012], на примере процессов дегидратации расплавных включений в ходе термических экспериментов, значение Fe^{3+}/Fe^{2+} в стекле стремится к равновесию с окружающей средой и уже в течение первого часа выдержки способно значительно измениться (до 25 отн.%). В зависимости от парциального давления кислорода окружающей среды, расплавное включение способно как окисляться, так и восстанавливаться до полностью равновесного состояния за первые 5-12 часов.

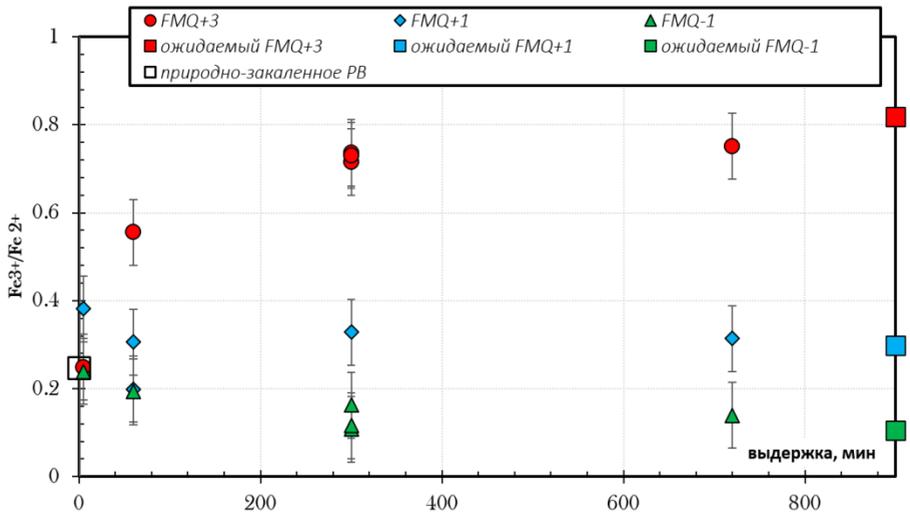


Рис. 1. Изменение значений Fe^{3+}/Fe^{2+} по сравнению с составом природно-закаленного ПВ в результате выдержки при температуре 1230 °С. Данные о Fe^{3+}/Fe^{2+} получены методом XANES-спектроскопии. Разными символами показаны ПВ разных серий экспериментов по фугитивности кислорода газовой среды (кружки – FMQ+3; треугольники – FMQ-1; ромбы – FMQ+1). Цветными квадратами показаны расчетные равновесные значения Fe^{3+}/Fe^{2+} .

Новые экспериментальные данные свидетельствуют о необходимости аккуратного и осторожного подхода к определению мантийных окислительно-восстановительных условий по составу стекловатых расплавных включений и значению Fe^{3+}/Fe^{2+} в них. Однако, в то же время показано, что в ходе кратковременных термических экспериментов по гомогенизации расплавных включений (прогрев в течение 5 мин) отношение Fe^{3+}/Fe^{2+} остается неизменным [Назарова и др., 2017; Asafov et al., 2018].

Работа выполнена при финансовой поддержке проекта РФФИ №18-35-00497, проекта DESY №1-20170875 и DFG №Bo2941/4-1.

Крашенинников С.П., Соболев А.В., Батанова В.Г., и др. (2017) Экспериментальная проверка моделей равновесия оливин-расплав в области высоких температур. Доклады Академии Наук, 475(5): с. 559-563.

Назарова Д.П., Портнягин М.В., Крашенинников С.П., и др. (2017) Исходное содержание H₂O и условия образования родоначальных магм вулкана Горелый (Южная Камчатка) по данным микроэлементной термобарометрии. Доклады Академии Наук, 472(3): с. 311-314.

Соболев А.В. (1996). Включения расплавов в минералах как источник принципиальной петрологической информации. Петрология, 4: с. 228-239.

Asafov E.V., Sobolev A.V., Gurenko A.A., et al. (2018) Belingwe komatiites (2.7 Ga) originate from a plume with moderate water content, as inferred from inclusions in olivine. Chemical Geology. 478: p. 39-59.

Colin A., F. Faure, and P. Burnard (2012) Timescales of convection in magma chambers below the Mid-Atlantic ridge from melt inclusions investigations. Contributions to Mineralogy Petrology. 164(4): p. 677-691

Danyushevsky L.V., McNeill A.W., and A.V. Sobolev (2002) Experimental and petrological studies of melt inclusions in phenocrysts from mantle-derived magmas: an overview of techniques, advantages and complications. Chemical Geology. 183: p. 5-24.

Gaetani G.A. and E.B. Watson (2002) Modeling the major-element evolution of olivine-hosted melt inclusions. Chemical Geology. 183(1): p. 25-41.

Gaetani G.A., O'Leary J.A., Shimizu N., et al. (2012) Rapid reequilibration of H₂O and oxygen fugacity in olivine-hosted melt inclusions. *Geology*. 40, p.915-918.
 Newcombe M., Febbizio A., Zhang Y., et al. (2014) Chemical zonation in olivine-hosted melt inclusions. *Contributions to Mineralogy Petrology*. 168(1): p. 1030.
 Sobolev A.V., Hofmann A.W., Kuzmin D.V. et al (2007) The amount of recycled crust in sources of mantle-derived melts. *Science* 316:412–417.

ФЛЮИДНЫЙ РЕЖИМ ФОРМИРОВАНИЯ ЗОЛОТОРУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ В УГЛЕРОДИСТО-ТЕРРИГЕННЫХ КОМПЛЕКСАХ

С.Г. Кряжев

ЦНИГРИ, Москва, Россия, s34@mail.ru

Вероятность обнаружения новых золоторудных объектов в пределах обширных площадей распространения рудоносных углеродисто-терригенных толщ определяет актуальность исследования золотоносных флюидных систем, сформировавших известные месторождения данного типа.

Практически все крупнейшие месторождения России и СНГ охарактеризованы с термобарогеохимической точки зрения [Томиленко, Гибшер, 2001; Прокофьев, 2000; Бортников, 2006; Бортников и др., 2007; Кряжев, 2017; и др.]. Для рудообразующих флюидов установлены весьма широкие вариации концентраций основных катионов (Na⁺, K⁺, Ca²⁺, Mg²⁺) и анионов (Cl⁻, HCO₃⁻, SO₄²⁻), что свидетельствует о способности растворов любого солевого состава к эффективному транспорту золота в составе гидросульфидных комплексов [Pokrovski et al., 2014].

Главной особенностью флюидного режима формирования рассматриваемых месторождений является высокое (5-20 моль.%) содержание газов (CO₂+CH₄±N₂) в растворах и гетерогенное состояние минералообразующей среды во всем диапазоне установленных температур (400–200°C) и давлений (0.5–1.5 кбар).

Рудообразование происходило в условиях глубинного гидродинамического режима (2–6 км) в термостатированной среде. Эффективный перенос золота осуществлялся независимо от водно-солевого раствора при участии подвижной углекислотно-метановой фазы, поступающей из рудогенерирующих магматических очагов. Одним из следствий этого процесса является неравномерность распределения компонентов между всплывающими газовыми пузырьками, приводящая к существенным вариациям состава сингенетичных газовых включений (рис. 1, табл. 1).

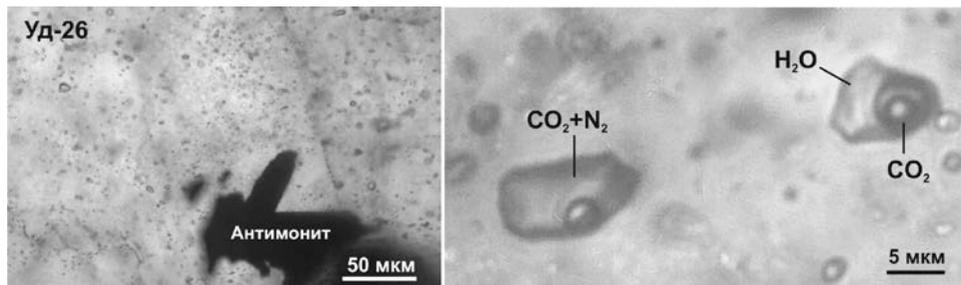


Рис. 1. Ассоциация сингенетичных флюидных включений в монокристалле золотоносного кварца (*Удере́йское месторождение, обр. Уд-26, фото при –5°C*): углекислотно-водных

(X CO₂ 13 моль.%, T гомогенизации (Г → Ж) 325±5°C) и азотно-углекислотных с переменным отношением CO₂/N₂ (табл. 1), захваченных при одинаковых PT-условиях (325°C, 1.4 кбар).

Таблица 1. Параметры азотно-углекислотных включений (обр. Уд-26, рис. 1).

Измерено, °С		Расчетные параметры			
$T_{\text{плавления}} \text{ CO}_2$	$T_{\text{гомогенизации}} (\Gamma \rightarrow \text{Ж})$	$X \text{ CO}_2^*$	$X \text{ N}_2^*$	V см ³ /моль*	P кбар**
-56.6	+21.8	1.0	0.0	58-60	1.4
-58.0	+10.4	0.90	0.10		
-58.5	+4.0	0.85	0.15		
-59.2	-4.2	0.75	0.25		
-59.6	-11.5	0.70	0.30		

* - по [Thiery, Kerkhof, Dubessy, 1994]. **- при 325°С, по [Bakker, 2003].

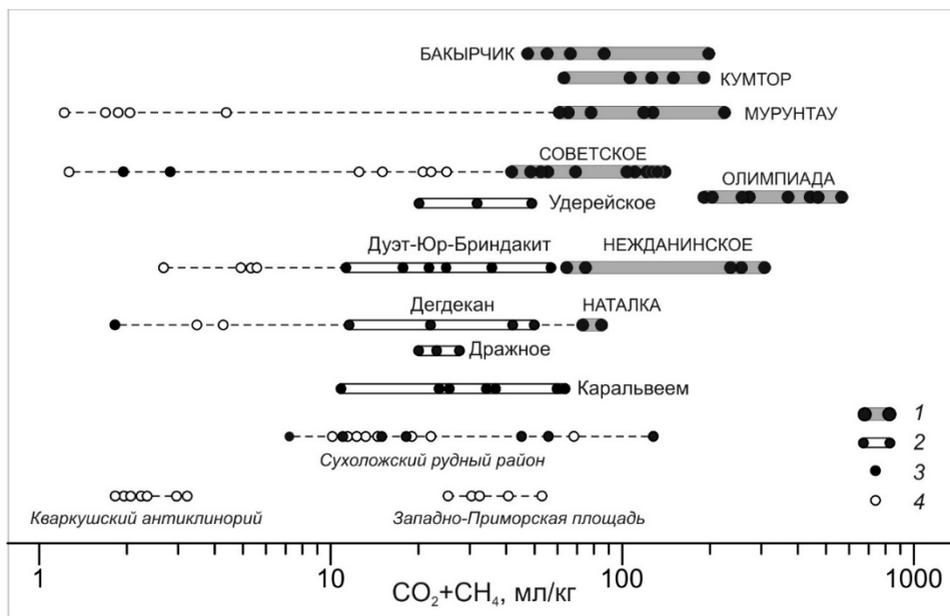


Рис. 2. Содержание углекислоты и метана в образцах кварца из углеродисто-терригенных толщ (по данным валового анализа включений методом газовой хроматографии). Месторождения: 1 – крупные, 2 – средние, 3 – мелкие; 4 – кварц за пределами месторождений.

Широкие вариации состава углекислотно-метановой фазы позволяют рассматривать ее только как достаточно плотный «газ-носитель» для комплексных соединений золота и его спутников [Pokrovski et al., 2014]. С подобным разделением рудного вещества в гетерогенных флюидных системах связана геохимическая ассоциация Au с As и Sb при незначительной роли цветных металлов в рудах.

Рудоносный углекислотно-метановый флюид в процессе долговременной фильтрации на фоне тектонических подвижек накапливается в кварце в виде первичных и вторичных газовых включений. К обширным ореолам развития таких включений в углеродисто-терригенных комплексах приурочено большинство крупных золоторудных месторождений (рис. 2), что определяет большое прогнозно-поисковое значение этих своеобразных газеохимических аномалий.

Бортников Н.С. Геохимия и происхождение рудообразующих флюидов в гидротермально-магматических системах в тектонически активных зонах // Геология рудных месторождений. 2006. Т.48. № 1. С.3-28.

Бортников Н.С., Гамянин Г.Н., Викентьева О.В., Прокофьев В.Ю., Алпатов В.А., Бахарев А.Г. Состав и происхождение флюидов в гидротермальной системе Нежданского золоторудного месторождения // Геология рудных месторождений. 2007. Т.49. № 2. С.99-145.

Кряжев С.Г. Генетические модели и критерии прогноза золоторудных месторождений в углеродисто-терригенных комплексах. Автореф. дисс. ... докт. г.-м. наук. Москва. 2017. 52 с.

Прокофьев В.Ю. Геохимические особенности рудообразующих флюидов гидротермальных месторождений золота различных генетических типов. Новосибирск: Наука. Сибирская издательская фирма РАН, 2000. 192 с.

Томиленко А.А., Гибшер Н.А. Особенности состава флюида в рудных и безрудных зонах Советского кварц-золоторудного месторождения, Енисейский кряж (по данным изучения флюидных включений) // Геохимия. 2001. №2. С.167-177.

Pokrovski G.S., Akinfiev N.N., Borisova A.Y., Zotov A.V., Kouzmanov K. Gold speciation and transport in geological fluids: insights from experiments and physical-chemical modelling // Geological Society. - London, Special Publications, 2014. - V.402. P.9-70.

ГЕНЕТИЧЕСКОЕ ЗНАЧЕНИЕ НЕОДНОРОДНЫХ ВКЛЮЧЕНИЙ БРИТОЛИТА И АПАТИТА В ЦИРКОНЕ АЗОВСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ

А.А. Кульчицкая, И.Н. Герасимец, Л.И. Кануникова

*Институт геохимии, минералогии и рудообразования им. Н.П. Семеновко НАН
Украины, Киев, Украина, kulchetchanna@gmail.com*

Циркон и бритолиит являются главными рудными минералами Азовского Zr-REE-месторождения, расположенного в Приазовской части Украинского щита в пределах массива однополевошпатовых сиенитов [Шеремет и др., 2012]. Оба минерала кристаллизовались очень близко во времени и пространстве, хотя в целом цирконовая и бритолиитовая минерализации разобщены. Циркон образует призматические кристаллы размером до 1,5 см, прозрачные и непрозрачные из-за большого количества включений, очень редко аморфные. Выделениям бритолиита миллиметрового размера свойственна округленная форма (от шарообразной до нечетких многогранников), структурная, фазовая и химическая неоднородность. Кристаллические и аморфные участки чередуются в пределах одного кристалла бритолиита, он содержит численные включения различных минеральных фаз (фторapatита, монацита-(Ce), бастнезита-(Ce), кальцита, алланита-(Ce), флюорита, пирита и др.). Распространены кристаллы в рубашке алланита и с каймой флюорита. Структурную неоднородность обычно объясняют радиоактивным облучением, а фазовую – метасоматическими замещениями под влиянием H₂O и CO₂-содержащих растворов [Мельников и др., 2007]. Химическая неоднородность кристаллов бритолиита проявляется в неравномерном распределении изоморфных примесей, в первую очередь Се, Y, Nd и P. При доминировании фторбритолиита-(Ce), отдельные зерна или их участки соответствуют фторбритолииту-(Y) или даже приближаются к фторбритолииту-(Nd). Насыщение фосфором привело к образованию твердых растворов апатита в бритолиите.

Большие включения бритолиита обычны в кристаллах циркона и встречаются в разных зонах кристалла-хозяина. Это четкие многогранники, расположенные, как правило, внутри кристалла-хозяина, или округлые выделения внутри и на контакте циркона с соседними минералами (рис. 1, а, б). В свою очередь, мелкие кристаллики циркона встречаются во внешней зоне бритолиита или поблизости от его выделений.

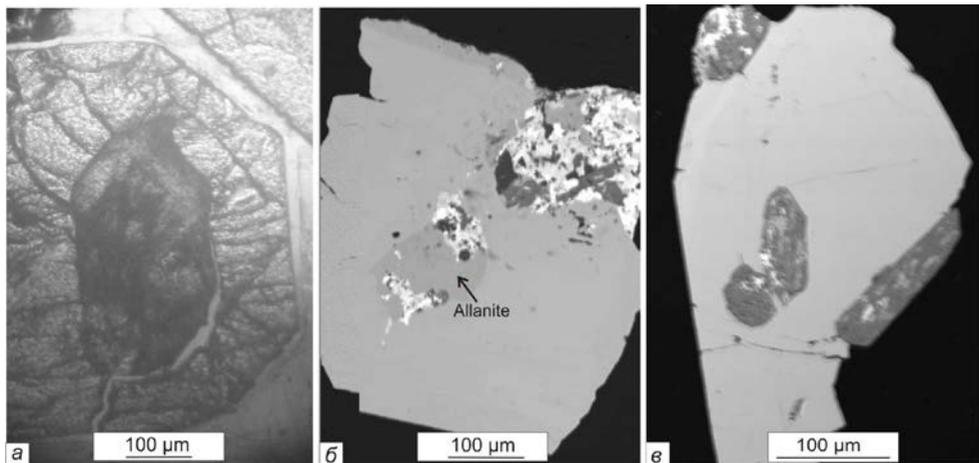


Рис. 1. Неоднородные включения бритолита (а, б) и апатита (е) в кристаллах циркона. Оптическое (а) и электронное (б, е) изображения.

В отличие от циркона, почти не содержащего примесей помимо Hf, включения бритолита имеют очень неоднородный химический состав, хорошо видимый на микронзондовых снимках как чередование нечетко очерченных участков от белого до темно-серого цвета. На белом фоне, соответствующем составу бритолита-(Ce), выделяются темно-серые участки, местами похожие на кристаллы игольчатого облика, которые соответствуют составу апатита. Светло-серые участки близки по составу к алланиту, а очень яркие белые пятна в одних случаях идентифицированы как монацит-(Ce), в других – как REE-карбонаты типа бастнезита и паризита. В некоторых включениях темно-серая фаза преобладает настолько, что их можно классифицировать как неоднородные включения апатита (рис. 2, в).

Фактически фазовый состав включений в цирконе мало отличаются от такового выделений бритолита и апатита в сиените. Поскольку циркон принадлежит к минералам, герметичным по отношению к флюидным включениям, многофазовый состав твердых включений не может быть вызван внешними метасоматическими изменениями. Преобразование включений бритолита происходило внутри циркона под влиянием законсервированных летучих компонентов. Следовательно, кристаллами циркона был захвачен многокомпонентный флюид в виде фосфатно-силикатного расплава, обогащенного летучими компонентами, в результате кристаллизации которого в закрытом объеме образовались неоднородные включения бритолита с обособленными фазами апатита, алланита, монацита, бастнезита. В других случаях это был силикатно-фосфатный расплав, что привело к образованию неоднородных включений апатита.

Жидкое состояние «бритолитового» расплава, захваченного цирконом, косвенно подтверждает округлая форма включений. В случае включений-многогранников, очевидным является подчинение их габитуса минералу-хозяину. Если удлиненному кристаллу апатита, выступающему за пределы циркона, свойственна типичная для этого минерала форма, то многогранник внутри циркона характеризуется более острыми углами между гранями и отсутствием пинакоидальных форм (рис. 1, в). В то же время наблюдается заметная взаимная параллельность некоторых граней включений апатита в цирконе или параллельность граней циркона и заключенного в нем бритолита (рис. 1, а). Многогранные включения

бритолита и апатита нельзя отнести к отрицательным кристаллам циркона, но их эпитаксиальная связь с минералом-хозяином очевидна.

Накопилось достаточно фактов [Левашова и др., 2016, Voznyak et al., 2010 и др.], свидетельствующих о том, что формирование Азовского массива происходило на фоне постоянной ликвации сиенитового расплава: на мафическую и салическую составляющие с одной стороны, на солевую и силикатную расплавы с другой. Одним из первых ликватов был рудоносный расплав фторидно-фосфатно-силикатного состава, обогащенный Zr и REE, разделившийся в дальнейшем на фторидный, силикатный с Zr и фосфатно-силикатный с REE ликваты. Кристаллизация капель ликватов привела к образованию флюорита, циркона и бритолита, очень сложного и непостоянного состава. При закалке капли «бритолитового» состава превратились в аморфный минерал, при более медленном охлаждении аутометасоматические процессы внутри капли привели к кристаллизации бритолита с включениями минеральных фаз, иногда с каймой алланита и флюорита вокруг кристаллов.

Таким образом, большие неоднородные включения бритолита и апатита в цирконе, так же как мелкие включения циркона в бритолите, рассматриваются нами как свидетельство одного из этапов разделения обособленного рудоносного расплава.

Левашова Е.В. и др. Два типа расплавных включений в цирконе из Азовского Zr-REE месторождения (Украинский щит) // Материалы XVII Всероссийской конференции по термобарогеохимии. Улан-Удэ: Изд-во БНЦ СО РАН, 2016. С. 90-93.

Мельников В.С. и др. Гетерогенність бритоліту Азовського родовища (Східне Приазов'я) // Мінерал. журн., 2007. Т. 29. №3. С. 14-24.

Шеремет Е.М. и др. Азовское редкоземельное месторождение Приазовского мегаблока Украинского щита. Донецк: Изд-во «Ноулидж», 2012. 374 с.

Voznyak D. et al. Sing of Magma Liqutation in Mineral of the Azov Zr-REE Deposit (Ukrainian Shield) // Alcaline Rocks: Petrology, Mineralogy, Geochemistry. Conference dedicated to the memory of J.A. Morozewicz. Abstracts and excursion guide. Kyiv, 2010. P. 67-68.

СТРОЕНИЕ И МИНЕРАЛОГИЯ СУЛЬФИДНО-КАРБОНАТНЫХ ТРУБКОВИДНЫХ ТЕЛ ЛАВОВЫХ ПАЛЕОПОТОКОВ В ОТЛОЖЕНИЯХ ВЕРХНЕГО ТРИАСА ЮЖНОГО БЕРЕГА КРЫМА

В.И. Лысенко

Филиал МГУ им. М.В. Ломоносова в г. Севастополе

niagara@mail.ru

Крым является наиболее изученным в геологическом отношении регионом России. За 200 летний период исследователями было установлено, что при незначительном распространении магматических пород в структурах Горного Крыма, они разнообразны по составу, форме выделения и возрасту. В пространственном положении магматические постройки образуют прерывистые северную и южную зоны относительно Главной горной гряды. В пределах северной полосы встречаются эффузивные и интрузивные образования верхнетриасового, нижнеюрского и среднеюрского возраста. Магматические породы южной зоны, приуроченные к шовному пространству Южного берега Крыма (далее ЮБК), большинство исследователей относят к средней юре. Найденные автором в западной части южной зоны Горного Крыма палеонтологические находки, сульфидно-карбонатные постройки на контакте андезитовых лавовых палеопотоков и вмещающих пород

позволяют дать новую трактовку условиям образования и возрасту магматических пород региона [2].

Изученные автором магматические тела с находками сульфидно-карбонатных труб находятся в верхней части южного макросклона Главной гряды над поселком Тессели. Они являются частями крупных подводных лавовых палеопотоков. Убедительным признаком подводного излияния являются находки на их поверхности сульфидно-карбонатных трубчатых построек [2]. Большинство построек имеют направление роста, перпендикулярное поверхности лав и слоистости вмещающей толщи. В основном они имеют вид вертикальных или слабоизогнутых тел длиной до 80 см и диаметром до 10 см. Иногда на этих трубах в некотором удалении от поверхности эффузивов появляются боковые конусовидные отростки и горизонтальные утолщения, залегающие согласно со слоистостью вмещающих алевролитов. Сульфидно-карбонатные строения имеют довольно резкие контакты с вмещающими породами таврической серии и эффузивами. На поверхности построек часто отмечаются слепки трубчатых червей, выполненные карбонатным веществом, что подтверждает более раннее времени их образования, чем вмещающие их породы.

По всей длине на срезах сульфидно-карбонатных построек просматривается концентрическая зональность, которая подчеркивается цветовой гаммой карбонатов и сульфидов. Зоны характеризуются прерывистым строением и непостоянной мощностью, чем отличаются от строения концентрических конкреций и стяжений. Элементы концентрической вертикальной зональности нарушаются в местах перегиба и раздувов трубчатых тел. С некоторой условностью можно выделить следующие зоны в сульфидно-карбонатных постройках: центральную; промежуточную; боковую и зону бактериального обрастания.

В центральной части построек находится зона осветления с прерывистой сульфидной минерализацией. Возможно, что это - флюидный канал. В продольном разрезе он имеет волнистое неровное строение и мощность от 5 до 200 мм. Этот флюидальный канал сложен крупно- и средне кристаллическим антраконитом или зеленоватым кальцитом. Среди этих карбонатов встречаются высыпки мелкозернистого галенита, сфалерита, пирротина, халькопирита и пирита. Часто раздувы сульфидов в центральной части имеют размеры до 2,0 см и представлены сростками крупнокристаллического пирита. Иногда пирит имеет зональное строение и в нём отмечаются включения кварца и сфалерита. В пространстве между его кристаллами встречаются вкрапленники галенита, халькопирита, сфалерита, пирротина и марказита. В сфалерите под микроскопом отмечаются эмульсионные точечные пятна халькопирита («халькопиритовая болезнь»). Часто здесь встречаются пятна и прожилки белого цвета хорошо раскристаллизованного накрита, образование которого связано с гидротермальными процессами. Границы центральной зоны с промежуточной - довольно неровные и распылчатые. Промежуточная зона имеет более светлую окраску и сложена главным образом сферолитами карбонатов, а также редкими включениями сфалерита, халькопирита ангидрита, барита, кварца и пирита. Сферолиты карбонатов образованы сообществом метанотрофных прокариот и архей. Кроме этого, в этой зоне встречаются многочисленные прямые трубочки червей, выполненные карбонатом. Контакты промежуточной зоны с боковой - очень резкие и прямолинейные.

Боковая зона сложена крупнокристаллическим серовато-черным антраконитом, реже серовато-зеленым полупрозрачным кальцитом. Её мощность в разных местах постройки меняется от 2,0 до 20,0 мм. В некоторых частях наблюдаются полосы осветления параллельные боковой поверхности. Сульфидная минерализация в этой зоне представлена вкрапленностью пирита и марказита, а в осветленном пространстве встречаются редкие вкрапленники сфалерита и халькопирита. Граница

описанной зоны с внешним слоем бактериального обрастания постройки довольно резкая и волнистая. Пленка бактериального обрастания состоит из нескольких слоев, разделенных примазками глинистого материала, и имеют общую мощность от 2.0 до 250.0 мм. Серые и серовато-черные сферолиты карбоната составляют 40-60% общего материала зоны обрастания. Они являются цементом алевролитового материала, который принимает участие в создании построек. На контакте вокруг построек алевролиты таврической серии серо-голубого цвета имеют слабое осветление мощностью до сантиметра. Такие изменения пород связаны с процессами бактериального синтеза карбонатов за счет продолжающейся диффузии газа из построек после перекрытия их осадочной толщей.

Таким образом, результаты изучения сульфидно-карбонатных построек района Тессели свидетельствуют о том, что их образование происходило во время остывания лавового потока одновременно с формированием вмещающей толщи пород таврической серии [2].

Найденные автором крымские сульфитно-карбонатные постройки на поверхности лав андезитов имеют внешнее морфологическое сходство с сульфидными трубами «черных курильщиков», которые формируются около современных зон гидротермальной деятельности вулканизма на дне морей и океанов [1]. Можно предположить, что образование крымских сульфидно-карбонатных построек связано с гидротермальными растворами и газовой дегазацией, которые сопровождают остывание лавы андезитов. Сообщество прокариот и архей принимало активное участие в их строительстве за счёт переработки метана и сероводорода в карбонаты и сульфиды.

Минеральный состав сульфидно-карбонатных построек окрестностей посёлка Тессели имеет значительное отличие от сульфидных труб «черных курильщиков», что связано с различными физико-географическими условиями их образования [1]. Главными пороодообразующими минералами в наших постройках являются антраконит, а также кальцит, а в некоторых местах пирит. Кроме этого в них встречается редкая вкрапленность ангидрита, барита, кварца, галенита, сфалерита, халькопирита, пирротина и марказита. Дальнейшие исследования минерального и геохимического состава крымских сульфидно-карбонатных построек позволят более детально уточнить физико-химические и палеогеографические условия их образования. Возможно, подобные сульфидно-карбонатные постройки будут найдены на современных лавовых потоках андезитов на дне морей и океанов, а также в других горных регионах.

Автор благодарит за консультации и оказанную помощь профессора и доктора геолого-минералогических наук В.В. Масленникова (Институт Минералогии УрО РАН. г. Миасс).

Лисицын А.П., Богданов Ю.А., Гурвич Е.Г. Гидротермальные образования рифтовых зон океана. М.: Наука, 1990. 256 с.

Лысенко В.И. Находка следов триасового палеовулканизма в западной части южного берега Крыма / Металлогения древних и современных океанов-2017. Дифференциация и причины разнообразия рудных месторождений. Миасс.: ИМин УрО РАН, 2017. С.37-42.

УСЛОВИЯ КРИСТАЛЛИЗАЦИИ ОСНОВНОГО ПЛАГИОКЛАЗА ИЗ РИОЛИТОВОГО РАСПЛАВА ПО РЕЗУЛЬТАТАМ ИССЛЕДОВАНИЯ ФЛЮИДНЫХ И РАСПЛАВНЫХ ВКЛЮЧЕНИЙ В ПЛАГИОКЛАЗЕ ДАЦИТОВЫХ ПЕМЗ ПЕРЕШЕЙКА ВЕТРОВОГО (О. ИТУРУП, КУРИЛЬСКИЕ ОСТРОВА)

И.А. Максимович^{1,2}, С.З. Смирнов¹, А.А. Котов^{1,2}

¹Институт геологии и минералогии СО РАН им. В.С. Соболева, Новосибирск,
Россия

²Новосибирский государственный университет, Новосибирск, Россия

ivmaksimovich94@igm.nsc.ru

Состав и зонально-секториальное строение плагиоклаза являются индикаторами условий кристаллизации магмы. В них отражается изменение состава расплава, P-T параметров и давления H₂O [Izbekov, et. al, 2004; Kawamoto, 1992; Panjasawatwong, 1995]. В настоящее время существуют модели, которые разработаны на основе изучения кристаллизации средних и основных магм и насколько их можно использовать для интерпретации зональности плагиоклазов в кислых породах не ясно. В данной работе изложены результаты изучения состава расплавных и флюидных включений, состава и особенностей зонально-секториального строения вкрапленников плагиоклаза в дацитовых пемзах перешейка Ветрового на о. Итуруп (Курильские острова), которые позволяют сопоставить существующие модели с условиями кристаллизации плагиоклаза из кислых расплавов.

Извержение, приведшее к образованию пемзово-пирокластических отложений перешейка Ветрового объемом порядка 100 км³ [Мелекесцев и др., 1980], является одним из наиболее масштабных событий позднего плейстоцена на острове Итуруп в пределах Курило-Камчатской островной дуги. Однако, его изучению до сих пор уделялось мало внимания. По этой причине имеется очень мало данных о петрохимическом составе пемз, составе вкрапленников, эволюции расплава и о флюидном режиме магматического очага.

Породы исследуемого вулканического центра представлены туфами и туффитами с белыми до светло-серых пемзами, в которых содержится порядка 15 об.% (учитывая пористость пород) порфирированных вкрапленников. Породы отвечают по составу метаглиноземистым плагиодацитам нормальной щелочности. Ассоциация порфирированных вкрапленников представлена зональным плагиоклазом, химически однородными авгитом и гиперстеном, Fe-Ti окислами (магнетит и ильменит) и кварцем, погруженными в гиалиновый матрикс кислого состава (SiO₂ 72-74 мас.%).

Вкрапленники плагиоклаза имеют сложное зонально-секториальное строение. В пределах одного вкрапленника составы могут изменяться андезина (An₄₁) до лабрадора и, реже, до анортита (An₉₅). В кристаллах выделяют пятнистое ядро и концентрические периферические зоны. Такое строение типично для плагиоклазов из различных по составу вулканических пород [Kawamoto, 1992; Humphreys et al., 2006; Scherbakov et al., 2011; Coote et al., 2016]. Пятнистое строение плагиоклаза обусловлено чередованием блоков среднего и основного составов. Между составами блоков имеется разрыв по содержанию анортитового минала. В пятнистых ядерных частях блоки имеют состав An₄₁₋₅₅ и An₈₄₋₉₅. Наиболее ранние концентрические зоны с высокими содержаниями анортитового минала, которые прилегают к пятнистому ядру, по составу мало отличаются от ядерных блоков основного состава. По мере приближения к периферии состав концентрических зон монотонно меняется от An₈₄₋

₉₅ к An₄₁₋₅₅.

Вкрапленники плагиоклаза содержат обильные флюидные (ФВ) и расплавные (РВ) включения.

РВ встречаются во всех зонах плагиоклаза, и образуют зональные и а зональные группы. Стекла РВ во всех вкрапленниках и стекло основной массы отвечают по составу плагиориолитам (SiO_2 72-75 мас.%) нормальной щелочности (Na_2O – 3.5-4.2 мас.%, K_2O – 1.6-2.0 мас.%). Содержание Cl составляет 0.2-0.4 мас.%. По глиноземистости состав стекол РВ изменяется от низко- до высокоглиноземистых. Глиноземистость стекол снижается от включений в ранних пироксене и плагиоклазе к включениям в позднем кварце. Содержание воды в стеклах расплавных включений полученное методом SIMS составляет 2.3-5.3 мас.%. Средние и высококальциевые зоны плагиоклаза кристаллизовались из плагиориолитового расплава нормальной щелочности. Однако, характер изменения состава расплава имеет единую тенденцию для всех РВ.

ФВ встречаются только в плагиоклазе и образуют а зональные группы. Они приурочены к зонам с высоким содержанием анортитового минала. При комнатной температуре ФВ двухфазовые и содержат малоплотную CO_2 с тонкой каймой жидкой воды. ФВ всегда встречаются в ассоциации с сингенетичными РВ. Концентрация солей в пересчете на NaCl эквивалент в водном растворе не превышает 3 мас.%.

Плагиоклаз единственный минерал, в котором наблюдается зональность, контрастная по составу. Наличие высококальциевых зон в плагиоклазе, нехарактерных для кислых пород, на фоне отсутствия значительных изменений в составе расплавных включений свидетельствует о том, что кристаллизация среднего и высококальциевого плагиоклаза происходила и плагиориолитового расплава нормальной щелочности без привноса более основного расплава.

Приуроченность ФВ к зонам с максимальным содержанием анортита говорит о том, что высококальциевый плагиоклаз кристаллизовался на фоне дегазации магмы. При этом происходило максимальное насыщение расплава водой. Наиболее вероятной причиной появления высококальциевых зон в плагиоклазах, кристаллизующихся из риолитовых расплавов, можно предположить рост парциального давления воды. Это связано с тем, что в водонасыщенных условиях OH^- активно связывается преимущественно с Na^+ , что приводит к увеличению растворимости натрия в расплаве, как это показано в экспериментах по плавлению и кристаллизации риолитов [Waters, 2017].

Полученные данные позволяют считать, что появление нехарактерных для кислых магм основных плагиоклазов в ассоциации с авгитом и гиперстеном является результатом изменения флюидного режима магматического очага, а не смешением кислой магмы с более основными расплавами.

Данная работы выполнена при финансовой поддержке грантов РФФИ (№16-05-00894, № 18-05-00819), государственного задания (тема №0330-2016-0005) и грантом программы комплексных научных исследований СО РАН №44.2.

Мелекесцев И.В. Вулканизм и рельефообразование, М.: Наука, 1980, 204 с.

Coote, A. C. & Shane, P. Crystal origins and magmatic system beneath Ngauruhoe volcano (New Zealand) revealed by plagioclase textures and compositions // Lithos, 2016, V. 260, P. 107–119.

Humphreys, M. C. S., Blundy, J. D. & Sparks, R. S. J. Magma evolution and open-system processes at Shiveluch Volcano: Insights from phenocryst zoning // J. Petrol., 2006, V. 47, P. 2303–2334.

Izbekov P.E., Eichelberger J.C., Ivanov B.V. The 1996 eruption of Karymsky volcano, Kamchatka: Historical record of basaltic replenishment of an andesite reservoir // Journal of Petrology., 2004, V. 45, P. 2325-2345.

Kawamoto, T. Dusty and honeycomb plagioclase: indicators of processes in the Uchino stratified magma chamber, Izu Peninsula, Japan // J. Volcanol. Geotherm. Res., 1992, V. 49, P. 191–208.

Panjasawatwong, Y., L. V. Danyushevsky An experimental-study of the effects of melt composition on plagioclase-melt equilibria at 5-kbar and 10-kbar – implications for the origin of magmatic high-An plagioclase // Contributions to Mineralogy and Petrology, 1995, V. 118(4), P. 420-432.

Shcherbakov, V. D., Plechov, P. Y., Izbekov, P. E. & Shipman, J. S. Plagioclase zoning as an indicator of magma processes at Bezymianny Volcano, Kamchatka // Contrib. to Mineral. Petrol., 2011, V. 162, P. 83–99.

Waters, L. E. & Lange, R. A. An updated calibration of the plagioclase-liquid hygrometer-thermometer applicable to basalts through rhyolites // Am. Mineral., 2015, V. 100, P. 2172–2184.

О ЛЬВОВСКОМ ПЕРИОДЕ ЖИЗНИ И ДЕЯТЕЛЬНОСТИ ПРОФЕССОРА ЮРИЯ АЛЕКСАНДРОВИЧА ДОЛГОВА

О.И. Матковский¹, И.М. Наумко², Н.Н. Павлунь¹

¹Львовский национальный университет имени Ивана Франко,

Львов, Украина, mineral@franko.lviv.ua

²Институт геологии и геохимии горючих ископаемых НАН Украины,

Львов, Украина, iggqk@mail.lviv.ua

Основные постулаты термобарогеохимии были сформулированы во Львовском государственном университете имени Ивана Франко в конце 40-х–начале 50-х годов XX столетия [Ермаков, 1950]. Ее зарождение справедливо связывают с именем профессора Николая Порфирьевича Ермакова, заведующего кафедрой общей геологии и декана геологического факультета (1949–1952 гг.) [Матковский i in., 2017], по инициативе которого на Втором Международном совещании по рудообразованию в Токио-Киото в 1970 г. и было утверждено название “термобарогеохимия” [Ермаков, Долгов, 1979]. Благодаря поддержке будущих академиков Владимира Соболева и Евгения Лазаренко, Николай Ермаков, его ученики и коллеги: Евгений Вульчин, Юрий Долгов, Владимир Калужный, Леонид Колтун, Василий Лесняк, Нинель Мязь, Андрей Пизнюр, Роман Сухорский во Львове заложили основы этого нового направления геологической науки [Лазько и др., 1989; Ляхов и др., 2014] в качестве важной предпосылки для создания в дальнейшем центров по изучению включений в минералах в разных регионах бывшего Советского Союза (Москва, Новосибирск, Киев, Ленинград, Владивосток, Улан-Удэ, Алма-Ата, Ростов на Дону и др.) и за границей. Название этой науки еще определяют как “минералофлюидология” [Калужный, 1982] или “fluid inclusions” [Roedder, 1984].

Заметим, что в числе первых учеников Николая Порфирьевича Ермакова был и будущий ученый мирового уровня профессор Юрий Александрович Долгов.

Юрий Александрович Долгов принадлежит к тем виднейшим советским и российским ученым, положившим начало развитию термобарогеохимии в бывшем СССР. Его заслуга состоит, прежде всего, в том, что в 1959 году в Институте геологии и геофизики СО АН СССР (г. Новосибирск) он организовал лабораторию минералообразующих растворов, положившую начало сибирской школе термобарогеохимии.

О его достижениях научный мир достаточно полно проинформирован, но немногие знают о том, что Юрий Александрович как ученый состоялся во Львове, во Львовском университете. Попробуем кратко охарактеризовать этот отрезок времени, тот период его жизни и научной деятельности, который можно назвать гордым словом – Львовский!

Юрий Долгов родился 9 ноября 1918 года в г. Воронеж (Россия). Участвовал в советско-финской войне. В дальнейшем учебу в Московском геологорозведочном институте (1939–1941 гг.) прервала Вторая мировая война. И студент снова стал солдатом: сначала курсант Харьковского артиллерийского училища противотанковой

обороны (май–декабрь 1942 г., г. Фергана), а затем – молодой лейтенант, командир взвода 13-го запасного артиллерийского полка в Среднеазиатском военном округе (декабрь 1942–март 1943 г.), откуда был откомандирован в Иран.

Во Львове Юрий появился в июне 1946 года, более чем 70 лет назад, когда он молодой лейтенант, командир взвода и командир батареи 182-го горно-стрелкового Краснознаменного полка 68 горно-стрелковой дивизии 4-й армии Закавказского фронта, базирующейся в Иране, в мае 1946 года был уволен в запас.

Трудовую деятельность во Львове он начал в качестве техника-геофизика Украинского отделения геофизического треста (июнь 1946–май 1947 гг.).

В 1948 г. Ю.А. Долгов окончил геологический факультет Львовского университета. Далее обучался в аспирантуре (1948–1951 гг.), работал в должностях ассистента, доцента кафедры общей геологии геологического факультета [Білоніжка і ін., 2006].

Ю.А. Долгов был крайне неординарной и яркой личностью, что, в частности, проявилось в его подходе к изучению флюидных включений в минералах, ведь эти микропробы минералообразующих растворов невозможно изучать без соответствующих приборов, которых в то время, кроме термокамеры Н.П. Ермакова, практически не было. Его оригинальное мышление дало ему возможность сконструировать и создать первый термоакустический декрепитограф, который до сих пор не утратил своего значения и расширил поле изучения включений, особенно для решения на этой основе ряда геологических и поисковых задач на ранних этапах изучения территорий. Ученый показал, что на стадии геологической съемки и общих поисков с помощью данных декрепитации можно расчленить и скореллировать “немые” толщи метаморфических и вулканических пород, выделить в них маркирующие горизонты, выявлять источники сноса материала, определять мощность пластов в условиях литологически монотонных толщ, используя характер и форму декрепитограмм на верхнем и нижнем их контактах, диагностировать скрытые зоны расщеливания и тектонические разломы, идентифицировать рудоподводящие структуры. Всё это нашло своё отображение в его блестящей по форме и глубокой по содержанию кандидатской диссертации “Опыт применения термовзвучкового анализа к исследованию геологических объектов” (1953, научный руководитель Н.П. Ермаков).

Важной была роль Ю.А. Долгова в организации учебного процесса и учебных практик студентов геологического факультета Львовского университета. В частности, он принял непосредственное участие в организации учебной практики в Крыму, которая была начата по инициативе заведующего кафедрой общей геологии, профессора Д. Резвого, выехавшего вместе с доцентами Ю. Долговым, Б. Голевым, В. Горецким, Л. Колтуном в 1954 г. для осмотра полигона междуречья Бодрака и Качи в Горном Крыму, а уже через неделю туда прибыли первые студенты второго курса во главе с доцентом Я. Гиллером. Он блестяще читал лекционные курсы и исключительно увлекательно проводил лабораторные занятия.

Всеобщий любимец геологического факультета, необыкновенно добрый по натуре и обаятельный в общении человек, Ю.А. Долгов в 1956 году стал первым начальником Забайкальской экспедиции факультета, которую организовал и осуществлял её научное руководство профессор В.Н. Козеренко. Ю.А. Долгов, как никто другой “вписался” в эту непростую должность и коллектив экспедиции: ход полевых геолого-съёмочных работ масштаба 1 : 200 000 междуречья Шилки и Аргуни и камеральных обобщений благодаря его руководству был весьма успешен [Лейфман, 2007].

Таким во Львовский период жизни и деятельности запомнился Юрий Александрович Долгов и тем, кто его знал лично и работал с ним, и тем, кто

встречался с ним на научных конференциях, как во Львове, так и вне пределов Львова, и тем, кто был знаком с ним лишь по литературе.

А затем Новосибирский период: проблемы пегматитообразования, концепция адиабатического процесса, непревзойденная докторская диссертация "Термодинамические особенности формирования гранитных камерных пегматитов", включения в почвах Луны и минералах метаморфических пород, тектиты и природные газы Мирового океана, необычное объяснение причин исчезновения морских кораблей в Бермудском треугольнике и многое, многое другое. Но это уже совсем другая и не менее яркая страница его жизненной и творческой истории.

Ермаков Н.П. Исследования минералообразующих растворов (температуры и агрегатное состояние). Харьков: Изд-во Харьков. ун-та, 1950. 540 с.

Ермаков Н.П., Долгов Ю.А. Термобарогеохимия. М.: Недра, 1979. 271 с.

Калужный В.А. Основы учения о минералообразующих флюидах. Киев: Наук. думка, 1982. 240 с.

Лазько Е.М., Матковский О.И., Пизнур А.В. Николай Порфирьевич Ермаков – основоположник термобарогеохимии // Минерал. журн. 1989. Т. 11, № 4. С. 97–98.

Лейфман Е. Шилка вдоль течёт... Львов, 2007. 96 с.

Ляхов Ю.В., Матковский О.И., Павлунь Н.Н., Сиворонов А.А. Профессор Николай Порфирьевич Ермаков – теоретик и основатель нового направления геологической науки – термобарогеохимии (к 100-летию со дня рождения). Смирновский сборник, 2014 (науч. альманах). М., 2014. С. 27–37.

Білоніжка П., Матковський О., Павлунь М., Сливко Є. Геологічний факультет Львівського національного університету імені Івана Франка (1945-2005). Львів: Видавничий центр Львів. нац. ун-ту, 2006. 375 с.

Матковський О., Наушко І., Павлунь М. Термобарогеохімічна школа професора Миколи Єрмакова та її внесок у розвиток генетичної мінералогії й учіння про родовища корисних копалин // Мінерал. зб. 2017. № 67, вип. 1. С. 3–37.

Roedder E. Fluid inclusions // Reviews in Mineralogy. Virginia: Mineralogical Society of America, 1984. Vol. 12. 644 p.

ПРИМЕНЕНИЕ МЕТОДА РАМАНОВСКОЙ СПЕКТРОСКОПИИ ДЛЯ ГАЗОВЫХ ПУЗЫРЕЙ РАСПЛАВНЫХ ВКЛЮЧЕНИЙ В ОЛИВИНЕ С ЦЕЛЬЮ ОПРЕДЕЛЕНИЯ СОДЕРЖАНИЯ CO₂ В ПРИМИТИВНЫХ МАГМАХ КАМЧАТКИ

Н.Л. Миронов¹, Д.П. Назарова Д.П.¹, С.З. Смирнов², М.В. Портнягин^{1,3}, С.П. Крашенинников¹

¹ *Институт геохимии и аналитической химии им. В.И. Вернадского РАН, Москва, Россия, nmironov@geokhi.ru, nazarovadariap@gmail.com*

² *Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, Новосибирск, Россия*

³ *Исследовательский центр изучения мирового океана GEOMAR, Киль, Германия*

Расплавные включения (РВ) в оливине являются единственным источником прямой информации о содержании летучих (напр., H₂O, CO₂, S, Cl, F) в примитивных магмах [напр., Sobolev, Chaussidon, 1996; Wallace, 2005; Portnyagin et al., 2007]. Однако, РВ часто имеют флюидные пузыри, которые содержат значительную долю CO₂, изначально растворенную в расплаве на момент его захвата оливином. Предыдущие работы показали, что плотность CO₂ в таких пузырях может быть оценена с помощью микрорамановских исследований и, на основе этих данных и содержания CO₂ в стеклах РВ может быть рассчитано общее количество CO₂ во включениях [напр., Moore et al., 2018]. В ходе данного исследования с помощью

рамановского прибора Horiba Labram HR800 в ИГМ СО РАН была получена инструментальная калибровка между расстоянием диад Ферми и плотностью CO₂ (Рис. 1а), которая позволила провести измерение плотности флюидных пузырей для представительной коллекции РВ в оливине для ряда вулканов Камчатки (Рис. 1б). Вместе с данными о размере, форме и объеме РВ и их пузырей, которые были рассчитаны на основе оптических измерений в двух ортогональных сечениях изученных зерен оливина, это позволило лучше идентифицировать тип пузыря (усадочный, флюидного растворения, гетерогенного захвата, образованный в ходе механической декрипитации РВ) и оценить минимальное содержание CO₂ в изученных РВ.

В докладе планируется обсудить детали представленных аналитической и расчетной методик и данные об исходном содержании CO₂ в примитивных магмах Камчатки (с учетом полученных данных и данных о содержании CO₂ в стеклах изученных РВ), а также рассмотреть вопросы об оценке глубины кристаллизации родоначальных магм вулканов Камчатки и о вкладе на содержание CO₂ в магмах его различных источников (мантия, субдуцирующая плита).

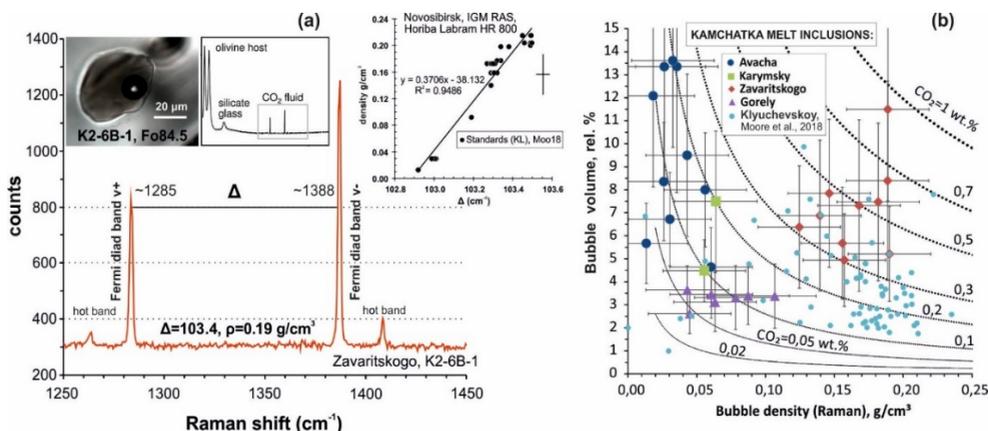


Рис. 1 Рамановский спектр CO₂ в типичном низкоплотном газовом пузыре расплавных включений (РВ) и калибровочная линия для плотности CO₂ (а). Диаграмма (б) показывает данные о плотности CO₂ в пузырьках и их относительном объеме для изученных РВ некоторых вулканов Камчатки. Изолиниями показаны расчетные минимальные содержания CO₂ в РВ, учитывая только его содержание в пузырьках.

Исследование выполнено при поддержке РФФИ (проект № 17-35-50081_мол-нр).

Moore L.R., Mironov N.L., Portnyagin M.V., Bodnar R.J., Gazel E. (2018) A comparative study of volatile contents of primitive arc bubble-bearing melt inclusions determined by mass-balance versus experimental homogenization methods // J. Volc. Geoth. Res. In press. doi: 10.1016/j.jvolgeores.2018.1003.1007.

Portnyagin M., Hoernle K., Plechov P., Mironov N., Khubunaya S. (2007) Constraints on mantle melting and composition and nature of slab components in volcanic arcs from volatiles (H₂O, S, Cl, F) and trace elements in melt inclusions from the Kamchatka Arc // Earth Planet. Sci. Lett. V. 255 (1-2). P. 53-69.

Sobolev A.V., Chaussidon M. (1996) H₂O concentrations in primary melts from island arcs and mid-ocean ridges: Implications for H₂O storage and recycling in the mantle // Earth Planet. Sci. Lett. V. 137. P. 45-55.

Wallace P.J. (2005) Volatiles in subduction zone magmas: concentrations and fluxes based on melt inclusion and volcanic gas data // J. Volc. Geoth. Res. V. 140 (1-3). P. 217-240.

ТЕРМОКРИОМЕТРИЧЕСКИЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ ЖИЛЬНОГО КВАРЦА АВЗЯНСКОГО РУДНОГО РАЙОНА (ЮЖНЫЙ УРАЛ)

С.В. Мичурин¹, А.А. Шарипова¹, М.Т. Крупенин², А.А. Гараева²

¹ИГ УФИЦ РАН, Уфа, Россия, s_michurin@mail.ru

²ИГГ УрО РАН, Екатеринбург, Россия, krupenin@igg.uran.ru

Задачей исследования являлся сравнительный анализ термокриометрических характеристик жильного кварца из золото-кварцевых (Улюк-Бар, Восточно-Акташское), золото-сульфидного (Богряшка), золото-сульфидно-кварцевого (Горный Прииск) месторождений и рудопроявлений, локализованных в отложениях Башкирского мегантиклинория (БМА) и безрудного кварца вне месторождений. Термокриометрические исследования кварца из месторождений золота проведены впервые и выполнены в ИГГ УрО РАН на термокриостоліке LinkamTHMSC-600 по методике, описанной в работе [Шарипова и др., 2017].

Золотоносные кварцевые жилы в Авзянском рудном районе встречаются в литологически разных породах (песчаники, сланцы, известняки) различного возраста, от раннего до позднего рифея, но характеризуется сходными термокриометрическими параметрами первичных флюидных включений (ФВ). Температуры эвтектик в них составляют $-37,8...-34,2^{\circ}\text{C}$ (Улюк-Бар), $-36,4...-32,6^{\circ}\text{C}$ (Горный Прииск) $-35,6...-28,4^{\circ}\text{C}$ (Восточно-Акташское) и характерны для водных растворов хлоридов Mg и K ($-37,5...-33,6^{\circ}\text{C}$) или Fe ($-36,5...-35,6^{\circ}\text{C}$) [Боровиков и др., 2002]. Солёность варьирует в интервале 5,4–15,8 мас. % NaCl экв (рис.). Показательны близкие максимальные $T_{\text{гом}}$ золотоносного кварца, составляющие $\sim 380^{\circ}\text{C}$ (Улюк-Бар и Восточно-Акташское) и $\sim 350^{\circ}\text{C}$ (Горный Прииск), которые без учета поправок на давление, указывают на температуры рудоносных флюидов около $350\text{--}400^{\circ}\text{C}$. Рассчитанное по $T_{\text{гом}}$ CO_2 , присутствующей в ФВ поздней генерации кварца в рудопоявлении Восточно-Акташское, давление флюидов составляло не менее 1280–1420 бар, что предполагает глубину минералообразования около 4 км. Изотопно-геохимические данные по сульфидным и жильным карбонатным минералам, сопутствующим кварцу, указывают на то, что золотоносные флюиды были связаны с магматогенным источником. Согласно геохронологическим данным, формирование золотоносного кварца происходило на границе среднего и позднего рифея и было обусловлено миграцией флюидов в рамках мощного тектоно-термального этапа на востоке Русской платформы, который по времени совпадал с широко распространенным в других регионах мира гренвилевским орогенезом [Шарипова и др., 2017].

ФВ в жильном безрудном кварце, широко развитом в рифейских отложениях региона, резко отличаются по термокриометрическим характеристикам от ФВ кварца из месторождений золота. $T_{\text{эвт}}$ первичных ФВ в кварце из большеинзерской (RF₁) и зигазино-комаровской свит (RF₂) вне пределов рудных зон образуют интервал от $-46,4$ до $-41,5^{\circ}\text{C}$ [Шарипова и др., 2017]. Такие температуры характерны для растворов $\text{H}_2\text{O}+\text{NaCl}+\text{FeCl}_2$ и $\text{H}_2\text{O}+\text{NaCl}+\text{FeCl}_3$, в которых $T_{\text{эвт}}$ составляют соответственно $-47,5$ и -41°C [Боровиков и др., 2002]. Преобладающим компонентом в солевом составе растворов безрудного кварца является железо, источником которого выступали вмещающие породы (сланцы и сланцевые прослои). Безрудный кварц по сравнению с золототносным повсеместно характеризуется более низкими $T_{\text{гом}}$ ($128\text{--}238^{\circ}\text{C}$) и более высокой солёностью (12,9–22,8 мас. % NaCl экв.) (см. рис.). Образование кварца вне пределов рудных зон связано с дислокационным метаморфизмом и катагенетическими преобразованиями рифейских отложений. С учетом типового для платформ геотермического градиента $30^{\circ}\text{C}/\text{км}$ температура

200–250°C предполагает глубину погружения пород до 8 км, что вполне согласуется с мощностью разреза рифея БМА, которая составляет около 12–15 км. Высокая солёность безрудных растворов определяется присутствием захоронённых рассолов эпизодов эвапоритовой седиментации [Krupenin et al., 2017].

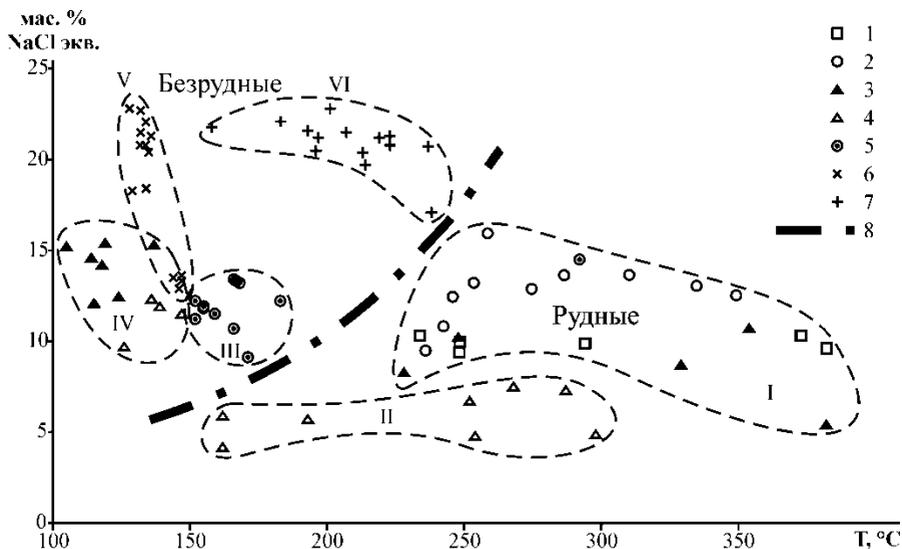


Рис. Температуры гомогенизации и солёность ФВ жильного кварца из рудопроявлений золота и безрудных участков Авзянского рудного района

1–5 – месторождения и рудопроявления золота: 1 – Улюк-Бар; 2 – Горный Прииск; 3–4 – Восточно-Акташское (3 – кварц-1, 4 – кварц-3); 5 – Богряшка; 6–7 – безрудные участки (6 – большеинзерская свита; 7 – зигазино-комаровская свита); 8 – граница между золотоносным и незолотоносным кварцем. Римскими цифрами обозначены области: I–II – первичные ФВ кварца из золото-кварцевых месторождений и рудопроявлений золота; III – первичные ФВ кварца из золото-сульфидного проявления Богряшка; IV – мнимовторичные ФВ рудопроявления Восточно-Акташское; V–VI – первичные ФВ безрудного кварца.

В то же время только золото-сульфидное проявление Богряшка по $T_{эвт}$ и $T_{гом}$ ФВ кварца отличается от других месторождений района. По термокриометрическим характеристикам первичных ФВ ($T_{гом} = 152–183^{\circ}\text{C}$; $T_{эвт} = -54,6...-52,5^{\circ}\text{C}$) кварц проявления аналогичен вмещающим брейнеритам – высоко железистым магнезитам, образованным в результате магнезиального метасоматоза карбонатных отложений суранской свиты (RF_1) [Krupenin et al., 2017]. Судя по $T_{эвт}$, состав солей ФВ представлен смесью хлоридов Ca, Na и Mg. В кварце и брейнеритах отмечаются близкие значения солёности растворов на уровне 9–17,5 мас. % экв. NaCl. Термокриометрические характеристики позволяют связывать образование кварца в проявлении Богряшка с дорудным процессом магнезиально-железистого метасоматоза и формированием брейнеритов, вмещающих золотоносную сульфидную минерализацию.

Таким образом, в Авзянском золоторудном районе для постмагматических флюидов характерен более высокий диапазон температур и пониженная солёность по сравнению с бассейновыми растворами, имеющими температуры ниже 250°C , ограниченные глубиной погружения осадочного бассейна, и повышенную солёность, которая определяется присутствием захоронённых эвапоритовых рассолов.

Боровиков А.А., Гущина Л.В., Борисенко А.С. Определение хлоридов железа (II, III) и цинка в растворах флюидных включений при криометрических исследованиях // Геохимия, 2002, № 1. С. 70–79.

Шарипова А.А., Мичурин С.В., Крупенин М.Т., Гараева А.А., Канипова З.А. Жильный кварц из рудопроявлений золота в рифейских отложениях Авзянского рудного района (Южный Урал): минералогические и термокриометрические особенности // Вестник Пермского университета. Геология. 2017. Т.16, № 3. С. 216–231.

Krupenin M.T., Michurin S.V., Sharipova A.A., Gulyaeva T.Ya., Petrishcheva V.G. Mineralogical and geochemical features of magnesia-ferruginous carbonates of the Avzyan ore region of the Southern Ural in connection with metasomathosis regularities // News of the Ural State Mining University 2017, issue 2, pp. 34–42.

ФЛЮИДНЫЕ ВКЛЮЧЕНИЯ В НЕФЕЛИНЕ ЛОПАРИТОВОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ ЛОВОЗЕРСКОГО ЩЕЛОЧНОГО МАССИВА

О.Д. Мокрушина¹, В.В. Шарыгин²

¹ *Геологический институт КНЦ РАН, Апатиты, Россия, artmok@yandex.ru*

² *Институт геологии и минералогии СО РАН, Новосибирск, Россия*

Индивидуальные флюидные включения, выявленные в нефелине среднезернистых мезократовых луавритов рудного горизонта I-4 Ловозерского лопаритового месторождения (рудник Карнасурт), были изучены методами микротермометрии, КР-спектроскопии и растровой электронной сканирующей микроскопии в Институте геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН (г. Новосибирск). Термометрические исследования флюидных включений проводились на криокамере THMSG-600 (интервал температур -195 – 600°C, точность определения 0.2°C). КР-спектры в интервале от 100 до 4000 см⁻¹ были получены с использованием спектрометра T64000 Horiba Jobin Yvon. Растровая электронная микроскопия проводилась на электронном сканирующем микроскопе MIRA 3 LMU оснащенного системой микроанализа INCA Energy 450 XMax-80.

При оптическом изучении в идиоморфных зернах нефелина (Na_{0,76}K_{0,22})_{0,98}Al_{0,97}Si_{1,02}O₄ (состав в миналах - Ne_{76,0}Ks_{22,1}Q_{1,9}) были обнаружены первичные многофазные включения гомогенного захвата, состоящие из жидкости, газового пузырька и 3 или более твердых фаз (рис. 1). Расположение вакуолей включений внутри зерна нефелина встречается как групповое, так и одиночное. Группы включений всегда имеют одинаковую ориентировку и фазовый состав. Размер включений варьирует от 10 до 100 мкм.

В ходе экспериментов по криометрии флюидных включений фазовых переходов не наблюдалось во всем диапазоне отрицательных температур. Отсутствие в газовом пузыре твердых фаз даже при охлаждении до -196°C, вероятнее всего, говорит о том, что это либо усадочный низкоплотный флюид, либо смесь газов, состоящая из CH₄ и H₂. Подобное поведение газовой фазы при проведении криометрических исследований было описано в работе Дж. Поттер для включений в луаврите Ловозерского массива содержащих CH₄ и до 40 мол.% H₂ [Potter et al., 2004]. Преобладающие содержания данных газов в этих же породах установлены методами газовой хроматографии и КР-спектроскопии в работах Л.Н. Когарко и В.А. Нивина [Когарко и др., 1988; Nivin et al., 2001]. Жидкая фаза включений, также не претерпевшая превращений при охлаждении до температуры -196°C, предположительно, представляет собой водный раствор (гель), насыщенный алюмосиликатами натрия и калия.

При проведении экспериментов по термометрии полной гомогенизации включения достигнуто не было. При температуре от 300 до 310°C растворяются наиболее крупные кристаллические фазы, одновременно с этим газовый пузырек начинает увеличиваться в объеме. В температурном интервале от 420 до 440°C исчезают оставшиеся мелкие кристаллические фазы. Газовый пузырек при достижении максимальной температуры эксперимента (500°C) увеличился, примерно, в три раза относительно своего первоначального объема. Во флюидных включениях, содержащих более одного газового пузыря, на протяжении всего эксперимента пузырьки не объединяются, что, возможно, указывает на высокую вязкость жидкой фазы. При понижении температуры до 110°C мелкие кристаллические фазы образовались вновь, более крупные - не кристаллизовались.

КР-спектроскопия дочерних минералов включений в нефелине позволила выделить характеристические пики для альбита, содалита, магнетита и диаспора [Мокрушина, 2018]. Некоторые данные о химическом составе минеральных фаз включений в нефелине (рис.1, табл. 1) указывают на наличие в минералообразующей среде Nb, Ti, Ba, Sr, La, Ce, Pr, Nd, Th и летучих компонентов – Cl, F и S.

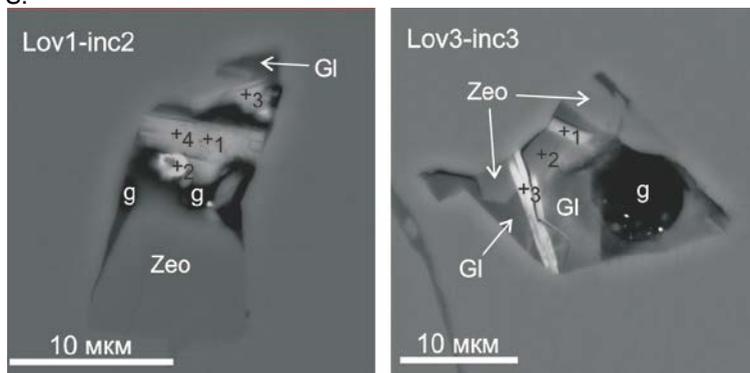


Рис. 1. Многофазные включения в нефелине (BSE-фото). Символы: Zeo – метанатролит, Gl – высоководное стекло (гель), g – газовый пузырек.

Табл. 1. Химические составы минеральных фаз во включениях в нефелине.

Компоненты, мас. %	Lov1-inc2				Lov3-inc3		
	1	2	3	4	1	2	3
SiO ₂	59,09	36,88	63,07	57,78	71,10	68,20	65,20
TiO ₂	0,15	0,37	0,18	-	0,20	0,15	-
Al ₂ O ₃	1,81	5,16	5,71	2,68	8,65	6,50	7,03
FeO	10,28	2,69	9,22	10,00	3,00	0,66	-
MnO	8,10	2,07	7,36	7,85	6,16	1,67	-
MgO	0,27	-	0,56	0,30	-	-	-
CaO	0,71	1,43	0,56	0,63	0,91	0,48	0,63
Na ₂ O	5,57	8,88	8,01	5,11	7,12	4,26	6,13
K ₂ O	3,02	2,07	2,58	2,42	3,00	2,00	2,00
ZnO	-	-	1,93	-	-	-	-
Cl	0,94	0,30	0,79	0,82	-	-	-
F	-	2,39	-	-	-	-	-

SO ₃	-	-	2,27	-	-	-	-
BaO	-	0,45	-	-	-	-	1,82
SrO	-	2,78	-	-	-	-	-
Nb ₂ O ₅	1,54	19,76	1,73	2,26	2,59	1,42	-
La ₂ O ₃	-	-	-	-	-	-	1,51
Ce ₂ O ₃	-	-	-	-	-	0,46	5,80
Pr ₂ O ₃	-	-	-	-	-	-	0,70
Nd ₂ O ₃	-	-	-	-	-	-	2,13
ThO ₂	-	-	-	-	-	0,67	-
Сумма	91,48	85,23	103,97	89,85	102,73	86,47	92,95

Во включении Lov1-inc2 (анализ 2, табл. 1) обнаружена фаза, содержащая Ba, Sr, F и значительное количество Nb (возможно, лампрофиллит). Минеральная фаза с повышенным содержанием РЗЭ наблюдается во включении Lov3-inc3 (анализ 3, табл. 1). Помимо этого во включениях иногда присутствует безводный Na-силикат (возможно, метанатролит).

Полученные в ходе термобарогеохимических исследований данные позволяют нам сделать вывод о том, что изученные включения в нефелине представляют собой первичные кристаллофлюидные включения гомогенного захвата с большим разнообразием минеральных фаз. Подобные включения характерны для магматических щелочных пород, в которых они являются включениями остаточных расплавов-рассолов и высококонцентрированных растворов, образующихся на заключительной стадии кристаллизации в результате обогащения остаточных силикатных расплавов солевыми, газовыми и жидкими компонентами. Во включениях были установлены все элементы, необходимые для образования основного рудного минерала – лопарита (Na,Ce,Ca,Sr,Th)(Ti, Nb,Fe)O₃.

Исследования выполнены в рамках Госзадания ГИ КНЦ РАН и гранта РФФИ № 18-35-00068 мол_а.

Когарко Л.Н., Костольяни Ч., Рябчиков И.Д. Режим флюидной фазы щелочных магм. Новосибирск, "Наука", Сибирское отделение, 1988, с. 41-50.

Мокрушина О.Д. Первые данные по криотермометрии флюидных включений в нефелине лопаритового месторождения Ловозерского щелочного массива // Труды Ферсмановской научной сессии ГИ КНЦ РАН. №15. 2018. С. 251-254. doi:10.31241/FNS.2018.15.062.

Nivin V.A., Belov N.I., Treloar P.J., Timofeyev V.V. Relationships between gas geochemistry and release rates and the stressed state of igneous rock massifs // Tectonophysics, 336 (1–4), 2001, pp. 233–244.

Potter J., Rankin A.H., Treloar P.J. Abiogenic Fischer-Tropsch synthesis of hydrocarbons in alkaline igneous rocks; fluid inclusion, textural and isotopic evidence from the Lovozero complex, N.W. Russia // Lithos, 75(3-4), 2004, pp. 311-330. doi:10.1016/j.lithos.2004.03.003.

ИСХОДНОЕ СОДЕРЖАНИЕ H₂O И ПАРАМЕТРЫ МАНТИЙНОГО ПЛАВЛЕНИЯ ПЕРВИЧНЫХ МАГМ ВОСТОЧНОГО ВУЛКАНИЧЕСКОГО ФРОНТА КАМЧАТКИ

Д.П. Назарова¹, М.В. Портнягин^{1,2}, С.П. Крашенинников¹, Н.Л. Миронов¹
¹ Институт геохимии и аналитической химии им. В.И.Вернадского РАН,
Москва, Россия, nazarovadariap@gmail.com

² GEOMAR Helmholtz Centre for Ocean Research, Kiel, Germany

Зоны субдукции являются геодинамическими обстановками, в которых происходит масштабный рециклинг летучих компонентов между атмосферой, гидросферой, земной корой и глубинной мантией. Островодужные магмы преимущественно формируются при взаимодействии мантии и водных флюидов, и водосодержащих расплавов из субдуцирующей плиты [напр., Grove et al., 2012], поэтому вода является главным по содержанию летучим компонентом в островодужных магмах - около 4 мас. % в базальтовых магмах [Plank et al., 2013]. Присутствие H₂O оказывает большое влияние на состав и пути эволюции островодужных магм от их образования в мантийном клине до извержения на поверхность [Grove et al., 2012].

Традиционный метод оценки содержания H₂O в примитивных островодужных магмах основан на анализе расплавных включений в оливине [напр., Sobolev et al., 1996]. Однако, содержания H₂O во многих включениях, вероятно, представляют их минимальные первичные концентрации вследствие быстрой диффузии водорода из включений при декомпрессии магм и извержении [Portnyagin et al., 2008; Lloid et al., 2013]. Оцененные температуры равновесия для таких включений будут завышенными и могут отличаться от реальных на десятки градусов [Назарова и др., 2017].

Для оценки содержания H₂O в исходных магмах Восточного Вулканического Фронта (вулканы Авачинский, Горелый, Карымский, Конус Заварицко) Камчатки был использован метод [Sobolev et al., 2016, Назарова и др., 2017], который основан на значительном влиянии присутствия H₂O в расплаве на температуру ликвидуса оливина [Almeev et al., 2007] и позволяет оценить её содержание путем сравнения независимо определенных реальных [Coogan et al., 2014] и «сухих» [Ford et al., 1983] температур кристаллизации оливина.

Расчитанное исходное содержание H₂O для примитивных расплавов ВВФ Камчатки по модели [Sobolev et al., 2016, Назарова и др.] определено в диапазоне от 1.7 (±0.8) мас.% для Горелого вулкана до 4.4 (±1.2) мас.% для Карымского вулкана.

Для оценки условий плавления мантийного источника мы использовали метод геохимической термометрии, описанный в работе [Portnyagin et al., 2007]. Согласно проведенному моделированию, первичные расплавы изученных вулканов могут быть получены в результате 5-17 мас. % плавления (рис. 1) обогащенного источника MORB (E-DMM). Используя эти оценки степени частичного плавления и содержание H₂O в расплавах, скорректированное до равновесия с оливином Fo₉₀ можно оценить, что плавление мантии Восточного Вулканического Фронта Камчатки происходило при температуре в основном ~0-50°C ниже солидуса «сухого» перидотита (рис. 1). Эти оценки соответствуют ~1270 - 1210 °C.

Полученные нами оценки температур плавления мантии под Камчаткой несколько ниже, чем полученные ранее в работе [Portnyagin et al., 2007]. Это является прямым следствием более высоких оценок содержания H₂O в исходной магме, полученных в нашей работе. Более низкие оценки температур также получены для других вулканов Камчатки, для которых есть новые данные по содержанию H₂O в исходных расплавах [Mironov et al., 2015; Kamenetsky et al., 2017]

(рис. 1). Т.о., данные нашей работы и других исследователей говорят о температурах плавления мантии под Камчаткой до 50-75°C ниже солидуса сухого перидотита. Возможным исключением является вулкан Горелый, для которого были оценены [Назарова и др., 2017] условия близкие к солидусу перидотита. Породы вулкана Горелый содержат умеренно магниезный оливин Fo_{84-85} , поэтому нельзя исключать, что расплавы были существенно дифференцированы и потеряли часть исходного, возможно более высокого содержания H_2O .

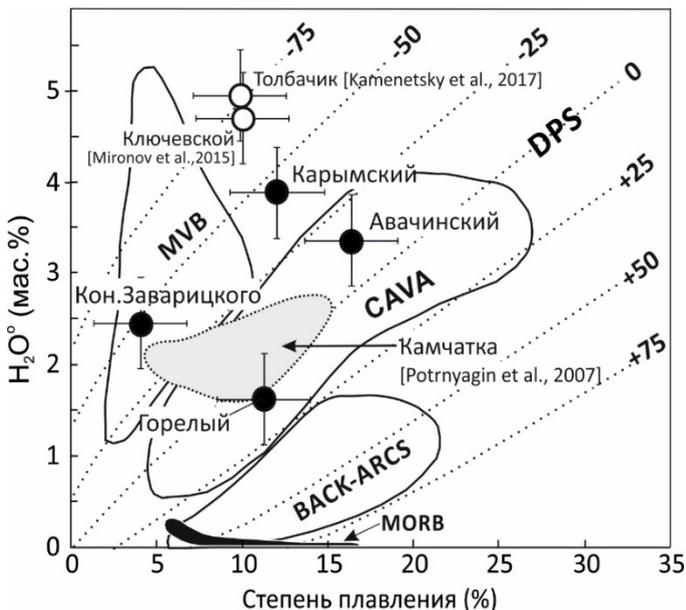


Рис. 1. Параметры мантийного плавления для первичных расплавов вулканов Камчатки. На графике показаны соотношения между степенью плавления перидотита и содержанием H_2O в первичных магмах (H_2O°) при различных температурах плавления по модели [Portnyagin et al., 2007]. Пунктирные линии показывают отклонение температур плавления от температуры «сухого» солидуса мантийного перидотита при давлении 1.5 ГПа.

Назарова Д.П., Портнягин М.В. и др. Исходное содержание H_2O и условия образования родоначальных магм вулкана Горелый (Южная Камчатка) по данным микроэлементной термобарометрии // ДАН, 2017, 472 (3), с. 311-314.

Almeev R.R., Holtz F., Koepeke J., Parat F., Botcharnikov R.E. The effect of H_2O on olivine crystallization in MORB: Experimental calibration at 200 MPa // Am. Mineral., 2007, V. 92(4), p. 670-674

Coogan L.A., Saunders A.D. et al. Aluminum-in-olivine thermometry of primitive basalts: Evidence of an anomalously hot mantle source for large igneous provinces // Chem. Geol., 2014, V. 368, p.1-10

Danyushevsky L.V., Plechov P. Petrolog3: Integrated software for modeling crystallization processes // Geochem. Geophys. Geosyst., 2011, V. 12(7), doi: 10.1029/2011GC003516

Ford C.E., Russell D. G., Groven J. A., Fisk M. R. Distribution coefficients of Mg^{2+} , Fe^{2+} , Ca^{2+} and Mn^{2+} between olivine and melt // J. Petrol., 1983, V.24, p. 256–265

Grove T.L., Till C.B., Krawczynski M.J. The Role of H_2O in Subduction Zone Magmatism // Ann Rev Earth Planet Sci., 2012, 40(1), p. 413-439.

Kamenetsky V.S., Zelensky M., et al. Silicate-sulfide liquid immiscibility in modern arc basalt (Tolbachik volcano, Kamchatka): Part II. Composition, liquidus assemblage and fractionation of the silicate melt // Chem. Geol., 2017, V. 471, p. 92-110.

Lloid A.S., Plank T. et al. Volatile loss from melt inclusions in pyroclasts of differing sizes // *Contrib Mineral Petrol.*, 2013, V. 165, 129–153.

Mironov N., Portnyagin M. et al. Quantification of the CO₂ budget and H₂O–CO₂ systematics in subduction-zone magmas through the experimental hydration of melt inclusions in olivine at high H₂O pressure. *EPSL*, 2015, V. 415, p. 1–11

Plank T., Cooper L., Manning C.E. Emerging geothermometers for estimating slab surface temperatures// *Nature Geoscience*, 2009, (2), 611–615.

Portnyagin M.V., Hoernle K., Plechov P.Y. et al. Constraints on mantle melting and composition and nature of slab components in volcanic arcs from volatiles (H₂O, S, Cl, F) and trace elements in melt inclusions from the Kamchatka Arc. // *EPSL*, 2007, V. 255(1-2), p. 53–69

Sobolev A.V., Chaussidon M. H₂O concentrations in primary melts from island arcs and mid-ocean ridges: implications for H₂O storage and recycling in the mantle // *EPSL*, 1996, V. 137, p. 45–55

Sobolev A.V., Asafov E.V., Gurenko A.A. et al. Komatiites reveal an Archean hydrous deep-mantle reservoir // *Nature*, 2016, V. 531(7596), P. 628–632, doi: 10.1038/nature17152

ЭВОЛЮЦИЯ МАГНЕЗИАЛЬНЫХ БАЗАЛЬТОВ ВУЛКАНА МЕНЬШИЙ БРАТ: ФЛЮИДНЫЕ И РАСПЛАВНЫЕ ВКЛЮЧЕНИЯ ВО ВКРАПЛЕННИКАХ ПЛАГИОКЛАЗА

И.Р. Низаметдинов¹, Д.В. Кузьмин¹

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

Вулкан Меньший Брат находится на фронте Курило-Камчатской островной дуги и расположен в кальдере Медвежья на северо-востоке о. Итуруп. Он представляет собой крупное экструзивное тело андезитового состава (купол вулкана) высотой 560 м и шириной около 800 м. На вершину купола насажены два шлаковых конуса – северо-западный, именуемый Коротышка, и юго-восточный – Восток, из кратеров которых происходили выбросы шлаков и излияния лавовых потоков, которые сложены оливин-пироксен-плагиоклазовыми базальтами и андезибазальтами. Возраст этих пород не превышает нескольких сотен лет.

Излияния потоков магнезиальных базальтов голоценового возраста в пределах Курило-Камчатской островной дуги является редким явлением. Относительно высокое содержание магния (до 9 мас. %) в базальтах свидетельствует об их исходно мантийной природе. В данной работе приведены результаты исследования флюидных и расплавных включений во вкрапленниках плагиоклаза из лав и тефры шлаковых конусов.

Плагиоклаз – наиболее распространенный минерал изучаемых базальтов. Он образует самостоятельные вкрапленники (рис. 1.) размером до 3 мм и часто входит в состав гломеропорфировых сростков с авгитом и феррогиперстеном.

В изучаемых образцах вкрапленники плагиоклаза обладают зональностью, которая выражена в изменениях химического состава (рис. 2.) и распределении включений минералообразующих сред. По содержанию анортитового минала выделяются в целом две зоны. Внутреннее пятнистое ядро с чередованием темных низко-кальциевых (An₇₀₋₈₅) и светлых высоко-кальциевых (An₈₅₋₉₀) зон. Внешняя – концентрически-зональная часть, характеризующаяся чередованием зон с анортитом от An₇₅ до An₉₅.

Повсеместно плагиоклаз содержит большое количество расплавных и кристаллических включений, гораздо реже встречаются флюидные газовые включения. Первичные расплавные включения располагаются в виде зональных и азональных групп и по составу отвечают плагиориолиту. Они более кислые, чем валовые составы самих пород и расплавных включений в оливине [Низаметдинов и

др., 2017]. Их состав в пятнистом ядре не отличается от состава в концентрически зональной периферии вкрапленников.

В качестве кристаллических включений встречены авгит, феррогиперстен и магнетит, которые по составу неотличимы от минералов-вкрапленников, что говорит об одновременной кристаллизации этих минералов. Флюидные включения по данным рамановской спектроскопии содержат малоплотную CO₂.

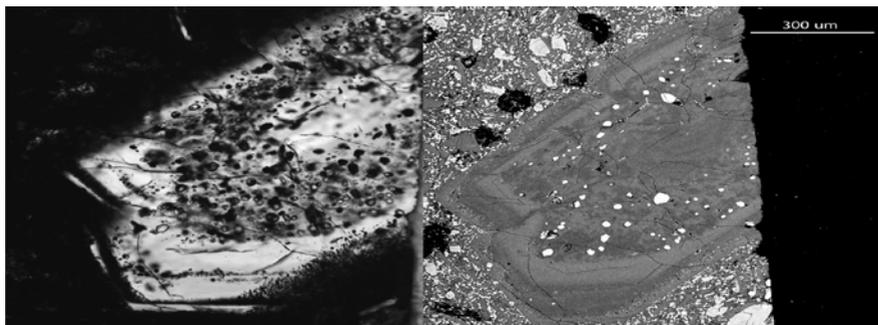


Рис. 1. Зональное строение вкрапленника плагиоклаза из базальтов вулкана Меньший Брат. Слева – вкрапленник плагиоклаза в проходящем свете (никколи параллельны), справа – BSE-изображение этого вкрапленника.

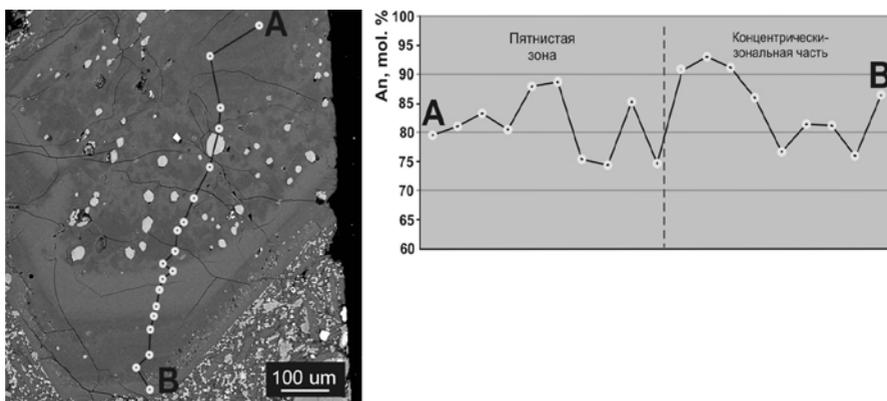


Рис. 2. Профиль по содержанию анортитового компонента во вкрапленнике плагиоклаза из базальтов вулкана Меньший Брат.

В общем случае зональность плагиоклаза можно охарактеризовать следующей сменой зон от ядра к периферии:

1. Внутренняя зона с высоким содержанием анортитового минала до 95 мол. %. Содержит только расплавные включения.
2. Пятнистая зона. Содержание анортитового минала в темных пятнах 70-80 мол. %, а в светлых 90-95 мол. %. Эта зона обогащена включениями. При этом кристаллические включения пироксенов и флюидные включения приурочены только к пятнам высококальциевого плагиоклаза.
3. Зона с высоким содержанием анортитового минала 95 мол. %. Содержит только расплавные включения.

4. Зона с ритмичной концентрической зональностью по содержанию анортита (от битовнита к анортиту) в которой содержатся расплавные включения.

Полученные данные говорят, что плагиоклаз и пироксены кристаллизовались из кислого расплава и поэтому они являются ксеногенными для изучаемых магнезиальных базальтов. Сложная зональность плагиоклаза по составу и закономерное распределение флюидных и кристаллических включений в нем, вероятно, связаны с вариациями флюидного режима и дегазацией расплава в кислой магме перед смешением двух магм.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (проекты 18-35-00491, 16-05-00894, 18-05-00819), государственного задания (тема №0330-2016-0005) и гранта программы комплексных научных исследований СО РАН №44.2.

Низаметдинов И.Р., Кузьмин Д.В., Смирнов С., Тимина Т.Ю., Шевко А.Я., Гора М.П. Происхождение базальтов вулкана Меньший Брат (кальдера Медвежья, о. Итуруп) // Петрология магматических и метаморфических комплексов: Материалы Всероссийской конференции с международным участием, 2017, В. 9, сс. 333-338.

ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ НИКОЛАЕВСКОГО ПОЛИМЕТАЛЛИЧЕСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ (ПРИМОРСКИЙ КРАЙ, РОССИЯ)

Э.Г. Одариченко¹, Л.И. Рогулина¹, В.Ю. Прокофьев²

¹ИГиП ДВО РАН, Благовещенск, Россия, odarichenkoella@gmail.com, rogulina@mail.ru

²ИГЕМ РАН, Москва, Россия, vpr@igem.ru

Крупное скарново-полиметаллическое месторождение Николаевское расположено в Дальнегорском рудном районе Приморского края. Оно залегает в Восточно-Сихотэ-Алинском вулканно-плутоническом поясе в пределах интрузивно-купольного поднятия. В геологическом строении месторождения принимают участие олистостромовые средне- и верхнетриасовые известняки, являющиеся фрагментами палеогайотов [Ханчук, 2000], и турбидитовые толщи Таухинского террейна, смятые в систему складок от северо-восточного до субмеридионального простирания. Терригенные породы террейна перекрыты пологозалегающими поздне меловыми вулканитами среднего и кислого составов. На поверхности месторождение представлено жильными рудными телами, а на глубине – скарновыми [Рогулина, Свешникова, 2008]. Основные скарновые тела - пластовые и трубообразные залежи, локализованные в олистостромовой толще на контакте известняков с кислыми вулканитами. Жильные рудные тела расположены в игнимбритах и туфах риолитов, а также в габбро-диоритах. Снизу вверх по вертикали (550 м) располагаются залежи Нижняя, Восток-I и «глыбовые» рудные тела: Харьковское, Шокуровское, Сафроновское, Марьевское, Жерловое. «Глыбовые» скарновые тела находятся на 100–150 м гипсометрически выше основной залежи Восток-I.

Для залежей характерно образование метасоматических полостей (продушин) вдоль тектонических трещин с уникальными друзьями минералов: кальцита, кварца, галенита, сфалерита, пирротина, пирита, ильваита, флюорита, апофиллита, аксинита. Скарновые рудные тела имеют сложное внутреннее строение и состоят из следующих минеральных зон: 1) сульфидно-геденбергитовой; 2) кварц-карбонат-сульфидной; 3) хлорит-серцит-кварц-карбонатной с эпидот-цоизитом. В первых двух зонах сконцентрированы основные запасы свинца и цинка.

Методами термобарогеохимии изучены пластины, изготовленные из образцов, отобранных из горных выработок рудных залежей Восток-I и Харьковской. Флюидные включения, пригодные для микротермометрических измерений, обнаружены в диопсиде из сульфидно-геденбергитовой зоны Харьковской залежи, а также кальците и кварце кварц-карбонат-сульфидной зоны залежи Восток-I. Микротермометрическое исследование индивидуальных включений проводилось в ИГЕМ РАН на микроскопе Amplival с длиннофокусным объективом 80x Olympus с использованием измерительного комплекса THMSG 600 Linkam, видеокамеры и управляющего компьютера. Точность измерений температуры составляла $\pm 0,2^\circ\text{C}$ в интервале температур от -20 до $+20^\circ\text{C}$ и снижалась при более высоких и низких температурах. Состав солей, преобладающих в водных растворах флюидных включений оценивался по температурам плавления эвтектик ($T_{\text{эвт.}}$) [Борисенко, 1977]. Концентрация солей, плотность и давление флюида рассчитывались с использованием программы FLINCOR [Brown, 1989]. Состав газовой фазы флюидных включений определялся на спектрометре комбинационного рассеяния Horiba LabRam HR 800 в ЦКП ДВГИ ДВО РАН.

Согласно минерало-петрографическим исследованиям диопсид относится к наиболее ранним минералам сульфидно-геденбергитовой зоны и отражает начальную стадию рудообразования. По фазовому наполнению первичные включения в диопсиде – двухфазовые, состоящие из прозрачной жидкости и газового пузырька объемом 20-30% от объема вакуолей. Размер ФВ от 5 до 30 мкм, чаще всего они имеют удлиненную, неправильную форму, иногда форму отрицательного кристалла. Гомогенизация первичных ФВ ($n=17$) происходит в жидкую фазу в интервале температур 372-376 $^\circ\text{C}$. Температуры эвтектики изменяются в интервале от -50 до -34°C , что свидетельствует о хлоридном составе раствора с присутствием в нем ионов Na, K, Mg и Ca. Концентрация солей в растворе ФВ 9,7-1,8 мас.% экв. NaCl, плотность флюида 0,52-0,69 г/см³. Методом Рамановской спектроскопии определить состав газовой фазы ФВ не удалось, что может быть связано с ее низкой плотностью.

Первичные ФВ в кальците многочисленны, их размер составляет от 3 до 50 мкм. Они располагаются по зонам роста кристаллов. ФВ состоят из прозрачной жидкости и газового пузырька объемом 15-35% от объема вакуолей. Гомогенизация ФВ ($n=11$) в жидкость происходит при температуре 263 $^\circ\text{C}$. Температура эвтектики ФВ составляет -33°C , что говорит о хлоридном составе раствора с присутствием в нем ионов Mg, концентрация солей в растворе ФВ 4,9 мас.% экв. NaCl, плотность флюида – 0,82 г/см³. Температура плавления газгидрата 5,7 $^\circ\text{C}$. По данным Рамановской спектроскопии газовая фаза ФВ включений представлена CO₂ (волновое число линии для CO₂ составляет 1285,3 см⁻¹ и 1388,3 см⁻¹, Δ равна 103 см⁻¹), что по данным [Frezza et al., 2012] соответствует плотности CO₂ 0,1-0,2 г/см³.

Первичные ФВ в кварце единичны и расположены азонально. Они имеют в основном удлиненную форму, редко форму отрицательных кристаллов, их размер от 3 до 15 мкм. Первичные ФВ состоят из прозрачной жидкости и газового пузырька объемом 15-30% от объема вакуолей. Гомогенизация ФВ ($n=6$) происходит в жидкость при температуре 238 $^\circ\text{C}$. Температура эвтектики ФВ -26°C , что говорит о присутствии в растворе хлоридов Na и K. Концентрация солей в растворе ФВ составляет 1,0 мас.% экв. NaCl, плотность флюида – 0,82 г/см³. По данным Рамановской спектроскопии в составе газовой фазы получен спектр H₂O (liquid). Получить Рамановский спектр CO₂ не удалось, но косвенно на ее присутствие указывает подвижность газового пузырька при комнатной температуре. Возможно, сложность диагностики CO₂ связана с ее низкой плотностью.

Таким образом, изучение методами термобарогеохимии первичных ФВ в минералах сульфидно-геденбергитовой и кварц-карбонат-сульфидной рудных зон

Николаевского месторождения позволило определить физико-химические условия отложения рудного вещества на Николаевском месторождении. Ранняя сульфидно-геденбергитовой стадия характеризуется относительно высокими температурами гомогенизации 372-376°C, присутствием в составе раствора ФВ хлоридов Na, K, Mg и Ca, концентрацией солей в растворе 9,7-1,8 мас.% экв. NaCl и плотностью флюида 0,52-0,69 г/см³. Для более поздней кварц-карбонат-сульфидной стадии характерны более низкие температуры гомогенизации 238-263°C, хлоридный состав раствора ФВ с присутствием в нем ионов Na, K и Mg, снижение концентрации солей в растворе ФВ 4,9-1,0 мас.% экв. NaCl и возрастание плотности флюида до 0,82 г/см³. Вероятно, низкая плотность CO₂ в ФВ в кальците (0,1-0,2 г/см³), а также сложность диагностики газовой фазы ФВ в диопсиде и кварце указывают на невысокое давление флюида на Николаевском месторождении. Весьма вероятно, что температуры гомогенизации ФВ соответствуют минимальным температурам минералообразования.

Работа выполнена при финансовой поддержке гранта РФФИ № 16-05-00069 и Комплексной программы ФНИ ДВО РАН «Дальний Восток» проект № 18-2-001.

Борисенко А.С. Изучение солевого состава растворов газовой-жидких включений в минералах методом криометрии // Геология и геофизика. 1977. № 8. С. 16-27.

Роголина Л.И., Свешникова О.Л. Николаевское скарново-полиметаллическое месторождение (Приморье, Россия) // Геология рудных месторождений, 2008, том 50, № 1, с. 67-82.

Ханчук А.И. Палеогеодинамический анализ формирования рудных месторождений Дальнего Востока России // Рудные месторождения континентальных окраин. Владивосток: Дальнаука, 2000. С. 5-32.

Brown P. FLINCOR: a computer program for the reduction and investigation of fluid inclusion data // Amer. Miner., 1989. V. 74. P. 1390-1393.

Frezzotti M.L., Tecce F., Cassagli A. Raman spectroscopy for fluid inclusion analysis // Journal of Geochemical Exploration 112 (2012). P.1-20.

К ОЦЕНКЕ ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКИХ ПАРАМЕТРОВ ГЕНЕЗИСА МЕСТОРОЖДЕНИЯ СЕРЕБРА СПРУТ (СЕВЕРНАЯ КАМЧАТКА)

В.М. Округин¹, Е.Д. Скильская¹, А.А. Гайчуков¹, К.О. Шишканова¹, Е.И. Лобзин²

¹Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, Петропавловск-Камчатский, Россия, okrugin@gmail.com

²ОА «Северо-Восточное Производственно-Геологическое Объединение»

Золото-серебряное месторождение Спрут - второй по значимости рудный, преимущественно серебряный, объект Тклаваямского серебряно-золоторудно-россыпного узла. Месторождение располагается в пределах Ичигин-Унневаймской вулканотектонической депрессии неподалёку от известного камчатского золоторудного гиганта – месторождения Аметистовое. Площадь месторождения Спрут составляет 13 км². Запасы по предварительным оценкам могут достигать 1,5 тыс. т серебра и 40-50 т золота. При этом содержания металлов в рудах крайне не выдержано: серебро - 146-4850 г/т, золото – 1-44 г/т [Яблокова и др., 2014]. С проведением масштабных геолого-разведочных работ появилась уникальная возможность отбора образцов для изучения рудной минерализации и, что особенно ценно, флюидного режима серебряных руд. В тезисах приводятся результаты первого изучения флюидных включений месторождения Спрут. Эти данные имеют принципиально важное значение. Это первые параметры температуры, плотности и концентрации гидротермальных растворов рудных месторождений Севера Камчатки, залегающих в Корякско-Западно-Камчатского вулканическом поясе. Немногочисленные предыдущие исследования газовой-жидких включений были

выполнены для руд месторождений Южной [Боровиков и др., 2008; Takahashi et al., 2002, 2006, 2007] и Центральной Камчатки [Andreeva et al., 2013].

Месторождение Спрут располагается в пределах изометричной по форме вулканотектонической структуры (ВТС) в пределах Ичигин-Унневаймского вулканотектонической депрессии на севере Камчатки. ВТС сложена вулканическими, субвулканическими образованиями, а также пирокластическим материалом Ичигинского и Уннейского вулканических комплексов (ВК). Покровная фация представлена мощными до 180 м потоками андезитового и дациандезитового составов. Среди магматических тел откартированы андезиты, дациты Ичигинского ВК и экструзии Уннейского ВК. Последние широко распространены в южной части месторождения. Потенциально рудоносные структуры приурочены к довольно крупному субвулканическому телу дацит-порфиров Ичигинского ВК. Околорудные породы в различной степени изменены метасоматическими процессами [Петренко, 1999; Лобзин, 2014].

Сереброносные руды характеризуются богатым спектром текстур, но, как и для большинства камчатских месторождений, особо широко распространены брекчиевые текстуры.

Основная минералогическая особенность руд месторождения Спрут – это наличие разнообразных минералов серебра, селена, сурьмы и германия. К главным рудным минералам отнесены акантит (Ag_2S), пираргирит (Ag_3SbS_3); к второстепенным и редким – агвиларит (Ag_4SeS), науманит (Ag_2Se), прустит (Ag_3AsS_3), стибипирсеит-арсенополибазит ($(\text{Ag}, \text{Cu})_{16}(\text{As}, \text{Sb})_{2-3}\text{S}_{11}$), блеклые руды, халькопирит, пирит, сфалерит, галенит, самородное серебро, самородное золото, электрум, кюстелит, киноварь, различные теллуриды, селениды и другие [Руссу и др., 2015; Шишканова Лобзин, 2014; Яблокова и др., 2014].

Образцы жильного кварца с богатым до убогим вкраплением рудной минерализации для изучения газовой-жидких включений отбирались в основном из магистральных канав во время проведения разведочных и оценочных работ компанией «Камчатгеология» на территории рудопроявления в 2013-2014 гг. Всего было подготовлено 17 двуполированных кварцевых пластин.

Газово-жидкие включения были найдены в образцах гребенчатого хорошо раскристаллизованного кварца, аметистового кварца и карбоната. Кварц и его разновидности насыщены разнообразными по форме и размерам включениями. Размеры включений составляют 10 и более микрон. Многие включения деформированы с изменением формы и объемом газовой и жидкой фазы. При комнатной температуре включения содержат две фазы: газообразную и жидкую при доминировании последней. Газообразные включения редки и встречаются в составе групп с жидкими включениями. Данные по температуре и плотности гидротермальных растворов месторождения Спрут сопоставимы с таковыми для других эпитеpmальных объектов Камчатки. Гидротермальные растворы малоплотные, порядка 1-2 % NaCl экв.. Температуры гомогенизации газовой-жидких включений укладываются в интервал 250-300 °C.

Авторы выражают благодарность сотрудникам лаборатории вулканогенного рудообразования ИВиС ДВО РАН В.В. Куликову, Р.Н. Куликовой, А.А. Платонову за помощь в подготовке образцов для исследований.

Боровиков А.А., Борисенко А.С., Лапухов А.С. Физико-химические условия формирования золоторудного месторождения Асача (Камчатка) // Материалы XIII Международной конференции по термобарогеохимии. Москва: ИГЕМ РАН, 2008. С. 11-13.

Лобзин Е.И. и др. Отчет о результатах работ по объекту «Поисковые работы на рудное золото и серебро в пределах рудного поля Спрут (Камчатский край)». ОАО «Камчатгеология», 2014. 218 с.

Округин В.М., Зобенько О.А., Яблокова Д.А. Серебряные руды – новый перспективный вид сырья горнорудной промышленности Камчатки. Камчатская краевая библиотека http://www.kamlib.ru/resources/okrugin_31.htm

Петренко И.Д. Золото-серебряная формация Камчатки. С-Петербург: ВСЕГЕИ, 1999. 115 с.

Руссу К.И., Шишканова К.О., Лобзин Е.И. Новые данные о золото-серебряной минерализации рудопроvinces Спрут (Северная Камчатка) // Материалы XIV региональной молодежной научной конференции. П-Камчатский: ИВиС ДВО РАН, 2015. С. 17-30.

Шишканова К.О., Лобзин Е.И. Сфалерит в рудах месторождения Спрут // Материалы XII региональной молодежной научной конференции. П-Камчатский: ИВиС ДВО РАН, 2014. С. 39-50.

Яблокова Д.А., Зобенько О.А., Лобзин Е.И. Пирит месторождения Спрут (Северная Камчатка) // Материалы XII региональной молодежной научной конференции. П-Камчатский: ИВиС ДВО РАН, 2014. С.17-30.

Andreeva E.D., Matsueda H., Okrugin V., Takahashi R., Ono S. Low-sulfidation epithermal Au-Ag-Te mineralization in Aginskoe deposit, central Kamchatka, Russia // Res. Geol., V. 63. 2013. P. 337-349.

Takahashi, R., Matsueda, H., Okrugin, V. M. Hydrothermal gold mineralization at the Rodnikovoe deposit in South Kamchatka, Russia // Res. Geol., V. 52. 2002. P. 359-369.

Takahashi, R., Matsueda, H., Okrugin, V. M., Shuiji, O. Polymetallic and Au-Ag mineralizations at the Mutnovskoe deposit in South Kamchatka, Russia // Res. Geol. V. 56. 2006. P. 141-156.

Takahashi, R., Matsueda, H., Okrugin, V. M., and Shuiji, O. Epithermal gold-silver mineralization of the Asachinskoe deposit in South Kamchatka, Russia // Res. Geol. V. 57. 2007. P. 354-373.

Интернет-Ресурсы:

Российское Агентство Информации «КАМЧАТКА-ИНФОРМ». Режим доступа: kamchatinfo.com

ОСОБЕННОСТИ СОСТАВА ЩЕЛОЧНЫХ МАГМ ВУЛКАНИЧЕСКОГО КОМПЛЕКСА ВУЛЬТУРЕ (ИТАЛИЯ)

Л.И. Панина, А.Т. Исакова, М.А. Рябуха, Е.Ю. Рокосова
ИГМ СО РАН, Новосибирск, Россия, panina@igm.nsc.ru

Для Вультуре характерны три вулканических цикла. Ранний этап характеризуется фonoлит-трахитовым и игнимбритовым извержением. Второй этап включает пирокластические извержения и незначительные потоки лавы тефритов, фonoлитов, базанитов и фонотефритов, а также незначительно мелилититов и гаюинофиров. В третий этап образовались туфовые отложения преимущественно карбонатит-мелилититового состава.

На Вультуре нами изучены расплавные включения в гаюиновых тefрофonoлитах из лавового потока Piana Comune, где они совместно с лейцит-оливиновыми фойдитами слагают существенный объем вулканитов. В химическом составе породы (табл. 1, ан. 1) Na преобладает над K ($Na_2O/K_2O=1.55$), содержится (мас. %): 10.2 CaO, 17.8 Al₂O₃, 1.1 TiO₂, 0.9 BaO и 0.3 SO₃. Порода состоит из ксенокристов и вкрапленников клинопироксена, лейст плагиоклаза, биотита, небольших зерен гаюина, анальцима, магнетита, погруженных в бурое стекло. Структура породы – порфиоровая. Ксенокристы клинопироксена (Срх I) обычно бесцветные или светло-зеленого цвета. Вкрапленники клинопироксена однородные и зональные. В зональных вкрапленниках центральные части (Срх II) чаще имеют светло-зеленую или желтовато-зеленую окраску, а каймы (Срх III) – бурую и зеленую. Срх I отвечает составу диоксида, Срх II – салиту, а Срх III – титанавгиту. В Срх III обычно сосредоточено большое количество хадакристаллов гаюина, плагиоклаза, апатита.

Первичные расплавные включения в Срх присутствуют в небольшом количестве. Они иногда отмечаются поодиночке, чаще группами, нередко фиксируя в зональных вкрапленниках переходную зону от ядра к кайме. Содержимое включений обычно тонкораскристаллизованное, частично раскристаллизованное и стекловатое,

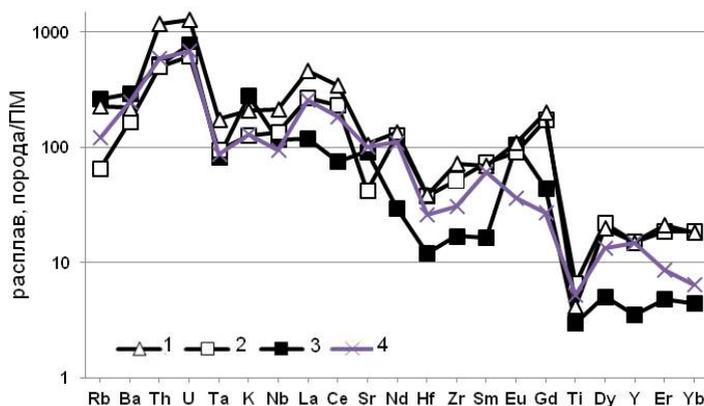
реже – грубобраскристаллизованное. Среди дочерних фаз в последних присутствуют флогопит, ортоклаз, анальцит, авгит, титаномагнетит. Гомогенизация содержимого включений происходит при 1200 - 1170°C.

Таблица. Хим. состав породы (1) и расплавных включений в клинопироксене (2-6), мас. %

компоненты	1(1)	2(3)	3(7)	4(9)	5(5)	6(6)
SiO ₂	46.39	46.31	48.03	52.27	53.20	60.03
TiO ₂	1.13	1.38	1.04	0.81	0.67	0.07
Al ₂ O ₃	17.78	13.93	16.08	17.30	18.37	22.75
FeO	8.02	6.84	5.25	4.97	3.50	0.32
MnO	0.19	0.25	0.15	0.17	0.07	0.00
MgO	4.70	6.57	4.85	4.51	3.68	0.00
CaO	10.17	15.04	9.50	9.79	5.35	0.47
Na ₂ O	4.05	2.93	2.90	3.13	3.77	5.00
K ₂ O	2.61	2.37	4.00	4.59	5.58	8.54
BaO	0.86	0.10	0.24	0.29	0.24	0.00
SrO	-	0.16	0.11	0.13	0.08	0.00
P ₂ O ₅	-	1.41	0.72	0.34	0.19	0.10
Cl	-	0.22	0.48	0.32	0.47	0.51
SO ₃	0.33	0.33	0.72	0.21	0.26	0.07
сумма	98.41*	97.84	94.27	98.83	95.43	97.86

Примечание:* - в том числе 2.18 мас. % LOI

практически всех малых элементов, за исключением Rb и Ba.



Различия отмечаются у законсервированных фонолитовых расплавов также по содержанию микроэлементов и их индикаторным отношениям. В целом все расплавы обогащены некогерентными элементами выше мантийной нормы: по LILE, LREE, MREE – более чем на 2 порядка, по HREE – несколько выше 1 порядка или ниже для Б-фонолитовых расплавов. Характерно, что последние содержат более низкие концентрации

Рис. Спектр распределения примесных элементов в застеклованных расплавных включениях, содержащихся в Срх (1-3), а также в породе (4). Стекло включений: 1 – тефритовое, 2 – А-фонолитовое, 3 – Б-фонолитовое.

Спектр распределения малых элементов в законсервированных расплавах, нормализованный к примитивной мантии [Sun, McDonough, 1989], имеет отрицательный уклон (рис.), что свидетельствует о небольшой степени плавления мантийного вещества и сохранении в рестите граната. На спектре у всех

законсервированных расплавов отмечаются отрицательные Hf, Ti, Ta, Y - аномалии и U - положительные; для Б-фонолитовых расплавов характерны положительные Eu, Sr и K аномалии, а для тефритовых и А-фонолитовых расплавов – положительные Gd и La, а также отрицательные Sr-аномалии. Относительное содержание Eu в тефритовых и А-фонолитовых расплавах близко к хондритовому ($Eu/Eu^*=0.79$ и 0.87 , соответственно), а в Б-фонолитовых – в 3.7 раз больше его. Б-фонолитовые расплавы отличаются от А-фонолитовых и тефритовых также по отношениям La/Nb (0.99 против 2.07 и 1.90), Y/Nb (0.19 против 0.45 и 0.72) и Zr/Nb (2.29 против 5.31 и 6.01), которые отражают характер мантийных источников и свидетельствуют об их различии.

По-видимому, о разных магматических источниках Вультуре и разных составах родоначальных магм свидетельствуют также ранее установленные разные типы щелочности у близких по химизму включений: натровый в расплавах, законсервированных в Сrx и Ol фонолит-нефелинитовых бомб [Solovova et al., 2005] и калиевый – во включениях в Сrx из оливиновых фойдитов [Panina, Stoppa, 2009]. По мнению L. Melluso et al. (1996) особенности химического состава минералов в лавовых потоках и дайках Вультуре, вероятнее всего, также указывают на различные родительские магмы для полевошпатовых и мелилитосодержащих пород вулкана.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (грант № 17-05-00285).

Melluso L., Morra V., Girolamo P. The Mt.Vulture volcanic complex (Italy): evidence for distinct parental magmas and for residual melts with melilite // Miner. Petrol., 1996, 56, P. 225-250.

Panina L.I., Stoppa F. Silicate-carbonate-salt liquid immiscibility and origin of the sodalite-haüyne rocks: study of melt inclusions in olivine foidite from Vulture Volcano, S.Italy // Cent. Eur. J. Geosci., 2009, 1(4), P. 377-392.

Solovova I.P., Girnis A.V., Kogarko L.N. et al. Compositions of magmas and carbonate-silicate liquid immiscibility in the Vulture alkaline igneous complex, Italy // Lithos, 2005, 85, P. 113-128.

Sun S.S., McDonough W.F. Chemical and isotopic systematic oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. In: Saunders A.D., Norry M.J. (eds) Magmatism in the ocean basins. Geological Society, London, 1989, P. 313-345.

АНАЛИЗ СОСТАВА ФЛЮИДНЫХ ВКЛЮЧЕНИЙ В КВАРЦЕ И КАЛЬЦИТЕ РЯДА ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ОБЪЕКТОВ УРАЛА ПО ДАННЫМ РАМАНОВСКОЙ СПЕКТРОСКОПИИ

Панкрушина Е.А.¹, Вотяков С.Л.¹, Прибавкин С.В.¹, Притчин М.Е.¹, Кисин А.Ю.^{1,2}, Щапова Ю.В.¹.

¹Институт геологии и геохимии имени академика А.Н. Заварицкого, УрО РАН, Екатеринбург, Россия, pankrushina@igg.uran.ru

²Уральский государственный горный университет, Екатеринбург, Россия.

Рамановская спектроскопия – эффективный метод локального анализа [Nasdala, 2010], позволяющий выполнять оценки содержания основных компонентов во флюидных включениях, локализованных в объеме минерала и имеющих размеры от единиц до десятков микрометров, выделять принадлежность включений к «различным поколениям».

Цель работы – определение состава флюидных включений методом рамановского рассеяния (РР) для ряда проб кварца и кальцита из геологических объектов Урала, анализ содержания основных компонентов включений, расчет плотности и давления основного компонента флюида.

Образцы. Исследованы пробы 1а, 2б, 4а-б, 6а, представляющие различные участки одного кристалла горного хрусталя из мраморов Светлинского золото-сульфидного месторождения, Пластовский район, Южный Урал [Кисин и др., 2015];

проба кальцита Kos-1 Косьвинского массива, Платиноносный пояс, Северный Урал [Прибавкин и др., 2017].

Методы исследований. Спектры РР получены на спектрометре LabRam HR800 с микроскопом Olympus BX-FM (объектив MPlan N x100) и He-Ne- и Ar-лазером (длина волны излучения 633 и 514 нм, соответственно), дифракционной решеткой 1800 шт/мм, работающего в режиме конфокальной съемки с пространственным латеральным разрешением ~2 мкм и по глубине ~3 мкм. Спектры получены при 10 накоплениях; для достижения оптимального отношения сигнала к шуму длительность накопления – 30 с.

Следуя [Hurai et al., 2015], для количественного определения мольного соотношения газов во флюиде использовалось следующее соотношение:

$$X_a = [A_a / (\sigma_a \zeta_a)] / \sum [A_i / (\sigma_i \zeta_i)],$$
 где X_a – мольная доля компонента в смеси; A_a и

σ_a – площадь и «сечение» соответствующей линии в спектре РР a -компоненты; ζ_a – коэффициент эффективности спектрометра на частоте соответствующей линии РР (как правило, нормируется на 2331 см⁻¹, что соответствует $\zeta(N_2)$); X_i , A_i , σ_i , ζ_i – соответствующие значения для i -компонента во включении. В соответствии с [Hurai, et al. 2015], плотность флюида ρ (г/см³) оценивалась по расстоянию между линиями $\Delta = 2\nu_2 - \nu_1$ (см⁻¹) в спектре РР молекулы CO₂ по следующему выражению, справедливому для гомогенных флюидных включений с содержанием CO₂ не менее 95 мол. % в диапазоне плотностей 0.1 – 1.24 г/см³:
$$\rho = -0.03238697 \cdot \Delta^3 + 10.08428 \cdot \Delta^2 - 1046.189\Delta + 36163.67.$$

Для расчета плотности (до 0.55 г/см³) и давления во флюиде, содержащем CH₄, использованы следующие соотношения, согласно [Zhang, 2015]:

$$D = \nu_d - \nu_0 = 211.3\rho^4 - 73.238\rho^3 + 24.477\rho^2 - 29.0632\rho$$

$$D = \nu_d - \nu_0 = 2.8095 \cdot 10^{-8} P^5 - 5.2333 \cdot 10^{-6} P^4 + 3.2622 \cdot 10^{-4} P^3 - 5.5116 \cdot 10^{-3} P^2 - 1.9228 \cdot 10^{-1} P,$$

где D (см⁻¹) – разница между измеренным положением колебательной моды в спектре РР, характеризующей симметричное валентное колебание связи С-Н в молекуле CH₄ во флюидном включении (ν_d) и известным положением этой моды при низкой плотности (ν_0), ρ – плотность (г/см³), P – давление CH₄ во флюиде (МПа).

Кварц Светлинского месторождения. Размер двухфазных включений в пробах 1а и 4а не превышает 50 мкм; согласно данным РР в составе газовой фазы присутствуют CO₂, N₂, H₂S (рис.). Размер включений в пробе 6а достигает 150 мкм; в газовой фазе присутствуют молекулы CO₂ и N₂. Размер трехфазных включений пробы 2б не превышает 150 мкм; установлены молекулы CO₂, N₂, H₂S, H₂ и CH₄. Размер включений в пробе 4б достигает 80 мкм; зарегистрированы спектры молекул CO₂, N₂ и H₂.

Таким образом, установлено, что основным компонентом флюидных включений кварца является CO₂; его мольная доля варьирует от 56 до 97 % мол; мольные доли N₂, H₂S и H₂ составляют 1–19, 2–19 и 2–23 % мол., соответственно. Для пробы 6а выполнены оценки плотности CO₂; ее значение составило 1.23±0.03 г/см³ (с целью дальнейшего определения P(CO₂) парциального).

Наличие во флюидных включениях проб Светлинского месторождения молекул H₂, H₂S, N₂ свидетельствует о восстановленных флюидах [Летников, 2001]. Присутствие H₂ во флюиде может быть объяснено как глубинными источниками, так и результатом высокобарического метаморфизма пород нижней коры в Кочкарском блоке. Аналогичные предположения можно высказать и по N₂. Для уточнения источников необходимы изотопные исследования. H₂S, вероятно, образовался за счет осадочной S. Наличие CO₂ хорошо объясняется метаморфизмом карбонатных пород.

Кальцит Косьвинского массива содержит включения различной топологии размером до 50 мкм, гомогенные – чистый CH_4 (рис.), что свидетельствует об образовании кальцита из CaSO_4 при взаимодействии последнего с метаном, выделяющимся из ультраосновных пород при серпентинизации [Маракушев, 1968]. По оценкам согласно данным РР плотность CH_4 и его давление составляют $0.174 \pm 0.007 \text{ г/см}^3$ и $21.89 \pm 5.40 \text{ Мпа}$, соответственно.

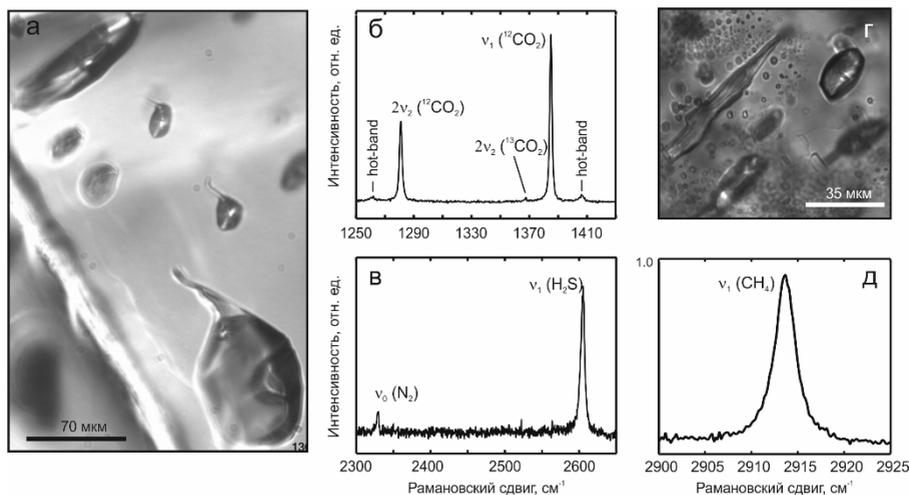


Рис. Микрофотографии проб кварца 1а (а) и кальцита Kos-1 (г), спектры РР CO_2 (б) и N_2 (в, 1а), CH_4 (д, Kos-1), возбужденные в газовой фазе флюидных включений.

Благодарности. Работа выполнена при финансовой поддержке г/б темы № 0393-2016-0025.

Кисин А.Ю., Притчин М.Е. Разрывная тектоника на Светлинском месторождении золота (Южный Урал) и ее рудоконтролирующая роль // Вестник Пермского университета. 2015. Вып. 3(28). С. 34 – 42.

Летников Ф.А. Сверхглубинные флюидные системы Земли и проблемы рудогенеза // Геол. рудн. местор. 2001. Т. 43. № 4. С. 291-307.

Маракушев А. А., Термодинамика метаморфической гидратации минералов, М., 1968. 200 С. Прибавкин С.В., Панкрушина Е.А., Михеева А.В., Готтман И.А., Карбонатные гидротермально-метасоматические образования Косьвинского камня (Северный Урал): продукты термохимической сульфатизации ангидрита // Ежегодник-2017. ИГГ УрО РАН. 2018 (в печати). Hurai V., Huraiova' M., Slobodni'k M., Thomas R. Geofluids. Developments in Microthermometry, Spectroscopy, Thermodynamics, and Stable Isotopes. Elsevier. 2015. 489 P.

Nasdala, L., Grotzschel, R., Probst, S., Bleisteiner, B., Irradiation damage in monazite-(Ce): an example to establish the limits of Raman confocality and depth resolution // Can. Mineral. 2010. V. 48. P. 351–359.

Zhang, J., Qiao, S., Lu, W., Hu, Q., Chen, S., Liu, Y. An equation for determining methane densities in fluid inclusions with Raman shifts // Journal of Geochemical Exploration. 2015. V. 171. P. 20–28.

ОСОБЕННОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ ЦИРКОН-БАДДЕЛЕИТОВЫХ РУД ПО ДАННЫМ ТЕРМОБАРОГЕОХИМИИ И ИЗОТОПИИ (МЕСТОРОЖДЕНИЕ АЛГАМА, ХАБАРОВСКИЙ КРАЙ)

В.А. Пахомова¹, А.И. Ханчук¹, Т.Б. Баянова², Н.В. Зарубина¹, Д.Г. Федосеев¹, В.Б.Тишкина¹

¹ФГБУН ДВГИ ДВО РАН, Владивосток, pakhomova@fegi.ru

²ГИН КНЦ РАН, Апатиты

Район месторождения циркониевых руд Алгама располагается в пределах Учуро - Майской плиты (юго - восток Сибирской платформы), осадочный чехол которой сложен образованиями рифея, венда и кембрия, представленными доломитами с прослоями песчаников (юдомская свита) [Багдасаров 1994]. Среди осадочных образований установлены редкие выходы кристаллического фундамента, которые представлены архейскими кристаллосланцами и гнейсами (одолинская свита). Гельциркон - бадделеитовое месторождение и ряд аналогичных рудопроявлений локализованы в породах кристаллического фундамента и платформенного чехла в обрамлении Ингилийской структуры центрального типа, ядро которой диаметром около 2 км представлено штоком шорломит - эгириновых ийолит - пегматитов и широким метасоматическим ореолом фенитов.

Ингилийский щелочно - ультраосновной массив имеет в плане овальную форму и поперечник около 6 км. Фундамент структуры сложен дислоцированными метаморфическими породами одолинской свиты архея, перекрытыми горизонтально залегающими рифейскими и вендскими терригенными и карбонатными отложениями платформенного чехла.

В пределах массива развита разнообразная минерализация: редкоземельная, ниобиевая, циркониевая, золотая, платиновая, фосфорная. В рудном районе установлены также трубки взрыва (диатремы) и дайки ингилитов, интенсивно карбонатизированных и содержащих иногда более 1 масс.% диоксида циркония, и дайки конга - диабазов, в том числе Великая дайка Алдана. Район характеризуется длительным магматизмом (не менее 0,5 млрд. лет).

Выделено два типа циркониевых руд: 1 - «твердые» руды, представляющие собой секущие прожилки и штокверковые зоны в горизонтально залегающих секреторных доломитовых мраморах, и 2 - «рыхлые» руды, слагающие тела в карстовых горизонтах тех же мраморов. Эти типы руд имеют различный генезис, слагают самостоятельные, как правило, пространственно разобщенные тела: «рыхлые» руды - это инфлювий, слагающий кольматолитовые тела в зонах карста; «твердые» руды - это коренные образования, слагающие секущие прожилки и штокверковые зоны наложенного характера.

По минеральному составу руды отличаются крайне своеобразными минеральными ассоциациями и формами проявления минералов. На макроуровне руды состоят из карбонатов, кварца и бадделеита, микроскопически они представляют собой тонкодисперсные образования, содержащие, кроме того, гельциркон, циркон, апатит, в бадделеите наблюдаются вроски кварца, гётита, калиевого полевого шпата. Циркон установлен также в качестве фазы, цементирующей сванбергит. В некоторых случаях апатит-цирконовые сростания имеют отчетливое концентрически-зональное строение: в центре - выделение апатита, окруженное каймой апатит-цирконового агрегата. Бадделеит установлен в виде кайм обрастания вокруг апатит-цирконовых агрегатов, зерен кварца, агрегатов глинистых (?) минералов. Совместно с бадделеитом в этих каймах присутствуют гётит, циркон, глинистые минералы. Агрегаты бадделеита и глинистых минералов с

зернами апатита иногда содержат недиагностированную фазу Mn,Al,Si,S,O-состава (РЭМ).

По структурно – морфологическим особенностям во всех исследованных образцах установлены в переменных количествах следующие разновидности кварца: тонкозернистый (иногда колломорфный), крупно- и среднезернистый с четкими кристаллографическими очертаниями, подчеркнутыми распределением пылевидных включений (пирамидально – призматический с зонами роста), шестоватый (иногда – друзовидный), колломорфно – полосчатый, мелкозернистый (полигональный). Для большинства образцов бадделеит-кварцевых жил обычна брекчиевая (или микробрекчиевая) текстура, обусловленная присутствием обломков раннего кварца, сцементированного более поздним кварцем или карбонатом (иногда – с цирконом и бадделеитом). Кроме того, бадделеит, в виде колломорфных или фестончатых зерен, образует в поздних зонах пирамидально – призматического кварца цепочки, в которых выделения бадделеита перемежаются с флюидными включениями.

На микроскопическом уровне в твердых рудах выделено 5 морфотипов циркона и как минимум два морфотипа бадделеита. Циркон образует непрозрачные изометричные, пластинчатые, таблитчатые кристаллы желтого цвета различных оттенков и интенсивности, зерна обычно непрозрачные, поверхность корродирована, блеск жирный. Средний размер - от 0.1 до 0.2 мм, содержат включения бадделеита в виде тонкозернистых агрегатов с апатитом. Бадделеит темно-коричневого цвета, непрозрачный, пористого строения, блеск жирный. Средний размер до 0.2 мм, неоднороден, содержит примесь железа. В бадделеите установлены вросстки кварца, гётита, апатита, циркона. Кроме этой разновидности, в рудах Алгамы обнаружены радиально-лучистые колломорфные образования с концентрической зональностью - цирконфавас, который присутствует в виде твердых фаз во флюидных включениях.

В результате термобарогехимического изучения руд месторождения Алгама получены данные о параметрах формирования этого редкого типа Zr оруденения: основное рудоотложение происходило из гетерогенного флюида, в интервале температур 370 – 110 °С и давлений 850 – 1000 бар при участии хлоридно-карбонатных растворов, содержащих углекислоту и метан [Пахомова 2000]. Возможность кристаллизации бадделеита при этих параметрах подтверждена результатами экспериментального изучения ассоциации циркон - бадделеит - кварц.

Изучен изотопный состав карбонатов из доломитовых мраморов и циркониевых руд. Для доломитовых мраморов $\delta^{18}\text{O}=14.60\text{-}15.82\text{‰}$, $\delta^{13}\text{C}=(-3.17)\text{-}(-4.54)\text{‰}$, для руд $\delta^{18}\text{O}=11.33\text{-}12.64\text{‰}$, $\delta^{13}\text{C}=(-5.78)\text{-}(-6.93)\text{‰}$. Эти значения указывают на кристаллизацию карбонатов доломитовых мраморов и руд из разных растворов. Значения $\delta^{18}\text{O}$ для карбонатов доломитовых мраморов близки к значениям осадочных пород (14-16 ‰), а значения $\delta^{13}\text{C}$ для карбонатов руд близки к значениям ювенильной CO_2 (-7 ‰). Абсолютный возраст гелиоциркона оказался равным около 100 млн. лет (свинцовый метод). Изотопный U-Pb возраст бадделеита, установленный по методике, разработанной в ГИН КНЦ РАН - 195+/-5 млн.лет. Полученные результаты указывают на гидротермальное происхождение руд месторождения Алгама и весьма длительный процесс формирования Ингилийской структуры.

Работа выполнена при финансовой поддержке грантов: РФФИ № 16-05-00283, ДВО РАН №15-1-2-0030

Багдасаров Ю.А.(ИМГРЭ). Ингилийско-Алгаминский узел Восточного Алдана. Отечественная геология, 1994, №1, с. 18-28.

Баянова Т.Б. Бадделеит - перспективный геохронометр щелочного и базитового магматизма // Петрология. 2006. Т. 14, № 2. С. 203-216.

Пахомова В.А., Залищак Б.Л., Коржинская В.С., Афанасьева Т.Б., Лапина М.И. Генетические особенности формирования гальциркон-бадделеитовых руд по данным термобарогеохимии (на примере месторождения Алгама, Хабаровский край) // Рудные месторождения континентальных окраин. Владивосток, Дальнаука, 2000 г. С. 248 – 262.

РАСПРЕДЕЛЕНИЕ РЗЭ И Y МЕЖДУ ФТОРИДНО-КАЛЬЦИЕВЫМ И СИЛИКАТНЫМ НЕСМЕСИМЫМИ РАСПЛАВАМИ В ОНГОНИТОВОЙ И ОБОГАЩЕННОЙ ФТОРОМ ТРАХИРИОЛИТОВОЙ МАГМАХ

И.С. Перетяжко, Е.А. Савина, А.С. Дмитриева
Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН, г. Иркутск, Россия,
pgmigor@mail.ru

Кристаллизация онгонитовой магмы при формировании массива Ары-Булак (Вост. Забайкалье) сопровождалась явлениями несмесимости силикатного и фторидных, преимущественно, фторидно-кальциевого (F-Ca) расплавов [Перетяжко, Савина, 2010а; 2010б]. Анализ данных по текстурно-структурным, минералогическим особенностям и расплавному включением (РВ) в минералах трахириолитов Нилгинской депрессии (Центр. Монголия) также свидетельствуют о несмесимости F-Ca и силикатного расплавов в трахириолитовой магме [Перетяжко и др., 2018а].

В термокамерах проводилось плавление содержимого РВ для получения однородных стекол. Методом лазерной абляции (LA-ICP-MS) определены составы обогащенных Ca и F пород: онгонита автоклавным методом при 800°C, 1 кбар в присутствии водного флюида с концентрацией HF до 6 мас.% (трое суток) и трахириолитов на установке высокого газового давления в присутствии 10 мас.% воды при 1250°C, 5.5 кбар (2 часа), 900°C, 1 кбар (четыре суток). Результаты опытов по плавлению трахириолитов представлены в работе [Перетяжко и др., 2018б].

Большинство стекол РВ из онгонитов имеют крайне низкую ΣREE ($< 10\text{-}20$ ppm) и концентрацию Y < 15 ppm. Только в стекле одного РВ определено около 400 ppm ΣREE и содержание Y 40 ppm. Для нормированных к хондриту спектров REE стекол характерны тетрад-эффекты M-типа в первой (La-Nd), третьей (Gd-Ho) и четвертой (Er-Lu) тетрадах (рис. А). В кварце и топазе часто встречаются РВ гетерогенного захвата с округлыми выделениями флюорита (возможно, реликта первичного F-Ca расплава) и силикатным стеклом в разном соотношении. Для такого флюорита характерны высокие концентрации REE. В наиболее обогащенном лантаноидами флюорите из таких РВ под данным СЭМ ЭДС содержится (мас.%): La (1.3-3.4), Ce (3.4-9.1), Pr (0.5-1.2), Nd (1.9-4), Sm (0.6-1), Gd (0.4-0.8), Dy (0.8-1), Y (2.9-3.7). Методом LA-ICP-MS определены содержания REE и Y в одном включении флюорита из топаза. В спектре этого флюорита также наблюдаются тетрад-эффекты M-типа (рис. А).

После плавления шихты онгонита (АРБ-24) было получено силикатное стекло, в котором находятся скопления флюорита (кристаллы и выделения неправильной формы), которые образовались, по-видимому, при раскристаллизации F-Ca расплава. Методом LA-ICP-MS в областях размером 50 мкм определены содержания REE и Y в силикатном стекле и скоплениях флюорита (рис. Б), по которым рассчитаны коэффициенты распределения Kd элементов между фазами. В присутствии флюорита силикатные стекла значительно обеднены REE, Y и формы их нормированных спектров близки таковым для стекол РВ и онгонитов. Спектры распределения Kd имеют близкую форму с прогибами W-типа для третьей и

четвертой тетрадой REE, что объясняет появление тетрад-эффектов М-типа в сосуществующих фазах (рис. Б, В). Наиболее высокие значения K_d характерны для опыта с флюидом, содержащим 6 мас.% HF, (рис. В), где было получено водосодержащее стекло с концентрацией фтора 5-6 мас.%. Минимум Се в спектрах REE обогащенных Са и F онгонитов (рис. Б) может быть следствием значительных вариаций величин K_d для Ce^{3+} и Ce^{4+} в зависимости от окислительно-восстановительных условий.

Стекла PB из трахириолитов Нилгинской депрессии имеют близкие к породам спектры REE без значимых тетрад-эффектов. После плавления трахириолита (MN-1354), как и при плавлении онгонита (АРБ-24), в силикатном стекле находятся скопления изометричных, округлых, гантелевидных выделений флюорита и плохо оформленные кристаллы флюорита октаэдрической формы. Методом LA-ICP-MS определены составы стекол и скоплений флюорита. Области флюорита относительно стекла обогащены HREE. Преобразованная во флюорит F-Са фаза содержит значительно больше Eu и Y. Спектр распределения K_d для REE и Y (рис. Г) имеет форму W-типа для первой и четвертой тетрады.

В результате проведенных работ показаны большие различия как по величинам K_d REE и Y, так и форме спектров их распределения для сосуществующих фаз в онгонитовом и трахириолитовом расплавах. По-видимому, это вызвано значительными вариациями состава силикатных расплавов (от гаплогранитного до плюмазитового) и разным уровнем содержания в них фтора. Высказанное ранее предположение о связи явлений фторидно-силикатной несмесимости с тетрад-эффектами в спектрах распределения REE обогащенных фтором гранитоидных пород [Перетяжко, Савина, 2010б] подтверждается представленными выше экспериментальными данными.

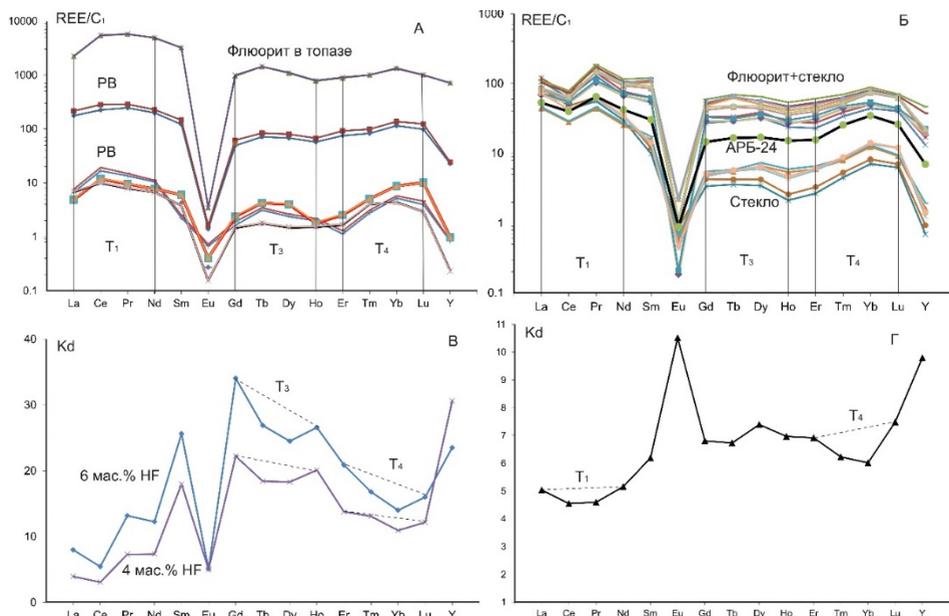


Рисунок. А и Б – нормированные к хондриту C₁, по [McDonough, Sun, 1995] спектры REE и Y, K_d – коэффициенты распределения между F-Са фазой (флюоритом) и силикатным стеклом, T₁-T₄ – тетрады REE.

Перетяжко И.С., Савина Е.А. Флюидно-магматические процессы при образовании пород массива онгонитов Ары-Булак (Восточное Забайкалье) // Геология и геофизика. 2010а. Т. 51. № 10. С. 1423-1442.

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. 2010б. Т. 18. № 5. С. 536–566.

Перетяжко И.С., Савина Е.А., Карманов Н.С., Дмитриева А.С. Несмесимость фторидно-кальциевого и силикатного расплава в трахириолитовой магне: данные изучения кислых вулканитов Нилгинской депрессии в Центральной Монголии // Петрология. 2018а. Т.26. № 4. С. 400-425.

Перетяжко И.С., Савина Е.А., Котельников А.Р., Сук Н.И. Особенности распределения элементов-примесей между фторидно-кальциевым и трахириолитовым несмесимыми расплавами // Труды Всероссийского ежегодного семинара по экспериментальной минералогии, петрологии и геохимии. М: ГЕОХИ РАН. 2018б.

УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ РЕНИЕНОСНОГО МОЛИБДЕНИТА НА МЕДНО-ПОРФИРОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЯХ УРАЛА: ФЛЮИДНЫЕ ВКЛЮЧЕНИЯ И ХЛОРИТОВЫЙ ГЕОТЕРМОМЕТР

О.Ю. Плотинская¹, Е.О. Грознова²

¹ИГЕМ РАН, Москва, Россия, plotin@igem.ru

²ИЭМ РАН, Черноголовка, Россия

Изучены условия образования молибденита из месторождений Калиновское и Биргильдинское (Биргильдинско-Томинский рудный узел, Южный Урал). Молибденит характеризуется широкими вариациями содержания рения – от 9 ppm до 1.13 мас.%, преобладают значения от 600 ppm до 0.5 мас.% [Plotinskaya et al., 2018].

Исследование флюидных включений (ФВ) в кварце, ассоциирующем с молибденитом, проводилось на термодинамической камере LINKAM THM-600 (ИЭМ РАН). Солевой состав включений определялся по температурам эвтектики ($T_{эвт}$) по [Crawford, 1981]; солёность – по температурам плавления льда и клатратов CO_2 ($T_{пл}$) по фазовой диаграмме $NaCl-H_2O$ [Bodnar, Vityk, 1994]. Давление рассчитывалось для сосуществующих углекислотных и водно-углекислотных включений по методу Калюжного [1982] с использованием диаграмм из [Thiery et al. 1994] и программы “FLINKOR” [Brown, 1989].

Все пригодные для изучения ФВ относятся к первичным по критериям Реддера [1978]. В двух образцах Калиновского месторождения ФВ были обнаружены в эвгдральных кристаллах кварца, на которые нарастает молибденит. ФВ первого типа (VL_1L_2) размером 10–15 мкм овальные или имеют форму отрицательных кристаллов и содержат газовый пузырёк (30–50 об.%), окружённый тонкой пленкой жидкой CO_2 . ФВ второго типа (V) овальные, размером 10–15 мкм, существенно газовые, иногда с небольшим количеством жидкости. ФВ типа VL_1L_2 имеют солёность (10.4 to 12 мас.% - NaCl экв.) и $T_{эвт}$ от -43 до $-39^\circ C$ (что указывает на преобладание хлоридов Mg^{2+} и/или Fe^{2+}) и гомогенизируются в жидкость при $T_{гом}$ $365-502^\circ C$ (рис.1А). $T_{пл}(CO_2)$ в ФВ типов VL_1L_2 и V составляет от -58.5 до $-58.9^\circ C$, что позволяет предполагать небольшую примесь CH_4 [Collins, 1979]. Давление, рассчитанное для сосуществующих ФВ типов VL_1L_2 и V, составляет 650–802 бар, что хорошо согласуется с ранее полученными данными [Groznova et al., 2015].

В двух образцах из месторождения *Биргильда* флюидные включения установлены в ангедральных зёрнах кварца, которые образуют тесные сростания с молибденитом, т.е. близки к последнему по времени образования. Включения (VL-типа) неправильной формы, размером до 20 мкм и состоят из жидкости и газового пузырька (20–30 об.%). Они имеют умеренную солёность (12.7–18.9 мас.% - NaCl экв.) и $T_{эвт}$ от -38.5 до -30°C (что указывает на присутствие хлоридов Na и двухвалентных металлов). $T_{гом}$ в жидкость составляет $195\text{--}265^{\circ}\text{C}$ (рис.1А). Эти значения являются минимальными температурами кристаллизации. Поправка на давление, которая составляет около 70°C [Potter, 1977] позволяет получить интервал $265\text{--}335^{\circ}\text{C}$ [Plotinskaya et al., 2018].

Молибденит во всех изученных образцах образует тесные сростания с хлоритом и это позволило использовать хлоритовый термометр для уточнения температур образования молибденита. По химическому составу изученный хлорит относится к клинохлор-дафниту с небольшой примесью амезитового минала. Температуры образования хлорита по [Котельников и др., 2012] составляют от 244 до 280°C для Калиновского и от 248 до 277°C для месторождения Биргильда. В последнем случае наблюдается хорошая сходимость с температурами по ФВ. Это позволяет считать, что параметры ФВ в кварце Биргильды соответствуют условиям образования молибденита, тогда как кварц Калиновского относится к более ранней ассоциации, что подтверждается и их структурными соотношениями.

На рис. 1Б видно, что молибденит с более высоким содержанием рения имеет более низкую температуру кристаллизации, чем молибденит с низким содержанием рения. Это позволяет говорить, что снижение температуры является благоприятным фактором для концентрации рения в молибдените.

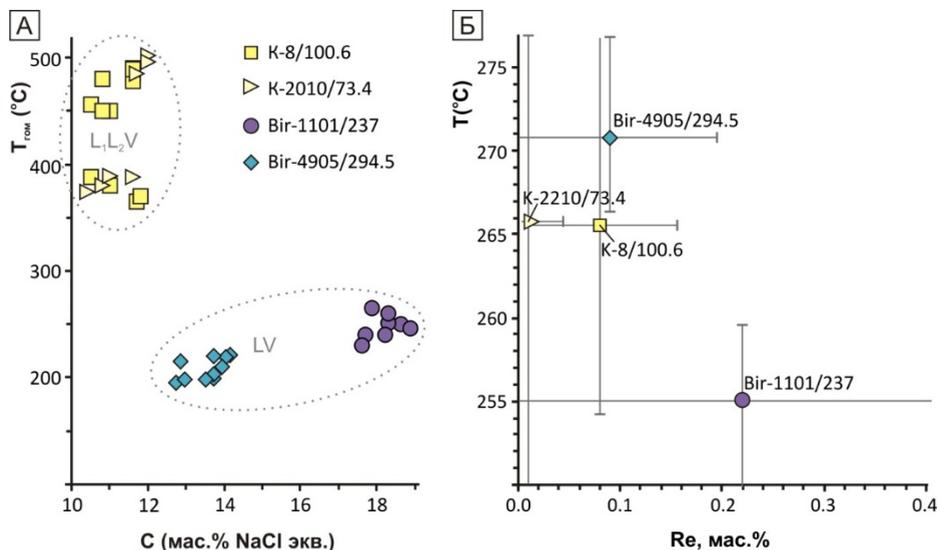


Рис. 1. А – диаграмма температура гомогенизации ($T_{гом}$) – солёность (C);
 Б – температура, рассчитанная по хлориту по [Котельников и др., 2012] – содержания рения в молибдените по [Plotinskaya et al., 2018].

Исследования выполнены при поддержке РФФИ № 16-05-00622.

Котельников А.Р., Сук Н.И., Котельникова З.А. Минеральные геотермометры для низкотемпературных парагенезисов // Вестник Отделения наук о Земле РАН. 2012. Т. 4. № 9001.

Рёддер Э. Флюидные включения в минералах. М.: Мир, 1978. Т. 1, 2.

Bodnar R.J., Vityk M.O. Interpretation of microthermometric data for H₂O–NaCl fluid inclusions // Fluid inclusions in minerals: methods and applications. Pontignano: Siena, 1994. P. 117–130.

Brown P. FLINCOR: a computer program for the reduction and investigation of fluid inclusion data. Amer. Mineral. 1989. V. 74. P. 1390–1393.

Collins P.L.F. Gas hydrates in CO₂-bearing fluid inclusions and the use of freezing data for estimation of salinity // Econ. Geol. 1979. V. 74. P. 1435–1444.

Crawford M.L. Phase equilibria in aqueous fluid inclusions // Fluid inclusions: application to petrology, Short Course Handbook, Mineral. Assoc. Can. 1981. V. 6. P. 75–100.

Groznova, E.O., Plotinskaya, O.Y., Abramov, S.S., Borovikov, A.A., Milovska, S., Luptakova, J. and Seltmann R. Porphyry and epithermal deposits of the Urals: PTx-parameters // European Current Research on Fluid Inclusions (ECROFIXXIII). School of Earth and Environment, University of Leeds, UK, 2015, pp. 70–71.

Plotinskaya O.Y., Abramova V.D., Groznova E.O., Tessalina S.G., Seltmann R., Spratt J. Trace element geochemistry of molybdenite from porphyry Cu deposits of the Birgilda-Tomino ore cluster (South Urals, Russia) // Mineral. Mag. 2018. V. 82. N S1. P. S281–S306.

Potter II R.W. Pressure corrections for fluid inclusion homogenization temperatures based on the volumetric properties of the system NaCl–H₂O // Journal of Research of the U.S. Geological Survey, 1977. V. 5. pp. 603–607.

ФЛЮИДНЫЕ ВКЛЮЧЕНИЯ С ВЫСОКИМИ КОНЦЕНТРАЦИЯМИ ЗОЛОТА В КВАРЦЕ ИЗ ЗОЛОТОНОСНОГО ГОРИЗОНТА КОЛЬСКОЙ СВЕРХГЛУБОКОЙ СКВАЖИНЫ

В.Ю. Прокофьев¹, Д.А. Banks², К.В. Лобанов¹, С.Л. Селектор³, В.А. Миличко⁴, А.А. Боровиков⁵, Т.А. Горностаева¹, М.В. Чичеров¹, Е.О. Грознova⁶, В.Н. Бочаров⁷

¹ ИГЕМ РАН, Москва, Россия, vpr@igem.ru

² University of Leeds, Лидс, Великобритания, D.A.Banks@leeds.ac.uk

³ ИФХЭ РАН, Москва, Россия, sofs@list.ru

⁴ Университет ИТМО, Санкт-Петербург, Россия, ariesval@mail.ru

⁵ ИМП СО РАН, Новосибирск, Россия, borovikov.57@mail.ru

⁶ ИЭМ РАН, Черноголовка, Россия, grozelena@yandex.ru

⁷ СПбГУ, Санкт-Петербург, Россия

Самая глубокая на планете Кольская сверхглубокая скважина (СГ-3) глубиной 12262 м является важным источником информации о процессах в глубинных зонах континентальной земной коры Балтийского щита [Кольская..., 1998]. Скважина вскрыла протерозойские и архейские породы с различной рудной минерализацией [Казанский и др., 1989]. На глубине 9.5-11 км среди амфиболитов и двуслюдяных гнейсов архейского возраста (2.6-2.8 Ga) методом нейтронной активации была обнаружена золотая минерализация с содержаниями Au от 0.01 до 6.7 ppm. Вмещающие Au минерализацию породы подверглись воздействию регионального метаморфизма при 500-650 °С и 3.5-6 кбар [Козловский и др., 1988]. Золотая минерализация представлена выделениями самородного Au (до 10 мкм) в кварце, биотите, роговой обманке и плагиоклазе [Казанский и др., 1989]. Верхняя граница золотоносного интервала совпадает с крупным разломом, проявленным резким переходом от пологозалегающих биотит-амфиболитовых гнейсов к крутопадающим железистым кварцитам, горнблендитам, тальк-тремолит-флогопитовым сланцам. Среди них было обнаружено в интервале 9665-9700 м дайкообразное тело порфиroidных гранитов лицо-арагубского комплекса с возрастом 1.76-1.77 Ga.

Проведено исследование флюидных включений (ФВ) в кварцевых прожилках из керна в интервале глубин от 9052.6 м до 10744.9 м. Изучены ФВ в кварце прожилков, которые подразделяются на 4 типа: 1) газовые ФВ плотной углекислоты; 2) двухфазовые ФВ водно-солевых растворов; 3) трехфазовые ФВ хлоридных рассолов, содержащие кубический кристалл NaCl, и 4) включения углекислотно-водно-солевых флюидов. Микротермометрические исследования ФВ проводились в лаборатории геологии рудных месторождений ИГЕМ РАН на установке THMSG-600 фирмы Linkam.

Углекислота в газовых ФВ типа 1 гомогенизируется в жидкую фазу при температурах от -45.0 до $+30.8$ °С. В некоторых ФВ (образец К-10205.8) углекислота гомогенизируется в газ при температуре $+30.5$ °С. Температура плавления углекислоты изменяется от -56.7 до -60.3 °С, что свидетельствует о наличии в ней примеси низкокипящих газов. Изучение состава газовой фазы ФВ методом КР (раман)-спектроскопии показало наличие в углекислоте газовых ФВ по всему изученному разрезу небольшой примеси азота (3.3-1.9 мол. %), и отсутствие метана и сероводорода выше предела обнаружения (0.1 мол. %). Плотность углекислоты составляет $0.37-1.14$ г/см³. ФВ типа 2, судя по данным криометрических исследований, содержат хлоридные рассолы с NaCl, хлоридами и бромидами Ca и Na (температуры эвтектики от -68 до -74 °С) с концентрацией солей 21.6–30.2 мас. %-экв. CaCl₂, температурой гомогенизации $137-228$ °С и плотностью $1.02-1.15$ г/см³. Трехфазовые ФВ рассолов 3 типа гомогенизируются в жидкость при температурах $123-381$ °С, содержат хлориды Na и Ca (температура эвтектики около -64 °С) с концентрацией солей $25.9-45.4$ мас. %-экв. NaCl. Плотность хлоридного рассола $1.09-1.24$ г/см³. Углекислотно-водные ФВ типа 4 гомогенизируются при температурах $203-356$ °С и содержат водно-солевой раствор хлоридов Na, Ca и Fe (температура эвтектики от -30 до -60 °С) с концентрацией солей 3.4-18.8 мас. %-экв. NaCl и углекислоты 1.3-7.1 моль/кг р-ра. Плотность флюида $0.92-1.12$ г/см³.

Газовые ФВ типа 1 из разных по глубине образцов похожи по составу и могут быть частями единого потока глубинной углекислоты. В середине золотоносного интервала плотность углекислоты резко уменьшается, что может быть связано с тектоническим падением давления. Вблизи этого скачка плотности обнаруживаются наиболее высокие концентрации золота в кварце.

Данные анализа методом LA ICP MS, показали наличие высоких концентраций золота в индивидуальных ФВ всех четырех типов во всем исследуемом диапазоне (9050-11000 м). Концентрация золота во флюидах ФВ типа 1 варьирует от 7,4 до 441 ppm (в среднем 103 ppm, 14 определений), в ФВ типа 2 - от 4,8 до 690 ppm (в среднем 261 ppm, 21 определения), в ФВ типа 3 - от 10,1 до 1780 ppm (в среднем 295 ppm, 24 определения), а в ФВ типа 4 - от 27 до 8081 ppm (в среднем 919 ppm, 33 определения).

Анализ процесса абляции ФВ показал, что появление сигнала Au во время абляции совпадает с появлением сигналов K и Na, содержащихся во флюиде включений. Au не было обнаружено во время абляции кварца около включений 1-3 типов, что указывает на локализацию Au только внутри ФВ. Исключением являются ФВ типа 4, во вмещающем кварце которых при абляции было обнаружено золото в количествах от 4 до 52200 ppm. В то же время в этом кварце не было обнаружено частиц золота ни в оптическом микроскопе, ни при наблюдении на SEM.

Сигнал Au, регистрируемый при абляции ФВ, является пилообразным, что характерно для дисперсных систем и может указывать на наличие Au в жидкости в виде ультратонких частиц. Боковое освещение лазерным лучом показало сильное рассеяние света в растворах рассольных ФВ, что говорит о наличии в растворе дисперсных частиц. Среди микрокомпонентов Au является лучшим для материала наночастиц в ФВ, так как его концентрации сильно превышают растворимость Au в

истинных растворах при комнатной температуре. Раман-спектроскопия не дала однозначных доказательств существования наночастиц в растворе ФВ.

Окончательное доказательство наличия наночастиц золота в растворе ФВ было получено при регистрации конфокальных спектров пропускания в оптическом диапазоне в разных частях ФВ. При записи спектра в растворе вблизи границы пузырька в ФВ типов 3 и 4 было обнаружено, что эти спектры имеют выраженную полосу в области около 500 нм. Такая полоса характерна для плазмонного поглощения наночастиц Au сферической формы диаметром 18-20 нм [Link, El-Sayed, 2000]. Наблюдаемые иногда дополнительные длинноволновые полосы около 510-630 нм могут быть отнесены к линиям поглощения агрегатов наночастиц. В спектрах других областей раствора ФВ и во вмещающем кварце такая полоса не наблюдается. Однотипные данные были получены для 12 ФВ, имеют одинаковые тренды и однозначно доказывают наличие наночастиц золота в растворе ФВ. Скопление наночастиц вблизи границы раствор-газ является характерным для наносистем.

Изуемая нами область Земной коры соответствует глубинам средней коры и, по современным представлениям, отвечает уровню мобилизации флюидов орогенных месторождений золота [Goldfarb, Groves, 2015 и др.]. Современные оценки концентрации золота во флюидах орогенных месторождений составляют 0.5-5 ppm [Garofalo et al., 2014]. Это примерно на 2-3 порядка ниже максимальных концентраций золота во флюидах из Кольской сверхглубокой скважины. Поэтому полученные данные существенно расширяют наши представления о глубинных процессах переноса и накопления золота гидротермальными флюидами. Нахождение золота во флюидах в форме наночастиц заставляет по-новому взглянуть на масштабы миграции золота и соотношение масс флюида и переносимого им металла. Глубинные богатые золотом флюиды могут мигрировать выше по разрезу и участвовать в формировании месторождений золота, в частности золоторудной минерализации Южно-Печенгской структурной зоны, которую некоторые исследователи относят к орогенному типу.

Исследования выполнены при финансовой поддержке РФФИ (проект 18-05-70001 Ресурсы Арктики).

германий в природных расплавах и флюидах: данные исследования расплавных и флюидных включений

В.Ю. Прокофьев¹, В.Б. Наумов²

¹ ИГЕМ РАН, Москва, Россия, vpr@igem.ru

² ГЕОХИ РАН, Москва, Россия, naumov@geokhi.ru

Германий является типичным редким элементом: его кларк равен 1.8 ppm. Его также относят к рассеянным элементам, поскольку Ge практически не образует собственных минеральных фаз, за исключением некоторых очень редких минералов, и находится в природе в основном в виде примесей в породах и минералах.

Современные достаточно чувствительные методы химического анализа (SIMS, LA ICP MS и другие) позволяют оценить концентрации германия в составе природных расплавов, изучить закалочные стекла, а также расплавные включения в минералах магматических пород, и такие данные начинают появляться в публикациях.

Нами выполнен анализ литературных данных о концентрациях германия в составе закалочных стекол, а также расплавных включений в минералах различных магматических пород. Для этого использовалась база данных по расплавным и

флюидным включениям в минералах, составляемая в ГЕОХИ РАН [Наумов и др., 2004] и включающая на настоящий момент более 21700 публикаций.

Пока для природных магматических расплавов опубликовано 791 определений концентраций германия в 14 статьях. Эти данные были получены для расплавных включений в минералах и закалочных стекол вулканических пород из различных геодинамических обстановок. Конечно, это предварительные данные, но они позволяют сделать некоторые выводы. Главные типы геодинамических обстановок и критерии их выделения были опубликованы в работах [Наумов и др., 2004]. Рассмотрены следующие геодинамические обстановки: I – срединно-океанические хребты, II – океанические острова, III – островные дуги, IV – активные континентальные окраины, V – внутриконтинентальные рифты и горячие точки, VI – задуговые бассейны. Анализировалась следующая информация: геодинамические обстановки, минерал-хозяин (или закалочное стекло породы), концентрации SiO_2 , Al_2O_3 , FeO , Na_2O , K_2O , Ga, As, Zn, Sn и летучих (H_2O , Cl, F, S, B) в расплавах, количество определений и интервал концентраций германия. Из них следует, что интервал концентраций германия в магматических расплавах достаточно узок – от 1.1 до 10.8 ppm. Среднее значение концентрации германия в силикатных расплавах 1.71 ppm достаточно близко к значению кларка. Распределение значений концентраций Ge одномодальное, с хорошо выраженным максимумом в интервале 1.0-2.0 ppm.

На диаграмме «концентрация Ge – SiO_2 », построенной по всем имеющимся определениям, имеются пустые области, свидетельствующие о неполноте имеющихся данных. Максимальные концентрации Ge наблюдаются в расплавах среднего состава, с уменьшением его концентраций в расплавах как кислого, так и основного состава.

Анализ изменения концентраций германия в зависимости от концентраций других компонентов расплава показал наличие слабой положительной корреляции с Cl, F, B, H_2O , Zn, Pb, Sn, Na, K, хорошей положительной корреляции с Ga, отрицательной корреляции с Al, отсутствием корреляции с S и изменяющейся от положительной к отрицательной корреляции с Fe и As.

Таблица. Содержание Ge в магматических расплавах главных геодинамических обстановок

Геодинамическая обстановка	Содержание Ge, ppm		Количество определений
	интервал	среднее	
I	1.18 – 1.79	1.50	511
II	1.10 – 10.80	3.40	44
III	1.30 – 2.30	1.70	121
IV	1.05 – 4.17	2.18	4
V	0.96 – 3.90	2.05	83
VI	1.40 – 1.95	1.77	32

Рассмотренный материал показывает, что минимальные концентрации Ge характерны для расплавов срединно-океанических хребтов (в среднем 1.50 ppm), а максимальные – для расплавов океанических островов (в среднем 3.42 ppm). Возможно, повышенные концентрации германия в расплавах могут быть индикатором мантийных плюмов. На эту мысль наводят высокие содержания германия в метеоритах различных типов (от 30 до 100 ppm).

Данных о концентрациях германия в гидротермальных флюидах пока меньше – 286 определений. Среди них имеются как данные по индивидуальным флюидным включениям, так и результаты валовых анализов. Диапазон концентраций Ge в

гидротермальных флюидах изменяется от 0.003 до 930 ppm, при среднем значении 42.9 ppm. Характер гистограммы свидетельствует об отсутствии нормального типа распределения, что может быть связано с недостаточным количеством данных. Выделяются две группы флюидов, для которых имеются принципиально разные данные о поведении германия.

Первая группа – это постмагматические флюиды гранитоидов. Концентрации Ge в этой группе максимальны и изменяются также от 0.003 до 930 ppm, при среднем значении 72.4 ppm (всего 155 определений). Преобладают данные исследования индивидуальных флюидных включений. В этих флюидах наблюдаются отчетливые тренды синхронного увеличения концентраций Ge совместно с увеличением концентраций Cl, Rb, Zn, Pb и Fe. Концентрации галлия во флюидах, напротив, снижаются при увеличении концентраций германия.

Вторая группа – флюиды гидротермальных месторождений. Концентрации Ge в этой группе изменяются от 0.02 до 134.6 ppm, при среднем значении 8.1 ppm (всего 131 определение). Однако данные по составу флюидов в этой группе флюидных включений ограничиваются валовыми методами. Возможно, поэтому при анализе состава не выявлено хороших корреляций в концентрациях германия относительно других элементов. Наблюдается слабая положительная корреляция концентраций германия только с Rb и Fe.

Полученные данные свидетельствуют о накоплении германия в гидротермальных процессах. Особенно высокие концентрации германия обнаруживаются в постмагматических флюидах, отделившихся от гранитоидных расплавов.

Исследования выполнены при финансовой поддержке РФФИ (проект 17-05-00387-а).

ФТОРИДНО-КАЛЬЦИЕВЫЙ РАСПЛАВ В ТРАХИРИОЛИТОВОЙ МАГМЕ И ПРОЦЕССЫ ЕГО ПРЕОБРАЗОВАНИЯ ВО ФЛЮОРИТ

Е.А. Савина, И.С. Перетяжко, А.С. Дмитриева

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

В покрове раннемеловых трахириолитов (120.1 ± 3.0 млн. лет) Нилгинской депрессии (Центр. Монголия) обнаружен участок площадью около 0.5 км² (флюоритовая горка), сложенный необычными обогащенными флюоритом трахириолитами с аномально высокими концентрациями CaO (1.2–25.7 мас.%) и F (0.6–15 мас.%). Эти породы не имеют признаков вторичных изменений и содержат в стекловатом матриксе выделения преобразованной во флюорит фторидно-кальциевой (F-Ca) фазы. Формирование пород произошло после излияния трахириолитовой магмы, содержащей относительно небольшую по объему область, где находилась смесь силикатного (трахириолитового) и F-Ca несмешиваемых расплавов [Перетяжко и др., 2018]. Из петрографических наблюдений и данных СЭМ ЭДС изучения пород следует, что F-Ca расплав был в текучем состоянии на стадии извержения до стеклования трахириолитовой магмы. Это объясняет текстурно-структурные особенности пород: флюидальное чередование слоев F-Ca фазы (продукта закаливании F-Ca расплава) и кварц-санидиновых симплектитов (раскристаллизованного силикатного стекла); зональные обособления, содержащие F-Ca фазу и кварц-санидиновые симплектиты; раздробленные участки матрикса и

зерен минералов, сцементированные Ca-F фазой; заливы растворения и трещины в зернах кварца, частично либо полностью заполненные F-Ca фазой. Текстурно-структурные, минералого-геохимические особенности и данные по первичным включениям минералообразующих сред в минералах трахириолитов и обогащенных Ca и F пород указывают на явления фторидно-силикатной несмесимости в трахириолитовой магме (рис. А, Б). Предполагается, что жидкостная несмесимость (ликвация F-Ca расплава) началась в локальных областях магмы, когда содержание фтора в трахириолитовом расплаве достигло 1.5–2 мас.%. В процессе ликвации произошло разделение элементов-примесей: PЗЭ, Y, Sr, Sc и P концентрировались, преимущественно, во F-Ca, а Zr, Hf, Ta и Nb – в силикатном расплавах.

Воздействие на обогащенные Ca и F породы водного низкоплотного ($0.05\text{--}0.1\text{ г/см}^3$) флюида, выделяющегося при дегазации и кристаллизации трахириолитового расплава, привело к частичному удалению примесных элементов, в т.ч. REE, из F-Ca фазы в процессе нескольких стадий ее преобразований во флюорит. Это подтверждают составы локальных участков (50 мкм) F-Ca фазы в матриксе пород, определенные методом лазерной абляции (LA-ICP-MS), для которых характерна, например, большая дисперсия суммы REE – от 700-800 ppm в реликтовых обособлениях и до < 10 ppm во флюоритовых, наиболее поздних, выделениях. Процессы образования флюорита из обогащенной кислородом F-Ca фазы по данным термо-оксидометрии для оксидов Fe и Ti происходили при субсолидусных температурах ($570\text{--}780^\circ\text{C}$) в окислительных условиях (летучести кислорода $\Delta\text{lg}f_{\text{O}_2} = 0.9\text{--}1.7$ по отношению к буферу NNO), что нашло свое отражение в минералого-геохимических особенностях пород. В матриксе пород по титаномагнетиту развивается гематит, кристаллизуются ферро-ильменит, As^{5+} -содержащие минералы группы монацита (монацит-La, монацит-Ce, гаспарит-Ce) и церианит ($\text{Ce}^{4+}, \text{Th}^{4+}, \text{U}^{4+}$) O_2 . В нормированных к хондриту спектрах REE и Y пород, измененных под взаимодействием флюида, наблюдается положительная аномалия Y и прогиб W-типа от Gd до Ho (рис. В), а также возрастает Y/Ho отношение по сравнению с трахириолитами (от 23-26 до 39-42). По-видимому, близкий к первичному состав F-Ca фазы сохранился лишь во включениях минералов и в реликтовых обособлениях среди матрикса пород (рис. Г).

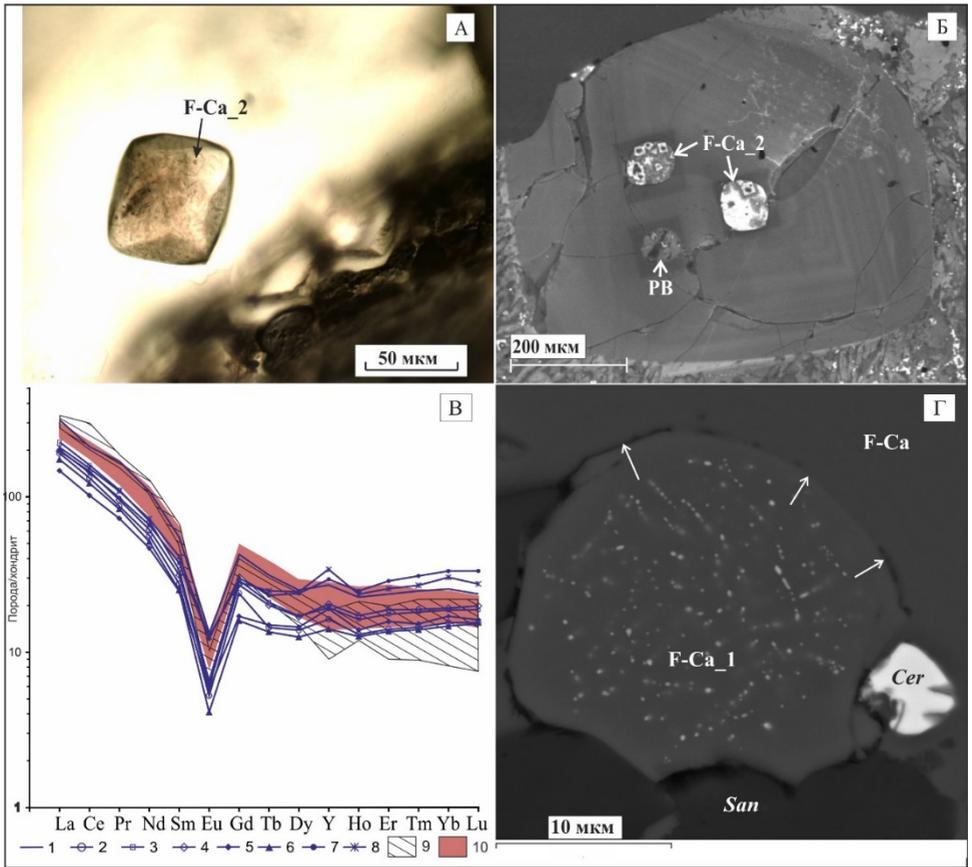


Рисунок. **А.** Включение F-Ca фазы в кварце. F-Ca_2 – поздняя раскристаллизованная генерация F-Ca фазы. Проходящий свет. **Б.** Катодолюминесцентное изображение вкрапленника кварца с PB, заполненным кварц-санидиновым агрегатом, и двумя включениями раскристаллизованной F-Ca фазы в ранней зоне роста. **В.** Спектры REE и Y для обогащенных флюоритом пород (1-8) и трахириолитов (нормированы к хондриту C1, по [McDonough, Sun, 1995]). 9 – поле трахириолитов на значительном удалении от флюоритовой горки, 10 – поле трахириолитов флюоритовой горки. **Г.** Реликтовое обособление первичной F-Ca фазы в матрице пород, имеет обогащенную кислородом (до 5–7 мас.%) кайму (показана стрелками). Яркие точки в обособлении – включения REE-содержащих фаз размером <0.5 мкм. Изображения в BSE. San – санидин, Cer – церианит. F-Ca – фторидно-кальциевая фаза без разделения на генерации, F-Ca_1 – ранняя генерация F-Ca фазы.

Остаются неясными причины существования F-Ca расплава без кристаллизации флюорита в трахириолитовой магме. Возможно, этому способствовали высокотемпературные окислительные условия, при которых в такой расплав входили кислород и водный флюид. Образование подвижного кислородсодержащего F-Ca расплава до субсолидусных температур необходимо учитывать при изучении магматических пород и руд. Возможно, флюорит и сопутствующая ему рудная минерализации в некоторых случаях формировались не гидротермальным или метасоматическим путем в низкотемпературных условиях, а на флюидно-

магматической стадии в результате преобразований F-Ca расплава, обогащенного REE, Y и другими элементами-примесями.

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

Перетяжко И.С., Савина Е.А., Карманов Н.С., Дмитриева А.С. Несмесимость фторидно-кальциевого и силикатного расплавов в трахириолитовой магме: данные изучения кислых вулканитов Нилгинской депрессии в Центральной Монголии // Петрология. 2018 Т. 26. № 4. С. 400-425.

ФЛЮИДНЫЕ И РАСПЛАВНЫЕ ВКЛЮЧЕНИЯ В МИНЕРАЛАХ, КАК ИНСТРУМЕНТ В РЕКОНСТРУКЦИИ ФАЗОВОГО СОСТАВА МАГМАТИЧЕСКИХ СИСТЕМ

С.З. Смирнов^{1,2}

¹*Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева, г. Новосибирск, Россия, ssmr@igm.nsc.ru*

²*Томский государственный университет, г. Томск, Россия*

Для построения адекватных моделей магматической кристаллизации необходима надежная информация о валовом исходном составе системы, последовательности кристаллизации минералов, содержании и поведении летучих компонентов, а также о составе или составах фаз магматических расплавов и флюидов. В большинстве случаев дифференциаты магматических расплавов и флюиды, находившиеся в магматической камере, удаляются из нее. Таким образом, информация, которую можно получить посредством изучения минерального и химического состава магматических пород, оказывается неполной. И только исследование флюидных и расплавных включений в минералах этих пород позволяют восполнить недостающие данные и сделать картину магматической эволюции законченной.

Петрологи используют флюидные и расплавные включения для определения наиболее важных термодинамических параметров процессов магматического минералообразования: температуры (Т), давления (Р) и состава (Х). В данном случае Х означает состав минералообразующей среды: магматического расплава или флюида, состоящего из летучих компонентов. Важной методологической особенностью является то, что ассоциации флюидных и расплавных включений предоставляют уникальную возможность реконструкции фазового состава всей эволюционирующей магматической системы на различных стадиях процесса.

Конкретный минерал с содержащимися в нем флюидными, расплавными и минеральными включениями фактически является «фотографией» этого минерала вместе с другими сосуществующими фазами на момент их захвата. Эти фазы включают другие минералы, которые растут вместе с ним или образовались до начала его кристаллизации, а также некристаллические фазы, которые составляют то, что называется *минералообразующей средой* (МОС).

Изучение минеральных включений дает основание для реконструкций минеральных равновесий. МОС могут быть захвачены в виде жидкостей, газов или надкритических флюидов. Когда МОС состоит из одной фазы, она называется гомогенной, и является для минерала-хозяина материнской. Часто МОС состоит из 2 – 3 фаз, только одна из которых является материнской. Таким образом, анализ ассоциаций включений МОС дает возможность понять, какие фазы существовали на момент их захвата и какую роль они играли в кристаллизации минералов.

В лекции будут приведены примеры реконструкции фазового состава магматических систем различного состава и генезиса.

Обычно только надликвидусные условия не могут быть определены путем исследования флюидных и расплавных включений, так как в этих условиях не кристаллизуются минералы. Из этого следует, что в большинстве случаев флюидные и расплавные включения не дают представления о процессах магогенерации. Единственным исключением являются минеральные продукты перитектических реакций или, другими словами, инконгруэнтного плавления. Этот процесс ведет к образованию новых минералов, которые растут в ходе реакции и могут захватывать включения. Перитектические реакции в ходе анатектического плавления являются уникальными условиями, когда минерал может расти и захватывать включения при повышении температуры. Продукты перитектических реакций редко сохраняются в базитовых магмах. Расплавы этих магм обладают низкой вязкостью и легко отделяются от плавящегося субстрата. Напротив кислые расплавы, обладающие максимальными вязкостями, часто содержат реститовые и перитектические минералы. Это позволяет реконструировать параметры процессов анатексиса или ранние этапы развития кислых магматических очагов.

Наличие флюидных и расплавных включений в пределах одной и той же ассоциации является признаком того, что МОС была гетерогенной, и силикатный расплав был насыщен летучими компонентами. По таким ассоциациям можно определить условия магматической дегазации. Обычно магматические петрологи рассматривают два сценария дегазации: декомпрессия и пересыщение летучими компонентами в ходе кристаллизации безводных минералов. Включения минералообразующих сред в минералах кислых пород позволяют предположить, что ранняя дегазация или пересыщение расплава водой может быть связано с реакциями дегидратации водосодержащих минералов в ходе частичного плавления метаморфических пород.

Включения в минералах миароловых гранитных пегматитов иллюстрируют кристаллизацию силикатных расплавов, которые были исходно насыщены водой и другими летучими и флюсующими компонентами.

Другим магматическим явлением, являющимся своеобразным аналогом дегазации, является ликвация (жидкость-жидкостная несмесимость). Часто только благодаря исследованиям включений МОС имеется возможность определить особенности этого явления в процессе кристаллизации конкретных магматических систем. Важно отметить, что включения в минералах дают возможность зафиксировать и ликвацию, которая имела место в магматической эволюции, и ликвацию, которая возможна в данной магматической системе, но в ходе кристаллизации не проявилась (постзахватная ликвация).

В низкотемпературных магмах редкометаллических гранитов и гранитных пегматитов, которые обогащены водой и флюсующими компонентами (Li, B, F, Cl) процесс ликвации может происходить в гетерогенной среде, состоящей из силикатного расплава и водного флюида, и на поздних этапах кристаллизации МОС может включать три некристаллические фазы: силикатный расплав, водно-солевую или водно-силикатную жидкость и водный флюид.

Водно-силикатные жидкости являются уникальным примером постепенной трансформации водонасыщенных силикатных расплавов в концентрированные водные растворы щелочных силикатов. Их возникновение связано с эволюцией пегматитовых магм, но сохраняются и участвовать в процессах перераспределения вещества между флюидом и минералами эти жидкости могут и на гидротермальной стадии пегматитообразования, являясь эффективными концентраторами фтора, бора и редких металлов.

Реконструкция фазового состава магматических систем на разных стадиях их эволюции часто не требует применения специальных и дорогостоящих методов анализа вещества. Во многих случаях для восстановления истории фазовых превращений достаточно:

- (а) детально проанализировать последовательность минералообразования;
- (б) характер зональности магматических минералов;
- (в) распределение ассоциаций флюидных и расплавных включений по зонам роста разных минералов и
- (г) фазовый состав включений в пределах каждой конкретной ассоциации.

ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКИЕ ПАРАМЕТРЫ ФОРМИРОВАНИЯ AG-PB-ZN РУД МЯУЧАНСКОЙ ПЛОЩАДИ (МАГАДАНСКАЯ ОБЛ., ОМСУКЧАНСКИЙ РАЙОН)

А.В. Соболев

СВКНИИ ДВО РАН, Магадан, Россия, asabler2011@mail.ru

Мяучанская площадь расположена в 30 км восточнее пгт Омсукчан. Приурочена к восточной окраине Балыгычано-Сугуйского прогиба, наложенного на структуры Яно-Колымского складчатого пояса. Локализуется в пределах Буксундинской вулкано-тектонической депрессии, по периферии которой проявлены субвулканические тела риолитов, риолит- и гранит-порфиров K_{1-2} возраста, прорывающие Т- J терригенно- и вулканогенно-осадочные отложения Верхоянского комплекса (песчаники, алевролиты, глинистые и алевроито-глинистые сланцы, ракушечники, туфопесчаники и туфы андезитов). Одно из тел субмеридионального простиранья является рудовмещающим для двух рудопроявлений Au-Ag типа – Коренной и Малютка, известных с 1970-х гг. На территории широко распространены дайки основного и среднего состава (монцодиориты, базальты, андезибазальты, диориты) $K_1 - P_1$ возраста. Магматиты формировались в переходных обстановках, согласно [Pearce, 1984], близких к посторогенным. По составу преимущественно метаглиноземистые ($A/CNK = 0,8-3,0$) (Maniag, Piccoli, 1989), относятся к известково-щелочной и высоко- K известково-щелочной сериям (отношение K_2O/Na_2O в среднем 1,05 при общей сумме щелочей до 12 мас.%). С увеличением содержания SiO_2 в породах снижаются количества TiO_2 , Fe_2O_3 , CaO , Al_2O_3 , но увеличивается содержание K_2O . Для K_1 риолитов характерным признаком является повышенный, по сравнению с K_2 , уровень Sr (32–35 г/т).

Рудные тела на обоих объектах представлены крутопадающими жилами сульфидно-кварцевого состава мощностью от 0,1 до 1,2 м, северо-западного простиранья, сопровождаются зонами прожилкования. При выходе в терригенные породы выклиниваются. Геологические взаимоотношения рудных тел и даек позволяют определить период формирования руд: $K_2 - P_1$.

Сульфидность руд в среднем составляет 5%, но в сколовых, более пологих жилах достигает 40%. Рудная минерализация распространена в виде гнездовой и тонкой вкрапленности, выполненной арсенипиритом двух генераций, в меньшей степени пиритом двух генераций, в подчиненном количестве присутствуют сфалерит, халькопирит, галенит, гематит, вьютцит, пирротин. Микрозондовым анализом установлены минералы-носители Ag – теннантит и фрейбергит.

Термобарогеохимическими (ТБГ) методами изучено 115 флюидных включений (ФВ) в кварце жил и прожилков и 1 ФВ в сфалерите. Отнесение ФВ к генетическим типам и термо-, криометрические исследования проводились согласно установленным критериям и известным методикам [Ермаков, Долгов, 1979; Рёдер,

1987; Vodnar, Vityk, 1994; Vodnar, 2003; Мельников и др., 2008;]. Параметры рассчитывались с помощью программы FLINCOR [Brown, 1989] по системе [Brown, Lamb, 1989]. Поправка на давление не вводилась. Микротермометрию выполняли в термокамере Linkam THMSG-600. Состав растворов во ФВ установлен как по $T_{эвт}$ [Борисенко, 1977], так и в водных вытяжках (ВВ), приготовленных по методике [Кряжев и др., 2006] и проанализированных на атомно-эмиссионном спектрометре Agilent4100 MP-AES (аналитик Н.О. Вдовенко, СВКНИИ ДВО РАН).

Для изучения отбирались первичные и первично-вторичные ФВ размером от 6 до 79 мкм. По фазовому составу при комнатной температуре все ФВ двухфазовые, газовой-жидкие, заполненные водно-солевым раствором. ФВ в кварце имеют удлиненную, реже округлую форму, распространены неравномерно, преимущественно по зонам роста, реже группами; в сфалерите ФВ имеют удлиненную форму и распространены немногочисленными группами вдоль плоскостей роста.

ФВ в кварце рудных тел гомогенизируются в температурном интервале от 106 до 287°C, в сфалерите – при температуре 216°C. Основная масса жильного материала кристаллизовалась при температуре от 240 до 200 и от 180 до 140°C. Плавление последнего кристаллика льда во всех изученных ФВ происходит в интервале от -5,6 до -0,1°C, что соответствует концентрациям солей от 8,67 до 0,2 мас.% экв. NaCl. При этом уровень солености на фоне снижения температур в целом повышался, но существовали периоды разбавления флюида, предположительно, метеорными водами, а также периоды увеличения солености на фоне снижения температур, что является свидетельством кипения флюида. В процессе работы были обнаружены ФВ, температура плавления льда в которых превышала 0°C, что указывает на метастабильное состояние системы. Судя по $T_{эвт}$ (-35...-14°C), в составе растворов преобладают хлориды натрия и калия с примесями железа и магния. Состав подтверждается анализом ВВ, которым установлено наличие в растворах ФВ в кварце рудопроявления Коренное (средние значения ($n = 4$), в г/т): Na – 9, K – 3, Fe – 0,5; в кварце рудопроявления Малютка ($n = 7$): Na – 9, K – 2, Fe и Ca – по 0,2. По мере снижения температуры плотность флюида увеличивалась от 0,923 до 0,974 г/см³.

Проанализировав полученные данные, мы установили, что жилы рудопоявлений кристаллизовались в сравнительно спокойных условиях в открытых системах, при давлении, не превышающем 200 бар; гидротермальный флюид поступал многократно; каждая новая порция раствора была нагрета до температуры не ниже 250°C и изначально имела низкую концентрацию, но в процессе достижения равновесного состояния системы раствор – порода соленость достигала значений 9 мас.% экв. NaCl; руды формировались преимущественно кислых (pH 4–8) растворов метеорно-магматического генезиса, насыщенных Fe, Pb, As, Zn, Cu, Sb, Ag, S, SiO₂, Na, Ca, Cl и F на фоне смешения растворов, в разной степени обогащенных K и Fe (Ca, Mg). Сравнивая полученные параметры процесса формирования жил рудопоявлений Коренной и Малютка, можно сделать вывод об их схожести и, следовательно, предположить единый источник. Однако руды Малютки образовались из изначально более высокотемпературных быстро остывающих растворов, в то время как руды Коренного формировались из менее нагретых длительно остывающих растворов. Исходя из последнего, мы предполагаем о немного большем эрозионном срезе рудопоявления Коренное, что также подтверждается присутствием на рудопоявлении Малютка пирротина и вюртцита.

Работа выполнена при поддержке гранта губернатора Магаданской области.

- Борисенко А. С. Изучение солевого состава газово-жидких включений в минералах методом криометрии // Геология и геофизика. 1977. № 8. С. 16–27.
- Ермаков Н. П., Долгов Ю. А. Термобарогеохимия. М.: Недра, 1979. 271 с.
- Кряжев С. Г., Прокофьев В. Ю., Васюта Ю. В. Использование метода ICP MS при анализе состава рудообразующих флюидов // Вестник Моск. ун.. Сер. 4. Геоология. 2006. № 4. С. 30–36.
- Мельников Ф. П., Прокофьев В. Ю., Шатагин Н. Н. Термобарогеохимия. М.: Акад. Проект, 2008. 222 с.
- Реддер Э. Флюидные включения в минералах. М.: Мир, 1987. Т. 1. 560 с.
- Vodnar R. J. Reequilibration of fluid inclusions // Fluid inclusions: Analysis and interpretation. 2003. Vol. 32. P. 213-230.
- Vodnar R. J., Vityk M. O. Interpretation of microthermometric data for H₂O-NaCl fluid inclusions // Fluid inclusions in minerals: methods and application Ed. by: Benedetto De Vivo, Maria Luce Frezzotti. Pontignano-Siena, 1994. P.117–130.
- Brown P. E. FLINCOR; a microcomputer program for the reduction and investigation of fluid-inclusion data // American Mineralogist. 1989. Vol. 74. No. 11-12. P. 1390-1393.
- Brown P. E., Lamb W. M. P-V-T properties of fluids in the system H₂O ± CO₂ ± NaCl: New graphical presentations and implications for fluid inclusion studies // Geochimica et Cosmochimica Acta. 1989. Vol. 53. No. 6. P. 1209–1221.
- Maniar P. D., Piccoli P. M. Tectonic discrimination of granitoids // Geol. Soc. Amer. Bull. 1989. Vol. 101. P. 635–643.
- Pearce J. A., Harris N. B. W., Tindle A. G. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks // Journal of petrology. 1984. Vol. 25. No. 4. P. 956–983.

ИСТОРИЯ ФОРМИРОВАНИЯ КВАРЦЕВЫХ ЖИЛ ЯРОТАШОРСКОЙ ПЛОЩАДИ ПО ДАННЫМ ИЗУЧЕНИЯ ФЛЮИДНЫХ ВКЛЮЧЕНИЙ (ПРИПОЛЯРНЫЙ УРАЛ)

Н. В. Сокерина¹, Т. П. Майорова^{1,2}, С.И. Исаенко¹

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

²СГУ им. Питирима Сорокина, Сыктывкар; mayorova@geo.komisc.ru

Приполярный Урал является одним из крупнейших кварцево-жильных регионов, в котором известны несколько месторождений кварца и горного хрусталя [Кузнецов, 1998]. Наряду с ними, в Кожимском районе имеются месторождения и проявления золота, связанные с кварцевыми жилами (золото-кварцевый и золото-сульфидно-кварцевый типы) [Кузнецов и др., 2004]. Они локализируются в метаморфических сланцах пуйвинской свиты среднего рифея, обрамляющих ядро Хобеизской антиклинали, сложенные глубоко метаморфизованными породами няринского комплекса нижнего протерозоя. В области развития няринского комплекса на восточном склоне расположена Яроташорскую площадь Ляпинского золотороссыпного района, в пределах которой, в том числе в плотике россыпей, широко развиты согласные и секущие кварцевые жилы, иногда содержащие сульфидную минерализацию. В россыпях часто встречается неокатанное золото в сростках с кварцем и рудными минералами. Весьма вероятно, что с жилами в плотике россыпей может быть связано коренное золото, поэтому изучение кварца, его особенностей и условий образования является актуальным в оценке золотонности кварцево-жильной минерализации Яроташорской площади.

В жилах, согласных сланцеватости кристаллических сланцев, кварц молочно-белый или серовато-белый с отдельными зернами прозрачного или дымчатого кварца, мелко-среднезернистый, реже с участками крупнозернистого прозрачного или дымчатого кварца на контакте с вмещающей породой. Часто встречаются каверны, выполненные гидроксидами железа, изредка пирит. В секущих жилах кварц молочно-белый средне-крупнозернистый с участками (или зернами) крупно-гигантозернистого прозрачного или дымчатого кварца. Иногда в этих жилах

встречаются гнезда с друзами кристаллов горного хрусталя. Часто присутствуют каверны, заполненные гидроксидами железа.

Для определения условий образования кварца нами изучены сингенетичные включения в кварце согласных и секущих жил (рис. 1). На основании полученных данных по флюидным включениям и историей формирования жильного кварца Приполярного Урала [Кузнецов, 1998] можно выделить три основных стадии (этапа) кварцеобразования.

Первая стадия (этап) – образование мелкозернистого кварца согласных жил, которое происходило при температурах близких 255–380 °С. В составе минералообразующих растворов присутствуют хлориды натрия и магния. Растворы имеют довольно значительную соленость – до 14 мас. % (NaCl экв.). В газовой фазе доминирующую роль играет азот (рис. 2). Метан, который обычно связывают с метаморфическими преобразованиями, отсутствует, что оставляет предположение о метаморфогенном источнике азота под вопросом.

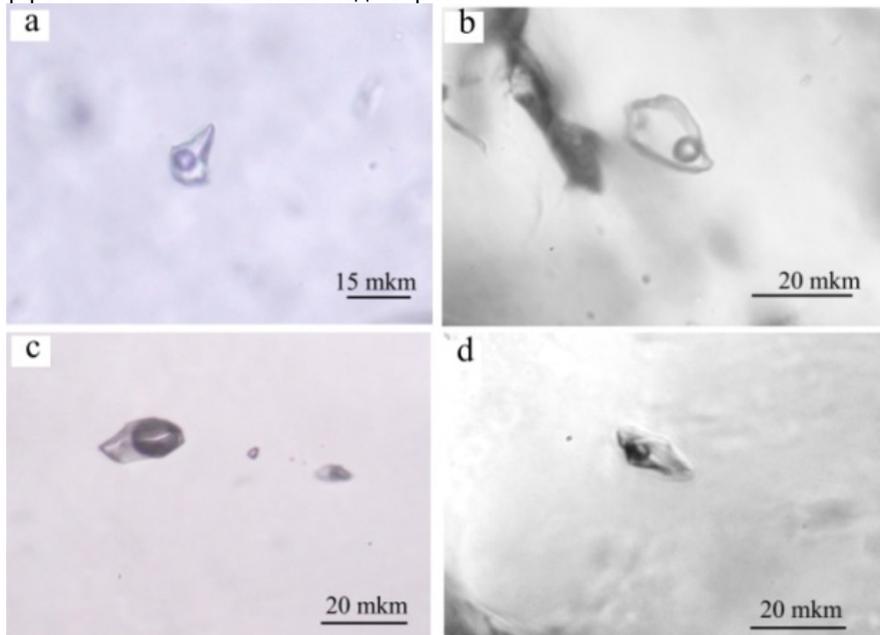


Рис. 1. Типичные флюидные включения: а – первичное включение в крупнозернистом кварце; б, в – первично-вторичные включения в крупнозернистом кварце; г – первичные включения в мелкозернистом кварце.

Вторая стадия (этап) приурочена к началу образования крупнозернистого кварца секущих жил и проявлена также в согласных жилах. Кристаллизация кварца происходила при температурах 310–385 °С. В составе минералообразующих растворов присутствуют хлориды натрия и магния с примесями других солей, соленость растворов до 12.5 мас. % (NaCl экв.), во флюиде – углекислый газ и азот, в подчиненном количестве метан.

Третья стадия связана с преобразованием крупнозернистого кварца секущих жил, которое происходило при более низких температурах (не более 260 °С). Флюидные растворы были обогащены углекислым газом. Этот процесс протекал очень активно, о чем свидетельствует обилие включений гетерогенного захвата,

температура гомогенизации в которых достигает иногда 400° С. Вероятно, именно с этой стадией связано отложение рудных минералов и, возможно, золота [Сокерина и др., 2012, Ройзенман, 2008, и др.].

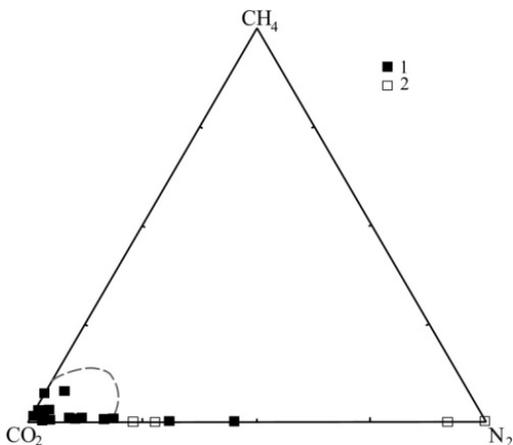


Рис. 2. Газовый состав включений по данным рамановской спектроскопии (1 – в крупнозернистом кварце секущих жил; 2 – в мелкозернистом кварце согласных жил).

Работа выполнена по теме НИР госзадания (ГП№ АААА-А17-117121270036-7) ИГ Коми НЦ УрО РАН и при частичной финансовой поддержке проекта № 18-5-5-57 УрО РАН (ГП № АААА-А17-117121140076-3).

Кузнецов С. К. Жильный кварц Приполярного Урала. СПб: Наука, 1998. 203 с.

Благородные металлы западного склона севера Урала и Тимана / С.К. Кузнецов, М.Б. Тарбаев, Т.П. Майорова, М.Ю. Сокерин, Г.В. Чупров. Сыктывкар: Геопринт, 2004. 48 с.

Сокерина Н. В., Шанина С. Н., Исаенко С. И. Газовый состав рудообразующего флюида золоторудного проявления Синильга, Приполярный Урал // Вестник ИГ Коми НЦ УрО РАН. Сыктывкар: Геопринт, 2012. № 3. С. 12–15.

Ройзенман Ф. М. Теория богатого рудообразования под воздействием «углекислотной волны». М.: Издательство МЮИ, 2008. 84 с.

МЕТАН И ЕГО ИСТОЧНИКИ В РАССЛОЕННОЙ ИНТРУЗИИ УИТКОМСТ (БУШВЕЛЬД, ЮАР)

И.П. Соловова¹, А.А. Аверин¹, М.А. Юдовская¹, Н.Г. Зиновьева²

¹ИГЕМ РАН, Москва, Россия (solovova@igem.ru)

²Геологический факультет МГУ им. Ломоносова

Вопрос о составе и генезисе первичных магм расслоенного комплекса изверженной провинции Бушвельд до сих пор вызывает большой интерес. Основная сложность решения проблемы связана с тем, что продукты кристаллизации исходной магмы осложнены кумулятивными процессами, контаминацией коровым материалом, метасоматозом, реакционными и вторичными изменениями. Мы изучили включения в кумулюсном оливине (Fo₉₀₋₉₁) ультрамафических пород в центральной части силла Уиткомст, который генетически связан с расслоенным комплексом Бушвельд (ЮАР).

Закристаллизованные первичные расплавные включения размером до 30 мкм (рис. 1а) в некоторых случаях скомбинированы с кристаллическими включениями шпинели. Включения содержат идиоморфные дочерние фазы, среди которых проанализированы оливин и ортопироксен. В процессе проведения высокотемпературных экспериментов начало плавления дочерних фаз отмечалось при 1010-1050°C. При максимальной температуре опытов в 1430°C полная гомогенизация включений не достигалась. Аналогичный процесс наблюдался в силикатной части скомбинированных включений, что дополнительно подтверждает переносимость расплавных включений. Составы расплава, пересчитанные на равновесие с оливином-хозяином, содержат 54-57 мас.% SiO₂, до 18 мас.% MgO, менее 3.6 мас.% CaO и до 5 мас.% Na₂O+K₂O (Na₂O>K₂O). Среди дочерних фаз включений отсутствуют минералы, отвечающие за столь высокие концентрации щелочей. Однако в некоторых включениях диагностировано межзерновое стекло с суммарным содержанием щелочей до 8 мас.%.

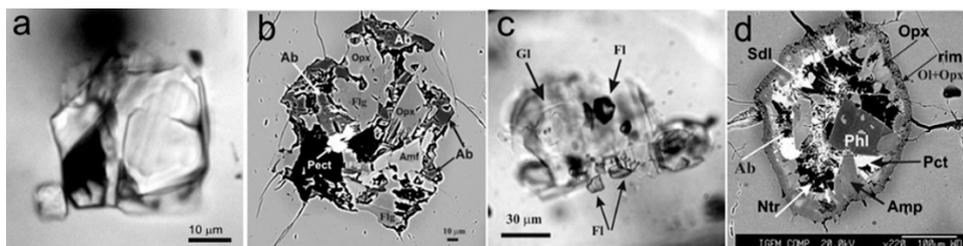


Рис. 1. Микрофотографии включений в оливине. (а)– первичное расплавное включение при 20°C; (б)– включение полиминерального агрегата типа А1; (с)– включение природно-декрепитированного полиминерального агрегата со стеклом и флюидной фазой; (d)– полиминеральный агрегат А2 с идиоморфными кристаллами Оpx, Amp и Flg.

Помимо первичных расплавных включений, оливин содержит крупные (до 300 мкм) полиминеральные агрегаты неправильной или округлой формы двух типов, А1 (рис. 1b) and А2 (рис. 1d). Агрегаты А1 представлены оливином, ортопироксеном, паргаситом, флогопитом и альбитом. В качестве примесей в них определены пектолит, карбонат, сульфиды и Fe-Ni-Cu металлический сплав. Встречаются природно-декрепитированные агрегаты А1, содержащие стекло и флюид (рис. 1c). Ксеногенные агрегаты типа А2 дополнительно содержат Cl-апатит (до 6 мас.% Cl), титанит, перовскит, рутил, ильменит, содалит и натролит (рис. 1d). Оцененные валовые составы агрегатов А1 и А2 свидетельствуют об их высокой магнезиальности (до 23 мас.%) и щелочности (до 8 мас.%) при содержании H₂O от 2 до 4 мас.%.

Флюидные обособления в пределах частично-декрепитированных поликристаллических агрегатов и в областях гало вокруг них были изучены методом КР-спектроскопии. Исследование показало, что их основным компонентом является CH₄ (рис. 2а, пики 2917 и 3020 см⁻¹). В подчинённом количестве во флюиде присутствуют N₂ (2330 см⁻¹), H₂ (4155 см⁻¹) и карбонат (CO₃²⁻ 1092 см⁻¹).

Кумулюсный оливин, содержащий первичные расплавные включения, пронизан субпараллельными цепочками мельчайших флюидных включений (<1 мкм). Согласно SIMS анализам, оливин с такими включениями содержит до 4000 ppm H₂O и 25 ppm Na, а его ИК-спектры поглощения характеризуются пиками воды в области 3700-3750 см⁻¹. В редких случаях в оливине среди этих включений находятся единичные флюидные включения негативной формы размером до 15 мкм. КР-спектроскопическое изучение показало, что, помимо CH₄ (пик 2917 см⁻¹), они содержат воду и карбонат (пики 1444, 1092, 737 и 325 см⁻¹) (рис. 2b). Оптически во

включениях видны твердые фазы. Был сделан КР-профиль от центра к краю. Установлено, что при движении от центра к краям появляются пики графита ($1360(D)$ и $1605(G)$ cm^{-1}), интенсивность которых постепенно возрастает. Из этого следует, что графит отлагается на стенках метан-содержащих флюидных включений. Отношение интенсивностей пиков $I(D)/I(G)$ близко к 0.5, что отвечает дисперсной модификации графита.

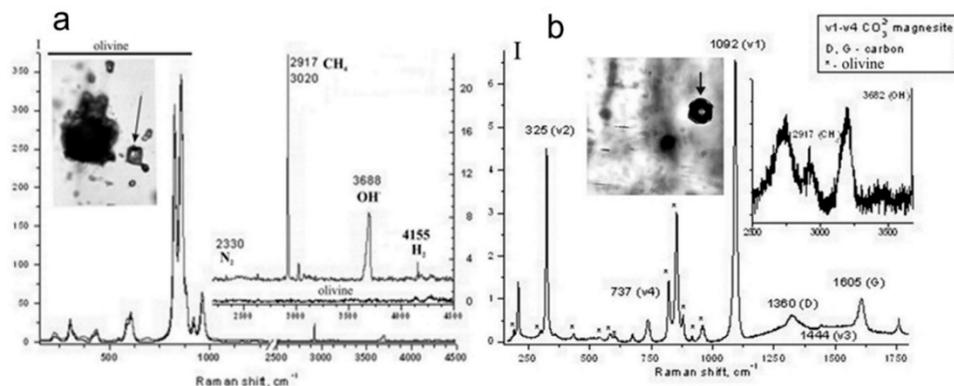


Рис. 2. КР-спектры флюида. (а) – флюид частично-декрепитированных полиминеральных агрегатов, содержит CH_4 , N_2 , H_2 и H_2O ; (б) – флюидные включения в оливине, содержит CH_4 , CO_2 , графит и H_2O . Стрелками показаны изученные включения.

Таким образом, можно предложить следующий сценарий. Состав первичных расплавных включений в оливине предполагает, что родоначальная магма отвечает высокомагнезиальным расплавам. Поступление горячей магмы в камеру приводило к частичному плавлению под влиянием высокой температуры участков нижерасположенного пегматоидного слоя и захваченных кристаллизующимся оливином ксенолитов. Отделяющийся флюидо-насыщенный щелочной расплав мигрировал по границам зерен и трещинам, которые впоследствии залечивались. Инфильтрация этой магмы приводила к частичному плавлению фаз первичных расплавных включений, их перекристаллизации и модификации валового химического состава.

Работа выполнена при поддержке гранта РФФИ 18-05-00291а. Аналитические данные были получены на кафедре петрологии, Геологический факультет МГУ, при помощи Superprobe JEOL JXA-8230, приобретенного за счет средств «Программы развития Московского университета»

ЭТАПЫ ФОРМИРОВАНИЯ ОЧАГА БАЗИТОВОЙ МАГМЫ ПОСТКАЛЬДЕРНОГО ВУЛКАНА КЛУМБА ПЕРЕШЕЙКА ВЕТРОВОЙ (О. ИТУРУП, КУРИЛЬСКИЕ ОСТРОВА)

Т.Ю. Тимина¹, С.З. Смирнов², А.В. Рыбин³, С.П. Крашенинников⁴

¹ИГМ СО РАН, Новосибирск, Россия, timina@igm.nsc.ru

²ИГМ СО РАН, Новосибирск, Россия, ssmr@igm.nsc.ru

³ИМГиГ ДВО РАН, Южно-Сахалинск, Россия, a.rybin@imgg.ru

⁴ГЕОХИ РАН, Москва, Россия, spkrash09@gmail.com

Пемзовые отложения Перешейка Ветровой (ПВ) являются продуктами крупного плинианского извержения, сформировавшего мощные толщи (до 260м) туфов, которые обнажаются на побережье Охотского моря и Тихого океана. Изученные пемзы имеют дацитовый состав [Смирнов и др., 2017]. Вкрапленники пемз представлены орто- и клинопироксенами с повышенной магнезиальностью, основным плагиоклазом, кварцем и рудными минералами – магнетитом и ильменитом. При этом расплав, из которого кристаллизовались вкрапленники, по данным изучения расплавных включений имеют риолитовый состав [Смирнов и др., 2017]. Объемы изверженного материала по оценкам [Мелекесцев и др., 1988] составляют около 100км³. Для такого извержения необходимы большие объемы базитовых магм или в качестве источника вещества, или как источник тепла. В пределах вулканической системы Перешейка Ветровой основной состав имеет только посткальдерный стратовулкан Клумба (высота около 160м). Нами были изучены оливины из образца лавы вулкана Клумба. Валовый состав пород соответствует андезибазальтам. Лавы содержат вкрапленники оливина, орто- и клинопироксена и плагиоклаза, погруженных в тонкораскристаллизованный матрикс.

Оливин представлен тремя популяциями. Оливин первой популяции – вкрапленники, имеющие четко выраженные кристаллографические формы и химический состав от Fo₈₅ в ядерных зонах и до Fo₇₆ к краевым зонам (рис.1, А). Такие вкрапленники содержат кристаллические включения Cr-Al-шпинели, а также первичные флюидные и расплавные включения. Оливин второй популяции представлен вкрапленниками с обратной зональностью от Fo₇₃ в центральных зонах с увеличением до Fo₇₈ к краю. В них встречаются кристаллические включения плагиоклаза (An₉₃₋₉₀), магнетита и расплавные включения (рис.1, Б).

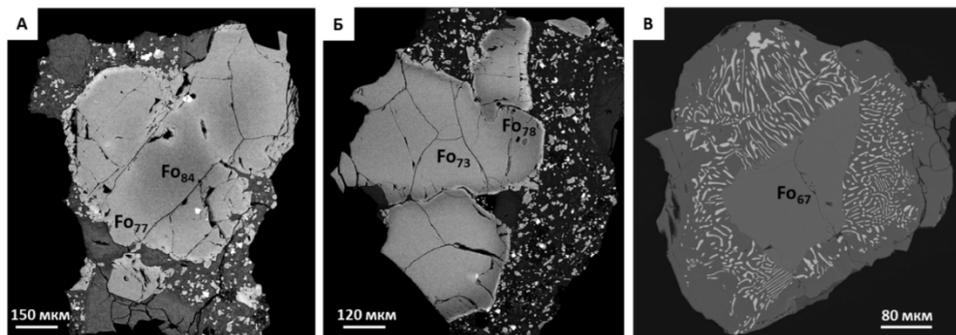


Рис.1 BSE-фотографии оливины из лавы вулкана Клумба. А – вкрапленники с прямой зональностью, Б – вкрапленники с обратной зональностью, В – оливин с мирмекитовой каймой.

В оливинах третьей популяции ядерные части представлены Fo₇₂₋₆₇, а периферия сложена ортопироксеном, который отделен от оливина мирмекитовой ортопироксен-магнетитовой каймой (рис.1, В). Яркой выраженной химической зональности в таких оливинах не наблюдается. Значительно реже, чем в двух других популяциях, присутствуют расплавные включения.

Первичные расплавные включения в оливинах всех популяций расположены в основном поодиночке в центральных и значительно чаще в краевых зонах вкрапленников. Размер включений от 5 до 50 мкм. Фазовый состав расплавных включений при комнатной температуре: стекло + дочерние фазы (клинопироксен) + флюидное обособление. Для получения гомогенных стекол были проведены термометрические эксперименты в вертикальной трубчатой печи Nabertherm RHTV 1700, сконструированной на базе ГЕОХИ РАН [Крашенинников и др., 2017]. Прогрев

осуществлялся в две стадии: 1) нагрев и выдержка зерен оливина в течение 8 мин при температуре $T \approx 750-800^\circ\text{C}$. 2) Дальнейший нагрев и выдержка в течение 5 мин при температуре $T = 1250^\circ\text{C}$ и фугитивности кислорода соответствующей буферу QFM+2,5. Закалка осуществлялась отстрелом в воду. Составы прогретых стекол, полученных рентгеноспектральным методом, были скорректированы до равновесия с оливином-хозяином с помощью программы Petrolog 3.0. Исходные расплавы пород вулкана Клубба в целом имели состав высокоглиноземистого базальта ($\text{Al}_2\text{O}_3 > 20$ масс. %), принадлежащего к толеитовой серии (рис. 2).

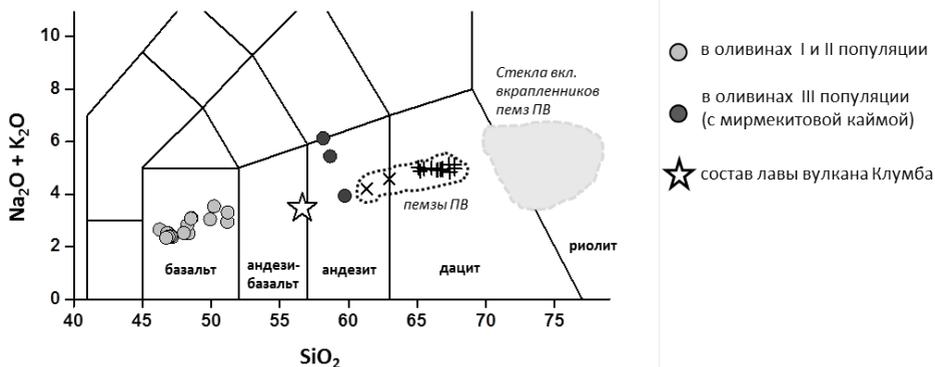


Рис.2. Положение составов прогретых расплавных включений из оливинов вулкана Клубба.

Особенности химического состава вкрапленников оливина и стекол прогретых включений в них позволяют предположить, что магматический очаг вулкана Клубба был базитовым и формировался в несколько этапов. 1) кристаллизация оливина (от Fo_{85}) и Cr-Al-шпинели из высокоглиноземистого толеитового базальта в глубинных условиях. 2) Подъем расплава в менее глубинную камеру и его дальнейшая кристаллизация с образованием более железистого оливина, плагиоклаза, магнетита и пироксенов. 3) Внедрение в частично закристаллизованный очаг новой порции более магнизальной магмы (что объясняет появление у вкрапленников обратной зональности). Помимо явлений, показывающих обновление очага вулкана Клубба, весьма вероятно, что произошло более позднее смешение дифференцированной магмы очага с более кислым расплавом, которое привело к неравновесности оливина (появление мирмекитовых кайм вокруг Fo_{72-67}).

Работа выполнена при финансовой поддержке грантов РФФИ №16-05-00894, №18-05-00819 и гранта программы комплексных исследований СО РАН № 44.2.

Крашенинников С.П., Соболев А.В., Батанова В.Г., Каргальцев А.А., Борисов А.А. Экспериментальная проверка моделей равновесия оливин-расплав в области высоких температур // Докл. Акад. Наук, 2017, т.475, №5, с.559-563.

Мелекесцев И.В., Брайцева О.А., Сулержицкий Л.Д. Катастрофические эксплозивные извержения вулканов Курило-Камчатской области в конце плейстоцена-начале голоцена // ДАН СССР, 1988, Т. 300, №1, С. 175-181.

Смирнов С.З., Рыбин А.В., Соколова Е.Н., Кузьмин Д.В., Дегтерев А.В., Тимина Т.Ю. Кислые магмы кальдерных извержений Итуруп: первые результаты исследования расплавных включений во вкрапленниках пемз кальдеры Львиная Пасть и Перешейка Ветровой // Тихоокеанская геология, 2017, т.36, №1, с.50-68.

НОВЫЕ ДАННЫЕ О ГЕНЕЗИСЕ КАТУГИНСКОГО МАССИВА ЩЕЛОЧНЫХ ГРАНИТОВ

Е.В.Толмачева¹, С.Д.Великославинский¹, А.Б.Котов¹, Н.С.Прокопов²

¹ИГГД РАН, Санкт-Петербург, Россия, helena-tolmacheva@yandex.ru, ²НИИ Физической и органической химии Южного федерального университета, Ростов-на-Дону, nsprokopov1803@yandex.ru

Палеопротерозойский (2055±7-2066±6 млн лет [Ларин и др., 2002; Котов и др., 2018] Катугинский массив щелочных гранитов, восточная часть которого является одним из крупнейших Zr-Ta-Nb-Y-REE месторождений мира, локализован в западной части Алданского щита в пределах Становой шовной зоны. Ранее месторождение и граниты [Архангельская и др., 1993 и др.] рассматривались как рудоносные щелочные метасоматиты, не связанные с магматизмом. Позднее [Котов и др., 2015; Скляр и др., 2016] было установлено, что эти образования представляют собой дважды метаморфизованную (1921±5 и 1876±7 млн лет [Котов и др. 2018]) интрузию щелочных гранитов, неравномерно обогащенную рудными компонентами. В пределах интрузии выделены [Донская и др., 2018] три группы щелочных гранитов: 1) биотитовые и биотит-рибекитовые (западный блок); 2) биотит-арфведсонитовые и 3) арфведсонитовые, эгирин-арфведсонитовые и эгириновые (восточный блок). Крайними разновидностями являются эгириновые и биотитовые граниты. Несмотря на отсутствие четких геологических критериев, указывающих как на последовательность формирования выделенных групп, так и возможность отнесения их к разным фазам, высказано предположение о формировании массива в течение трех магматических импульсов в последовательности, соответствующей перечисленным группам. При этом существующие различия между группами связываются с различными источниками их формирования. Для третьей группы предполагается мантийный источник (дифференциация базальтовой магмы), для первой группы - коровый источник, а для второй – смешанный мантийно-коровый источник. Граниты второй и, особенно, третьей группы содержат криолит, в то время как в биотитовых гранитах криолит не обнаружен. Согласно данным всех исследователей промышленные руды локализованы исключительно в криолитсодержащих гранитах третьей группы (в восточной части Катугинского массива) и согласно рассмотренной выше модели [Ларин и др. 2002; Скляр и др., 2016; Донская и др., 2018] формировались на завершающей стадии становления массива щелочных гранитов.

Следует отметить, что присутствие равномерно распределенных «капель» магматического криолита в эгириновых и амфиболовых гранитах указывает на ликвацию первичной гомогенной магмы на силикатную и фторидно-солевую составляющие, эффект которой не учитывался при разработке рассмотренной выше модели. Представляется, что механизм ликвации в комбинации с фракционной дифференциацией силикатного расплава позволяет обосновать более простую модель формирования Катугинского массива в результате одноактного внедрения первично гомогенной магмы, которая приводит к диаметрально противоположной последовательности кристаллизации выделенных минеральных групп и позволяет объяснить формирование гранитов, наиболее богатых рудными компонентами.

Эгиринсодержащие граниты характеризуются присутствием криолита (от 5 до 20 об.%), наличием шпировидных кумулятивных скоплений циркона и его «густой» равномерной вкрапленности. По данным газовой хроматографии установлена их

аномально высокая флюидонасыщенность (не менее 5 мл/г пробы в цирконе эгириновых гранитов). Расплавные включения (РВ) наблюдаются во многих породообразующих минералах щелочных гранитов и представлены двумя типами: алюмосиликатными РВ и криолитовыми РВ фторидного солевого расплава, являющимися результатом проявления жидкостной несмесимости (ликвации) в кристаллизующемся расплаве. Алюмосиликатные РВ полностью раскристаллизованы и в породообразующих минералах практически все они декрепитированы. Ненарушенные силикатные РВ отмечаются только в цирконе. Они состоят из кварца, полевых шпатов и единичных кристаллов пирохлора и колумбита (результаты микрозондового анализа). Размеры РВ от 2 до 20 мкм. $T_{\text{гом}}$ этих РВ составляет 750-775°C. Многочисленность РВ в цирконе (до 10% объема зерен) свидетельствует о его быстрой кристаллизации. РВ фторидного солевого расплава наблюдаются в кварце и микроклине. Их размеры не менее 10-30 мкм. Эти включения характеризуются наличием зоны закалки. В кварце наблюдаются структуры «снежного кома» (рис. 1а), характерные для редкометалльных щелочных гранитов [Щекина и др. 2013], свидетельствующие об одновременной кристаллизации минерала-хозяина и капель солевого расплава. $T_{\text{гом}}$ РВ фторидного солевого расплава $760\pm 15^\circ\text{C}$ и совпадает с $T_{\text{гом}}$ силикатных РВ. Отделяющийся фторидный солевой расплав не только захватывался минералами кристаллизующегося алюмосиликатного расплава, но отжимался и мигрировал с образованием жил и более крупных (размером до $0.5\times 0.5\times 0.2\text{ м}^3$) гнезд и линз (рис. 1б) криолита.

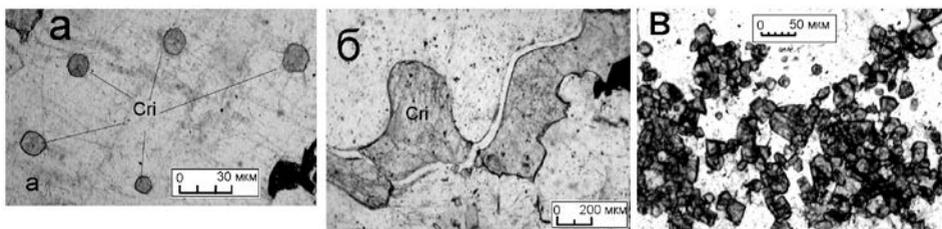


Рис. 1. а - каплевидный криолит в кварце (структура «снежного кома»); б – деформированное скопление криолита; в – шпировидное скопление циркона.

Согласно экспериментальным данным [Граменицкий и др. 2005;] Zr, Nb и Ta концентрируются в алюмосиликатном расплаве, а их растворимость резко снижается при уменьшении содержания фтора. В результате ликвации в алюмосиликатном расплаве имело место не только резкое обеднение фтором, относительное обогащение O^{2-} , но и существенное повышение концентраций Zr, Nb и Ta, что в конечном итоге привело к массовой и быстрой кристаллизации циркона, колумбита, пирохлора и ряда других редкометалльных минералов в виде густой вкрапленности и шпировидных обособлений (рис. 1в). Таким образом, образование наиболее богатых промышленных руд происходило на начальной стадии становления массива, являясь следствием ликвации, что подтверждается и наличием шпировидных обособлений циркона, формирование которых возможно только на начальной стадии кристаллизации расплава.

Большая часть амфиболовых и биотитовых гранитов Катугинского массива значительно менее флюидонасыщена (не более 1 мл/г пробы), криолит в них отсутствует, концентрация редкометалльных минералов не велика и они равномерно рассеяны в породе. Их минеральное разнообразие и изменчивость химического

состава обусловлены процессами кристаллизационной дифференциации: закономерным обогащением расплава SiO_2 и H_2O и обеднением FeO в процессе кристаллизации. При этом биотитовые граниты наиболее низкотемпературные - $T_{\text{гом}} \text{PB}$ в кварце биотитовых гранитов - $730 \pm 10^\circ\text{C}$).

Таким образом, проведенные исследования показывают, что Катугинский массив формировался в результате одноактного внедрения первично гомогенной богатой фтором щелочной магмы. При снижении температуры до $T=750-775^\circ\text{C}$ происходило разделение наиболее флюидонасыщенной части расплава на алюмосиликатную и фторидно-солевую составляющие. Одновременная их кристаллизация привела к формированию обогащенных рудными компонентами криолитсодержащих эгирин-арфведсонитовых гранитов (месторождения). Дальнейшее снижение температуры до $730 \pm 10^\circ\text{C}$ сопровождалось фракционной дифференциацией обедненной солевой составляющей и менее флюидонасыщенного алюмосиликатного расплава, завершившейся формированием биотитовых гранитов.

СОСТАВ ФЛЮИДНЫХ ВКЛЮЧЕНИЙ В АЛМАЗАХ ИЗ РОССЫПЕЙ СЕВЕРО-ВОСТОКА СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

А.А. Томиленко, Т.А. Бульбак

*Институт геологии и минералогии СО РАН им. академика В.С. Соболева,
Новосибирск, Россия e-mail: tomilen@igm.nsc.ru*

Эксперименты, термодинамические расчеты и геохимическое моделирование предлагают гипотезы о различных источниках углерода и механизмах алмазообразования [Rohrbach and Schmidt, 2011; Stagno et al., 2015; Stachel and Luth, 2015; Sverjensky and Huang, 2015]. Одной из таких гипотез является образования алмаза из метан-содержащих флюидов [Thomassot et al., 2007; Stachel and Harris, 2009; Cartigny et al., 2014]. Несомненно, что флюидные и расплавные включения в природных алмазах дают прямую информацию о среде, в которой кристаллизуются алмазы. Первые данные о составе флюидных включений в природных алмазах были получены с помощью криометрии, КР- и ИК-Фурье спектроскопии.

Здесь обсуждаются данные о составе флюидных включений в алмазах из россыпей северо-востока Сибирской платформы, полученные с помощью газовой хромато-масс-спектрометрии высокого разрешения. Проведенные ранее исследования показали, что в этих алмазах присутствуют флюидные включения, которые отличаются между собой по составу даже в пределах одного кристалла [Tomilenko et al., 2001]. На основании результатов криометрических, КР- и ИК-Фурье спектроскопических исследований были выделены два основных типа алмазов: I тип – алмазы, в которых присутствуют преимущественно «существенно углекислотные» флюидные включения и II тип – алмазы с «существенно углеводородными» флюидными включениями, в составе которых основными компонентами были углеводороды. Анализ газовой смеси, извлеченной из флюидных включений при ударном разрушении кристаллов алмаза, был выполнен на газовом хромато-масс-спектрометре Thermo Scientific (USA) DSQ II MS/Focus GC в ИГМ СО РАН [Tomilenko et al., 2015; Sokol et al., 2017].

По данным хромато-масс-спектрометрического анализа в составе летучих компонентов, выделившихся из флюидных включений при механическом разрушении алмазов, установлены углеводороды и их производные: алифатические (алканы и алкены), циклические (нафтены, арены и полициклические ароматические углеводороды), кислородсодержащие (спирты и эфиры простые и сложные,

альдегиды, кетоны и карбоновые кислоты), гетероциклические соединения (фураны), азот-, хлор-, и серосодержащие соединения, а также углекислота и вода. Относительное содержание углеводородов и их производных составляет от 52 % в алмазах I типа до 84 % в алмазах II типа. Количество алифатических углеводородов в разных алмазах существенно различается. Наибольшее относительное содержание этих углеводородов установлено для алмазов II типа 65.5 %. Для алмазов I типа суммарная доля алифатических углеводородов составляет 13.7 %. При этом доля «тяжелых» алифатических углеводородов ряда н-Тридекан $C_{13}H_{28}$ – н-Октадекан $C_{18}H_{38}$ в алмазах II типа также существенно выше по сравнению с алмазами I типа – 59.9 и 4.4 %, соответственно. Метан был обнаружен в алмазах I и II типов, но количество его ничтожно мало, особенно в алмазах II типа - 0.001 %. Относительное количество циклических углеводородов сопоставимы и составляет 1.42 % в алмазах I типа и 1.84 % в алмазе II типа. Количество кислородсодержащих углеводородов существенно выше для алмазов I типа по сравнению с алмазами II типа – 36.0 и 17.0 %, соответственно. Из кислородсодержащих углеводородов наибольшее содержание характерно для альдегидов (15.1 %) и карбоновых кислот (12.8 %) в алмазе I типа, а наименьшее – для алмазов II типа (3.1 и 1.6 %, соответственно). Содержание кетонов также существенно выше в алмазах I типа по сравнению с алмазами II типа - 5.8 и 3.5 %, соответственно.

Азот установлен как в молекулярной форме, так и в виде азотсодержащих соединений, производных углеводородов [ацетонитрил - C_2H_3N , изоксазол C_3H_3NO , пропаннитрил C_3H_5N , 1,3,5-триазин – $C_3H_3N_3$, 1Н-пиразол - $C_3H_4N_2$, 3-бутеннитрил C_4H_5N , пиридин C_5H_5N , бензонитрил - C_8H_7N , фенилпропанамида $C_9H_{11}NO$, 3-нитробензоэтанолатацетат $C_{10}H_{11}NO_4$ и др.]. Но при этом в алмазах I типа доля азотсодержащих соединений значительно больше, чем в алмазах II типа – 5.1 и 0.89 %, соответственно.

Хлорсодержащие соединения также были обнаружены во всех исследованных алмазах - 1-Хлорбутан (C_4H_9Cl), 4-Хлор-3-метил-1-бутен (C_5H_9Cl) и 1-Хлорэтанолатацетат ($C_4H_7ClO_2$). Содержание серосодержащих соединений в алмазах I типа по сравнению с алмазами II типа значительно выше – 3.8 и 0.2 %, соответственно. При этом основным компонентом в составе серосодержащих соединений является диоксид серы (SO_2) – 3.5 % в алмазах I типа и 0.12 % в алмазах II типа. Из других серосодержащих соединений установлены дисульфид серы (CS_2), диметил сульфид (C_2H_6S) и диметил дисульфид ($C_2H_6S_2$).

Наибольшее содержание углекислоты характерно для алмазов I типа - более 29.0 %. Для алмаза II типа количество углекислоты существенно меньше - около 13.0 %. Содержание воды также существенно выше в алмазах I типа по сравнению с алмазами II типа – 10.5 и 0.3 %, соответственно

Мы полагаем, что наблюдаемая изменчивость состава флюида может указывать на временные изменения в источнике (источниках) соответствующих исходных флюидов, так что каждая стадия роста рассматриваемых алмазов отражает участие различных флюидов - из различных источников [H/(O+H) изменяется от 0.74 до 0.92].

Таким образом, получены новые данные, свидетельствующие о важной роли углеводородов и их производных в процессах алмазообразования в мантии Земли. Это свидетельствует о наличии сильно восстановленных углеродных флюидов в субконтинентальной литосферной мантии и существенно расширяет имеющиеся представления о генезисе алмазов.

Исследование выполнено за счет грантов Российского научного фонда (№ 14-17-00602П и № 17-17-01154) и Российского фонда фундаментальных исследований (№ 18-05-00761).

- Cartigny, P., Palot, M., Thomassot, E., Harris, J.W. Diamond formation: a stable isotope perspective // *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.* 2014. 42. P. 699–732.
- Rohrbach, A., Schmidt, M.W. Redox freezing and melting in the Earth's deep mantle resulting from carbon–iron redox coupling // *Nature*. 2011. 472 (7342). P. 209–212.
- Sokol A.G., Tomilenko A.A., Bul'bak T.A., Palyanova G.A., Sokol I.A., Palyanov Y.N. Carbon and Nitrogen Speciation in N-poor C-O-H-N Fluids at 6.3 GPa and 1100–1400 °C // *Scientific Reports*. 7: 706. DOI:10.1038/s41598-017-00679-7.
- Stachel, T., Luth, R.W. Diamond formation – where, when and how? // *Lithos*. 2015. 220. P. 200–220.
- Stagno, V., Frost, D.J., McCammon, C.A., Mohseni, H., Fei, Y. The oxygen fugacity at which graphite or diamond forms from carbonate-bearing melts in eclogitic rocks // *Contrib. Mineral. Petrol.* 2015. 169 (2). P. 1–18.
- Sverjensky, D.A., Huang, F. A new mechanism for diamond formation // *Nat. Commun.* 2015. 6. P. 8702. <http://dx.doi.org/10.1038/ncomms9702>.
- Thomassot, E., Cartigny, P., Harris, J.W., Viljoen, K.S. Methane-related diamond crystallization in the Earth's mantle: stable isotope evidences from a single diamond-bearing xenoliths // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2007. 257. P. 362–371.
- Stachel, T., Harris, J.W. Formation of diamond in the Earth's mantle // *J. Phys., Condens. Matter*. 2009. 21 (36). P. 364206.
- Tomilenko A.A., Chepurov A.I., Sonin V.M., Bul'bak T.A., Zhimulev E.I., Chepurov A.A., Timina T.Yu., Pokhilenko N.P. The synthesis of methane and heavier hydrocarbons in the system graphite-iron serpentine at 2 and 4 GPa and 1200°C // *High Temperatures-High Pressures*. 2015. 44 (6). P. 467–473.
- Tomilenko, A.A., Ragozin, A.L., Shatskii, V.S., Shebanim, A.P. Variation in the fluid phase composition in the process of natural diamond crystallization // *Dokl. Earth Sci.* 2001. 379. P. 802–805.

РАСПЛАВЫ, ФОРМИРОВАВШИЕ ТЕФРУ ИЗВЕРЖЕНИЯ 6900 ВУЛКАНА ХАНГАР (СРЕДИННЫЙ ХРЕБЕТ, КАМЧАТКА)

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

¹*Институт геохимии и аналитической химии им. В.И. Вернадского РАН
119991 Москва, ул. Косыгина, 19,*

²*Геологический институт РАН, 119017 Москва, Пыжевский пер.,7,*

³*Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН,
119017 Москва, Старомонетный пер., 35*

Хангар – самый южный вулкан Срединного хребта Камчатки. Доказано, что он действующий и потенциально опасный [Базанова, Певзнер, 2001].

Стратовулкан Хангар (далее Хангар) и секущая его зона моногенного вулканизма расположены внутри крупной сложно построенной кальдеры, прорывающей метаморфические породы. Значительная часть пород Хангара представлена вулканитами среднего и кислого состава, а моногенные центры – базитами. Цель настоящего исследования – изучение процессов магмогенерации, определяющих формирование пород Хангара, в том числе и в сравнении с характеристиками других объектов, относящихся к Срединному хребту Камчатки.

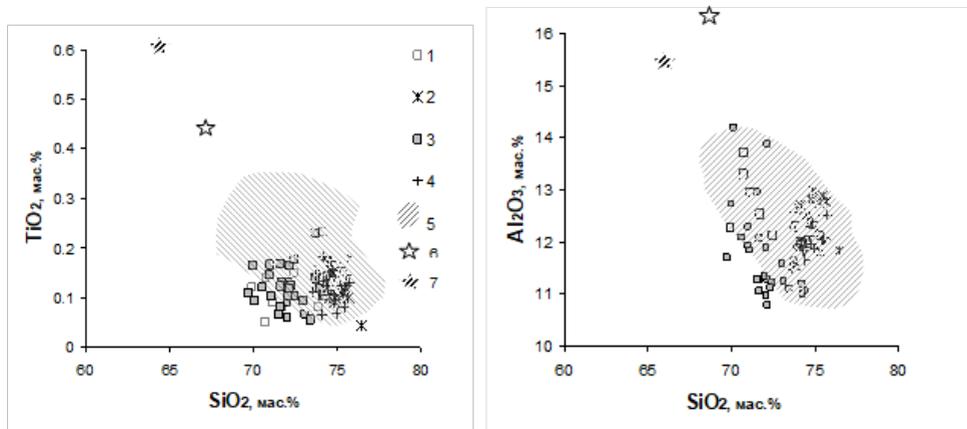
Были изучены тефры двух разностей крупнейшего голоценового извержения вулкана Хангар, произошедшего около 6900 ¹⁴C л.н. [Базанова, Певзнер, 2001]. Образцы представлены мелкими лапилли пемзы грязно-белого цвета, они хрупкие, сложены вспененным стеклом с небольшим количеством вкрапленников (около 20%). По химическому составу тефра отвечает дацитам (SiO₂ 68 мас.%, NaO+K₂O около 7 мас.%), со сравнительно невысокими концентрациями FeO и MgO (2.7 и 1.3 мас.% соответственно).

Вкрапленники представлены биотитом, средним плагиоклазом и кварцем, реже – амфиболом. Стекловатые природнозакаленные расплавные включения обнаружены во всех минералах вкрапленников; размер их варьирует от 10 до 60

мкм, так размеры газового пузырька также весьма изменчивы (от 5 до 20% объема включения). Состав стекол изучался на микроанализаторах Cameca SX-100 (ГЕОХИ РАН) и Jeol JXA 8200 (ИГЕМ РАН) при параметрах 15-30 нА, 15 кВ.

Включения расплавов в минералах двух образцов чрезвычайно схожи. Это дацит-риолитовые расплавы (SiO_2 69-75 мас.%) с низкими содержаниями железа и магния (0.4-1 и 0.1-0.3 мас.%, соответственно) и относительно высокими содержаниями K_2O (3-4.3 мас.%). Сумма анализа колеблется от 91 до 97 мас.%, причем, наиболее высокие значения демонстрируют включения в биотите и стекла основной массы. Вероятно, низкие суммы определяются высоким содержанием воды в расплаве.

На рис. 1 видно, что по сравнению с полем расплавов, формировавших тефру другого вулкана Срединного хребта – Ичинского, фигуративные точки расплавов тефры изученного извержения Хангара образуют более компактные группы, которые характеризует относительное обеднение фемическими компонентами. Это может свидетельствовать в пользу различий в процессах генезиса породообразующих расплавов. Возможно, на Хангаре магмогенерация генетически связана с гранито-нейсовыми породами, слагающими фундамент вулкана.



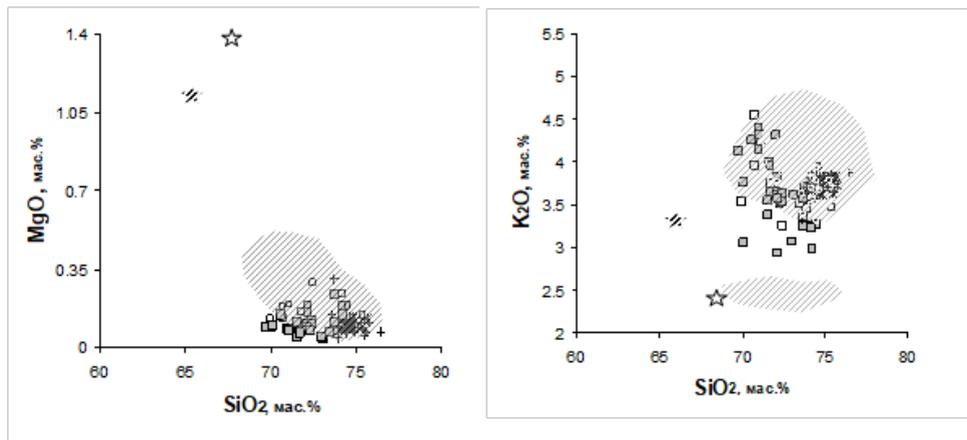


Рис. 1. Вариационные диаграммы для составов расплавных включений в тефре извержения вулкана Хангар 6900 ¹⁴С лет назад (л.н.)

1, 3 – стекла включений в Pl, Q, Amph; 2, 4 – стекла основной массы и включений в Bt; 5 – поле расплавов в тефре Ичинского вулкана по [Толстых и др., 2018]; 6, 7 – усредненные составы пирокластических пород вулканов Хангар и Ичинский (соответственно), участвовавших в исследовании.

Пирокластические породы обоих вулканических центров (Ичинского и Хангара) обеднены SiO₂ и щелочами, но обогащены глиноземом и фемическими компонентами относительно расплавов (рис. 1). Это может свидетельствовать о преобладании в петрогенетических процессах кумуляции и смешения.

Таким образом, можно предполагать, что два крупных вулканических центра Срединного хребта при наличии разных источников расплава характеризуются сходными процессами порообразования. Более детальную картину эволюции вулканического центра даст изучение микроэлементного состава магм вулканического центра Хангара.

Работа выполнена в соответствии с Госзаданиями по темам ГЕОХИ РАН № 0137-2016-005 (термобарогеохимические исследования), ГИН РАН № 0135-2018-0037 (геохронологические исследования) и ИГЕМ РАН № 0136-2018-0028 (петрографические и минералогические исследования), а также при поддержке грантов РФФИ № 17-05-00112 (полевые работы) и № 18-05-00224 (анализ данных).

Базанова Л.И., Певзнер М.М. (2001) Хангар – еще один действующий вулкан на Камчатке // ДАН. Т. 377. № 6. С. 800-802.

Толстых М.Л., Певзнер М.М., Наумов В.Б., Бабанский А.Д. (2019) Характеристика кислых расплавов, формировавших тефру голоцен-плейстоценовых извержений вулкана Ичинский (Камчатка), по данным изучения расплавных включений// Геохимия/ В печати.

ТЕРМОБАРОГЕОХИМИЯ ПРОЦЕССОВ ДЕГАЗАЦИИ ИСКОПАЕМЫХ УГЛЕЙ ВОСТОЧНОГО ДОНБАССА

В.Н. Труфанов¹, А.В. Труфанов²

¹Южный федеральный университет, Ростов-на-Дону, Россия,

Trufanov_v37@mail.ru

²ЮФУ, Ростов-на-Дону, Россия, SMAF2007@mail.ru

Процессы дегазации ископаемых углей являются важнейшим фактором формирования и последующего комплексного освоения практически всех генетических типов угольных месторождений. С ними непосредственно связаны опасные газодинамические явления при проходке подземных горных выработок – спонтанные суфляры и внезапные выбросы угля, пород и газа, отрицательно влияющие на экологическую безопасность и производительность труда шахтёров [Ольховиченко, 1982; Труфанов и др., 2017].

Прямым следствием процессов дегазации систем «уголь-флюид» представляется изменение основных технологических свойств углей в зонах углеводородной флюидизации угольных пластов и вмещающих пород [Минерально-сырьевая база..., 2003; Труфанов и др., 2007]. Кроме того, масштабы и динамика газовыделения при деструкции угольных пластов определяют в конечном итоге обоснование эффективных технологий при решении проблемы угольного метана как нетрадиционного вида энергетического минерального сырья, прогнозные ресурсы которого в угленосных бассейнах России оцениваются в 50-60 трлн. м³ [Хрусталева и др., 2007].

Большое значение при решении отмеченных актуальных проблем угольной отрасли имеют комплексные термобарогеохимические методы исследования процессов дегазации природных систем «уголь-флюид», которые интенсивно развиваются в Институте наук о Земле Южного федерального университета [Ермаков и др., 1979; Труфанов и др., 2008].

Основными объектами изучения являются угольные месторождения Восточного Донбасса, а также Кузбасса, Печеры и других регионов России. Предлагаемая технология исследований основана на применении методов вакуумной декриптометрии, газовой хроматографии и электронной микроскопии флюидных включений, а также репрезентативных способах автоклавного моделирования процессов деструкции систем «уголь-флюид» в условиях «обратного взрыва» при высоких флуктуациях температур и давлений [Труфанов и др., 2008; Труфанов и др., 2017].

В результате разработана генетическая модель формирования трансформации основных типов геофлюидных систем, в которой рассмотрены масштабы и механизм генерации летучих компонентов, динамика их мобилизации при высоких перепадах температур и давлений, энергетические параметры локализации и деструкции промышленных концентраций угольного метана. Установлено, что прогнозные ресурсы угольного метана в хорошо разведанных месторождениях Восточного Донбасса составляют 500 млрд. м³.

Углеводородные газы в угольном веществе находятся в свободном состоянии (15-20%) в трещинах и локальных ловушках, в виде фазовых флюидных включений (40-50%), в форме клатратных соединений – включений (20-30%) и свободных радикалов (10-15%). При этом наиболее интенсивно процессы дегазации происходят в условиях «обратного взрыва» при температурах 90-120°C, 250-300°C, 400-450°C и перепадах давления от 1200-1500 до 50-60 бар, с выделением 70-80% летучих компонентов.

В составе флюидов доминируют CH₄, CO₂, H₂O и N₂, содержание которых достигает 90-95%, в качестве примесей — тяжёлые углеводороды, H₂ и H₂S. Энергетические F-показатели флюидных систем в зонах дегазации достигают 1500-2000 усл. ед. при фоновых значениях 200-300 усл. ед., что свидетельствует о реальной возможности получения промышленных притоков угольного метана при использовании технологии «обратного взрыва» для дегазации угольных пластов.

Полученные данные представляют теоретическую и практическую базу для развития молекулярно-энергетической концепции углеобразования и разработки комплексного использования георесурсов недр угленосных бассейнов.

Ермаков Н.П., Долгов Ю.А. Термобарогеохимия. Москва. Недра., 1979. 272 с.
Минерально-сырьевая база углей Восточного Донбасса. Колл. авторов под ред. Е.Я. Диколенко. Ростов-на-Дону. СКНЦ ВШ. 2003. 264 с.
Ольховиченко А.Е. Прогноз выбросоопасности угольных пластов. Москва. Недра. 1982. 218 с.
Труфанов В.Н., Гамов М.И., Рылов В.Г., Майский Ю.Г. Угледородная флюидизация ископаемых углей Восточного Донбасса. Ростов-на-Дону. Изд-во ЮФУ. 2007. 272 с.
Труфанов В.Н., Гамов М.И., Дудкевич Л.К., Майский, Ю.Г. Труфанов А.В. Основы прикладной термобарогеохимии. Ростов-на-Дону. Изд-во ЮФУ. 2008. 280 с.
Труфанов В.Н., Труфанов А.В. Термобарогеохимия процессов деструкции ископаемых углей. Ростов-на-Дону; Таганрог. Изд-во ЮФУ. 2017. 164 с.
Хрусталева Г.К., Труфанов В.Н. Геологи и промышленные типы месторождений твёрдых горючих ископаемых. Ростов-на-Дону. Изд-во ЮФУ. 2007. 240 с.

ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ РМС МЕСТОРОЖДЕНИЯ КОРДОННОЕ ПО ДАННЫМ ТЕРМОБАРОГЕОХИМИИ И КР-СПЕКТРОСКОПИИ: ГЕНЕТИЧЕСКИЙ АСПЕКТ (ПРИМОРЬЕ, ДАЛЬНИЙ ВОСТОК РОССИИ)

Д.Г. Федосеев, В.А. Пахомова, А.С. Вах, В.Б. Тишкина, С.Ю. Культенко
*ФГБУН Дальневосточный геологический институт Дальневосточного
отделения Российской академии наук, Владивосток,
fedoseev@fegi.ru*

В дискуссии о причинах образования рудных месторождений, в основном, обсуждаются два возможных варианта: 1) источником металлов служат гранитные расплавы, 2) металлы экстрагируются из вмещающих пород, тогда как гранитные расплавы лишь обеспечивают энергетику рудообразования. Решение этой альтернативы состоит в том, чтобы использовать метод последовательных приближений, т.е. накопления новых данных и, следовательно, нового знания.

Вопрос о генезисе месторождения Кордонное также является дискуссионным. Одни исследователи относят его к стратиформному типу, полагая, что источником металлов могут быть породы вмещающей рудные зоны и прожилки вулканогенно-осадочной толщи [Гетманская и др., 2007]; другие считают, что решающий фактор рудообразования - магматическая дистилляция, которая происходила в процессе остывания интрузивного массива, создавая условия для выноса рудного компонента, содержащегося во флюидной фазе магматического расплава [Федосеев и др., 2014].

Шеелит-сульфидное месторождение Кордонное - один из перспективных вольфрамовых объектов Приморского региона - расположен в пределах Малиновской рудной площади и отличается сочетанием вольфрамовой и олово-полиметаллической минерализации. Рудные тела месторождения, включающие линзы и блоки известково-кремнистых пород, пространственно локализируются в осадочной толще над интрузивным массивом и приурочены к зонам скарнирования, которые сопровождаются слабо выраженным ороговикованием вмещающих пород. Сложены минеральными ассоциациями роговиков, скарнов, грейзенов и шеелит-сульфидных прожилков, характеризующихся разнообразными эпизодами минерализации. Максимальные концентрации шеелита сосредоточены в участках пересечения горизонтов скарнированных пород с прожилками шеелит-полевошпат-кварцевого и шеелит-кварцевого, иногда с хлоритом, амфиболом, карбонатом, апатитом, пирротинном, пиритом, арсенопиритом состава. Шеелит – главный рудный минерал. Он распределен по массе рудных тел крайне неравномерно и часто пространственно тяготеет к участкам окварцевания скарнированных пород, кварцевым прожилкам или

их зальбандам. Количество сульфидов в рудах часто превышает 30%, что позволяет относить месторождение Кордонное к сульфидному типу.

В геологическом строении рудного поля месторождения Кордонное установлено участие двух типов гранитов, которые относятся к магматическим комплексам, различающимся по возрасту, структурным особенностям, минеральному и химическому составу, геохимическим признакам и условиям образования. Более древние из них (103.5 ± 2 млн. лет) по минералого-геохимическим признакам аналогичны высоколиноземистым гранитоидам второй фазы раннемелового монцодиорит-гранитного (татибинского) комплекса, а более молодые ($87.0 - 86.1 \pm 2$ млн. лет), вероятнее всего, принадлежат главной гранитной фазе приморского комплекса.

Стадийность скарнообразования согласуется с последовательностью формирования гранитов месторождения Кордонное. Скарны различаются по минеральному составу, типоморфным особенностям породообразующих минералов, рудной специализации (Cu-W и Sn-Pb-Zn) и окислительно-восстановительному потенциалу формирования. Грейзены на месторождении также представлены двумя минеральными ассоциациями: мусковит-кварцевой и шеелит-апатит-кварцевой.

Минералого-геохимические особенности руд месторождения Кордонное отличаются сложностью вещественного состава. Установлены следующие стадии минералообразования: 1 – контактового метаморфизма, 2 – скарновая, 3 – грейзеновая, 4 - рудная. Рудная стадия, как уже упоминалось, представлена двумя типами: сульфидно-шеелитовым и сульфидно-полиметаллическим.

Выявлены общие характерные для одновременных рудных образований элементы (железо, мышьяк и медь), а также различия в составе сопутствующих элементов. Руды вольфрамовой ассоциации содержат в качестве сопутствующих свинец и висмут; полиметаллической ассоциации - никель, кобальт, серебро, свинец, цинк. Различаются по минеральному составу рудные прожилки разных этапов минерализации: для прожилков вольфрамового этапа наиболее характерны полевые шпаты, слюды и апатит; для прожилков полиметаллического этапа – хлорит и турмалин.

Анализ поведения редкоземельных элементов (РЗЭ) в гранитах разновозрастных комплексов и в шеелитах показывает, что тренды распределения РЗЭ в гранитах татибинского комплекса аналогичны шеелитовым, что может являться одним из признаков генетического родства этих гранитов и гидротермальных растворов, формирующих шеелитовую минерализацию.

Основная задача представляемого сообщения - сравнение термометрических данных и данных Раман-спектроскопии включений в гранитах татибинского комплекса и разнометалльных рудных прожилках.

Термобарогеохимическими исследованиями детально изучены включения в кварце гранитов первой группы, а также в кварце грейзенов и рудных жил месторождения Кордонное. Единичные включения исследованы в шеелитах и гранатах из скарновой зоны. Детально изучены рудные прожилки с шеелитом (в зальбандах) и наложенным на вольфрамовые руды полиметаллическим оруденением (в центральных участках жил).

Установлено, что начало кристаллизации гранитов татибинского комплекса соответствует интервалу температур $750-775^{\circ}\text{C}$, давление флюида - около 150 МПа, водосодержание магмы $4.5 - 5.5$ 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 центральных и периферических участках вкрапленников кварца, в более поздний период кристаллизации происходила гетерогенизация магмы. В гранитах приморского

комплекса расплавные включения не обнаружены, что может служить косвенным признаком маловодности их материнских расплавов, и, соответственно, низкой перспективности на вольфрамовое оруденение.

На основе результатов комплексного геолого-петрологического и минералого-геохимического изучения пород и руд шеелит-сульфидного месторождения Кордонное с применением современных аналитических методов определены термодинамические диапазоны условий формирования гранитов, скарнов, грейзенов, а также руд различной специализации (вольфрамовых и полиметаллических). Сопоставление термобарогеохимических характеристик гидротермальных растворов и флюидов, сопровождающих формирование гранитов татибинского комплекса (включения магматического флюида, ВМФ), получены доказательства генетической связи вольфрамового оруденения с гранитами татибинского комплекса.

Работа выполнена при финансовой поддержке грантов: РФФИ № 16-05-00283, ДВО РАН №15-1-2-0030

Гетманская Т.И., Рассулов В.А., Материкова А.М. Минералогические особенности «стратиформного» вольфрамового оруденения Сихотэ-Алинской центральной зоны: мат. годичной сессии МО РМО Москва: ИГЕМ РАН, 2007. С. 106-110.

Федосеев Д.Г., Пахомова В.А., Гвоздев В.И., Зарубина Н.В., Буравлева С.Ю., Тишкина В.Б. Критерии связи скарнового шеелит-сульфидного месторождения Кордонное с разновозрастным магматизмом // Геология рудных месторождений. 2014. Т. 56, №6. С. 1-10.

ПЕРИТЕКТИЧЕСКИЕ РАСПЛАВНЫЕ ВКЛЮЧЕНИЯ И ИХ ПЕТРОЛОГИЧЕСКОЕ ЗНАЧЕНИЕ

В.П. Чупин^{1, 2}, Д.В. Кузьмин^{1, 2}, С.З. Смирнов¹, А.А. Томиленко¹

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

² *Новосибирский государственный университет, Новосибирск*

Перитектические явления в процессах магматической кристаллизации широко распространены, но о них известно не много. Магматические перитектические реакции – реакции, в которых одни минералы образуются за счет других в присутствии магматических расплавов как на фоне снижения температуры, так и при ее повышении. Последнее обычно происходит в областях генерации коровых магм. В данной работе мы представим примеры перитектических явлений на ранних стадиях магматического петрогенезиса, и способы их реконструкции с применением расплавных включений.

Образование кислых расплавов происходит в результате анатексиса коровых пород на прогрессивных стадиях метаморфизма в широком диапазоне давлений. Так как перитектическая кристаллизация происходит в присутствии ранних порций расплава, именно этот расплав захватывается в виде включений. Отличительной особенностью этих включений является практически полное отсутствие минеральных каемок на стенках вакуолей, родственных вмещающему минералу. В отличие от обычной магматической кристаллизации образование минералов в перитектике происходит не за счет пересыщения расплава, а за счет диффузии вещества разлагающегося минерала к вновь образующимся.

Первичные включения кислых перитектических расплавов впервые были обнаружены в гранате, клино- и ортопироксенах, кианите, скаполите и других минералах ксенолитов гранулитов и эклогитов в щелочных базальтоидах из неогеновых диатрем Ю.-В. Памира [Chupin et al. 2001, Чупин и др. 2006]. Позднее

подобные включения обнаружены в гранате гранулитов из других районов [Cesare et al. 2009].

Расплавные включения в перитектических минералах памирских нижнекорových ксенолитов гранулитов и эклогитов дают прямые сведения о НРТ процессах плавления и составах анатектических расплавов при формировании экстремально утолщенной континентальной коры под этим регионом. Включения были изучены термометрически и микронзондовыми методами (EPMA, SIMS, Raman-спектроскопией). Составы расплавных включений в гранате и других минералах гранат-кианитовых, гранат-гиперстеновых и гранат-клинопироксеновых гранулитов соответствуют кали-натровым и богатым калием кислым расплавам (от риодацитов до риолитов) с содержанием H₂O 1- 4 wt.%, CO₂ ~ 1 wt.% и низкими содержаниями HREE. Первичные расплавные включения и сингенетичные с ними флюидные включения жидкой CO₂ в гранате указывают на то, что ранняя стадия кристаллизации гранулитов и эклогитов происходила в присутствии CO₂-насыщенных кислых расплавов и свободного богатого CO₂ флюида. По данным изучения включений и минералогической термобарометрии изученные гранулиты кристаллизовались при температурах около 1000 °С и давлениях около 15 кбар. Полученные данные позволяют заключить, что на глубинах более 40 км (давление >12 кбар) под Ю.-В. Памиром происходило широкомасштабное инконгруэнтное плавление К-содержащих базитовых и метапелитовых пород, продуцирующее кислые (гранитные) расплавы. Это плавление сопровождалось кристаллизацией перитектических минералов гранулитовых и/или эклогитовых парагенезисов, которые захватывали капли кислых расплавов в виде включений. Эти данные о процессах инконгруэнтного плавления и эклогитизации пород в нижнекорových условиях находятся в хорошем соответствии с результатами экспериментальных исследований по плавлению амфиболитов, чарнокитов и метапелитов при лимитированном содержании воды (\pm CO₂) во флюиде [Litvinovsky et al. 2000; Wolf, Wyllie 1993].

Другой пример демонстрирует образование перитектических темноцветных минералов в присутствии кислых расплавов обедненных Mg и Ca при плавлении метабазитов, связанном с развитием малоглубинных (< 3 кбар) очагов островодужного вулканизма. Расплавные включения плагиориолитового состава обнаружены в плагиоклазах и пироксенах Mg базальтов вулкана Меньший Брат в кальдере Медвежьей и дацитовых пемз кальдер Львиная Пасть и перешейка Ветрового на острове Итуруп (Курильские острова) [Смирнов и др. 2017]. В первом случае состав расплавных включений не характерен для типичных базальтовых минералов. Фактически, базальты вулкана Меньший Брат содержат две ассоциации минералов, имеющих принципиальное различие в составе первичных расплавных включений. 1-ая, типично базальтовая ассоциация, оливин + шпинель с расплавными включениями основного состава. И 2-ая ассоциация ортопироксен, клинопироксен и плагиоклаз, с включениями плагиориолитового состава. Невозможно объяснить появление столь кислых расплавных включений в пироксенах и плагиоклазе за счет эволюции основного расплава в очаге или постзахватной кристаллизацией минерала-хозяина на стенках включений. Наиболее вероятно образование кислых расплавов связано с инконгруэнтным плавлением метабазитов и захватом образующегося расплава в виде включений образующимися перитектическими минералами.

В случае дацитовых пемз кальдер Львиная Пасть и перешейка Ветрового – состав темноцветов не типичен для кислых пород, материнские расплавы которых представлены содержащимися в них расплавными включениями. Образование пироксенов происходит благодаря разложению амфибола при плавлении метабазитов коры острова при температурах, превышающих 850 – 900°С.

Возрастающее в результате этого парциальное давление воды приводит к дестабилизации клинопироксена и образованию высококальциевого плагиоклаза и ортопироксена в присутствии кислого расплава.

Таким образом, необычные сочетания составов минералов и составов расплавных включений в кислых и базитовых магматических породах, а также в породах высоких ступеней метаморфизма вероятнее всего связаны с перитектическими явлениями и могут быть индикаторами ранних стадий образования кислых магм в различных геодинамических обстановках.

Работа выполнена при поддержке субсидии на выполнение государственного задания ИГМ СО РАН № 0330-2016-0005, Российского Фонда Фундаментальных Исследований (проекты № 16-05-00894, 18-05-00819), комплексной программы научных исследований СО РАН II.1 (проект № 44).

Смирнов С.З., Рыбин А.В., Соколова Е.Н. и др. (2017) Кислые магмы кальдерных извержений острова Итуруп: первые результаты исследования расплавных включений во вкрапленниках пемз кальдеры Львиная Пасть и перешейка Ветровой // Тихоокеанская геология. 36. №1. С. 50–68.

Чупин В.П., Кузьмин Д.В., Мадюков И.А. (2006) Расплавные включения в минералах скаполитсодержащего гранулитита (нижнекоровые ксенолиты из диатрем Памира) // Докл. АН. 407. 6. С. 823–827.

Cesare B., Ferrero S., Salviolo-Mariani E., Pedron D, Cavallo A (2009) "Nanogranite" and glassy inclusions: The anatexitic melt in migmatites and granulites // Geology. 37. 7. P. 627–630.

Chupin V.P., Kuzmin D.V., Touret J.L.R. (2001) High-pressure melt and fluid inclusions in minerals of garnet granulites/eclogites (Eastern Pamir) // Abstracts of ECROFI XVI, Porto, 2001. Universidade do Porto — Faculdade de Ciencias, Departamento de Geologia, Memorias. 7. P. 95–98.

Litvinovsky B.A., Steele IM, Wickham SM., Silicic magma formation in overthickened crust: Melting of charnockite and leucogranite at 15, 20 and 25 kbar// J. Petrol., 2000, 41 (5), 717–737.

Wolf M.B., Wyllie P.J., Garnet growth during amphibolite anatexis – implications of a garnetiferous restite// J. Geol., 1993, 101, 357–373.

КАЛЬСИЛИТСОДЕРЖАЩИЕ ПАРАЛАВЫ ХАТРУРИМ БЭЗИН (ИЗРАИЛЬ): МИНЕРАЛОГИЯ И СОСТАВ ВКЛЮЧЕНИЙ РАСПЛАВА

В.В. Шарыгин, Э.В. Сокол, С.Н. Кох

ИГМ им. В.С. Соболева СО РАН, Новосибирск, Россия, sharygin@igm.nsc.ru

Магмы щелочного состава образуются преимущественно в нижнекоровых или верхнемантийных условиях. Однако незначительные объемы щелочных расплавов могут формироваться и в приповерхностных условиях на пике пирометаморфических реакций за счет полного или частичного плавления осадочного субстрата. Такие процессы иногда реализуются при пирогенном метаморфизме (СМ - combustion metamorphism) в природных и техногенных системах за счет горения каустобиолитов (уголь, нефть, газ, битум) [Сокол и др., 2005]. Яркими примерами таких явлений являются природные горельники и горелые отвалы от разработок углей и битуминозных пород. Жильные паралавы щелочного состава сначала были обнаружены на Хатрурим Бэзин (площадь около 50 км²) - одним из самых крупных проявлений СМ комплекса (Hatrurim Formation) в Израиле [Gross, 1977; Sharygin et al., 2006]. Подобные паралавы были позднее выявлены и на других проявлениях этого комплекса [Сокол и др., 2012].

Подобные паралавы были обнаружены на юго-восточном фланге поднятия Гурим (центральная часть Хатрурим Бэзин). Эти крупнозернистые породы образуют маломощные (до 5-10 см) жилы в тонко-, среднезернистых мелилитовых роговиках. Главными породообразующими минералами этих жильных образований являются

шорломит (TiO_2 - до 13 мас.%), мелилит геленит-акерманитового состава, ранкинит, псевдоволластонит, волластонит, фторапатит (SO_3 - 2-3 мас.%) и Fe кальсилит (Fe_2O_3 - 3-4 мас.%). Нагельшмидтит, Fe-перовскит, Ni-магнетит, гематит, фторэллестадит, медь и другие фазы встречаются во второстепенных и аксессуарных количествах. Скелетные и дендритовые структуры нагельшмидтита в Ti-гранате и мелилите этих жильных пород позволили сделать предположение об их возможной кристаллизации из расплава [Gross, 1977; Сокол и др., 2008]. Обнаружение включений расплава в минералах этих пород явилось неопровержимым доказательством их кристаллизации непосредственно из расплава [Sharygin et al., 2006].

Включения расплава были обнаружены в мелилите, ранкините, волластоните, шорломите, фторапатите (рис. 1) и реже в кальсилите паралав. Они являются первичными по происхождению, образуют группы в центральных зонах минерала или декорируют зоны роста минерала-хозяина. В большинстве случаев, расплавные включения тесно ассоциируют с низкоплотными флюидными включениями. Размеры включений варьируют от 10 до 150 мкм. Расплавные включения имеют темную окраску и всегда тонкораскристаллизованы, содержат газовый пузырек и агрегат прозрачных и рудных минералов. В некоторых крупных включениях расплава (50-150 мкм) в качестве дочерних фаз были идентифицированы различные Ca-силикаты (ларнит, ранкинит, нагельшмидтит, волластонит, фторэллестадит), кальсилит, шорломит с 15.5 мас.% TiO_2 , фторапатит, магнетит и медь. Сульфаты встречаются относительно редко. Однако следует отметить, что помимо первичных включений силикатного расплава в волластоните были обнаружены вторичные или псевдовторичные включения сульфатного расплава и ассоциирующие с ними низкоплотные флюидные включения (до 20 мкм). Такие включения обычно располагаются вдоль плоскостей спайности в волластоните (рис. 1 Д) и содержат K- и K-Ca-сульфаты, ангидрит, барит и хашемит $\text{Ba}(\text{Cr,S})\text{O}_4$; магнетит, апатит и ларнит встречаются очень редко. Эксперименты по прогреву включений силикатного расплава показали следующие интервалы их гомогенизации в разных минералах: в апатите - 1150-1190°C; в мелилите - 1085-1155°C; в волластоните - 1050-1150°C; в ранкините - около 1150°C и в шорломите - > 1170°C. Первые признаки плавления прозрачных дочерних фаз фиксируется при 930-1080°C и даже при 620-760°C. Рудные и непрозрачные дочерние фазы начинают плавиться при 1100-1170°C. Включения сульфатного расплава в волластоните гомогенизируются при 1050-1085°C.

В целом, по сравнению с породами стекла гретых включений (1150-1180°C) в минералах обеднены SiO_2 (26-33), Al_2O_3 (4-7), CaO (30-35) и обогащены FeO (8-16), щелочами (2-6), BaO (до 13 мас.%). Они имеют низкие концентрации летучих (в мас.%): H_2O - <0.05; Cl - <0.02; F и SO_3 - до 0.5. SIMS анализ гретых включений показал очень высокие концентрации для большинства редких элементов. В отличие от пород (данные ICP-MS) стекла включений сильно обогащены V (1350-2150), Hf (20-120), U (600-3600), Li (35-515), B (220-1000), Nb (120-235) and Ta (5-30 ppm). Термометрия включений в кальсилитсодержащих паралавах Хатрурим показывает, что эти породы формировались из расплава при температурах >1200°C. В процессе кристаллизации исходный расплав разделялся на силикатную и сульфатную составляющие.

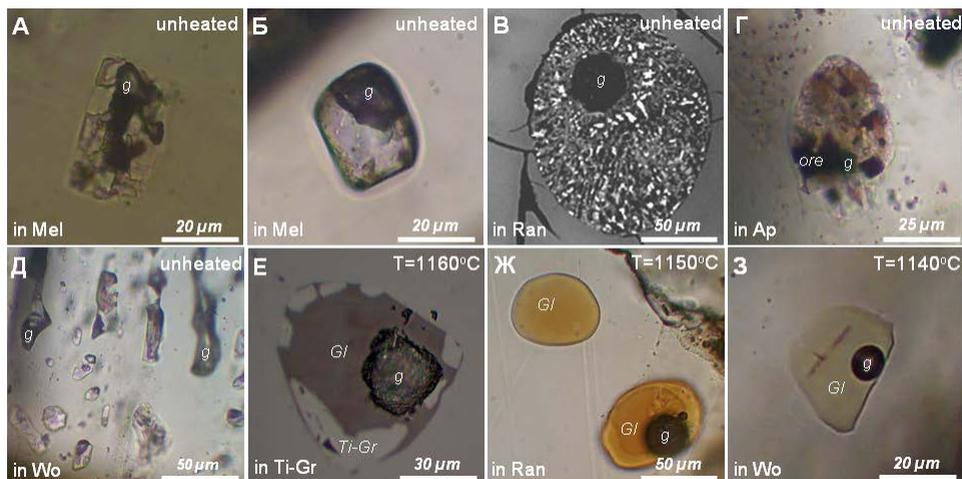


Рис. 1. Включения расплава в минералах кальсилитсодержащих паралав, Хатрурим Бэзин. Условные обозначения: Mel - мелилит; Ran - ранкинит; Ap - фторапатит; Wo - волластонит; Ti-Gr - шорломит; g - газовый пузырек; Gl - стекло; T - температура закалки включений; Д - вторичные флюидные и сульфатные расплавные включения.

Плавление высококальциевого осадочного протолита - это очень редкое явление, даже в пределах СМ комплексов. В последние десятилетия предлагалось большое количество гипотез по происхождению пород формации Хатрурим [см. обзор Vapnik et al., 2007]. Мы придерживаемся теории грязевого вулканизма, сопровождавшегося возгоранием сопутствующих углеводородных газов. По этой концепции полное плавление осадочного протолита возможно только в областях непосредственного горения газов, а именно - вокруг кратеров и газовых факелов грязевых вулканов. Мы предполагаем, что кальсилитсодержащие паралавы Хатрурим Бэзин образовались за счет полного плавления исходно метаморфизованных пород в результате прорыва высокотемпературных горящих газовых струй. Исходные осадочные породы (продукты грязевого вулканизма) сначала были превращены в мелилитовые роговики, а затем подверглись полному плавлению под воздействием горящих газовых струй (паралавы).

Работа выполнена при поддержке РНФ (грант 17-17-01056).

Сокол Э.В., Максимова Н.В., Нигматулина Е.Н. и др. Пирогенный метаморфизм. Н-ск: Из-во СО РАН, 2005, 284 с.

Сокол Э.В., Новиков И.С., Затева С.Н., и др. Пирометаморфические породы спуррит-мервинитовой фации как индикаторы зон разгрузки залежей углеводородов (на примере формации Хатрурим, Израиль) // ДАН. 2008. Т. 420. № 1. С. 104-110.

Сокол Э.В., Козьменко О.А., Кох С.Н., Вапник Е. Газовые коллекторы района Мертвого моря - реконструкция на базе геохимических характеристик пород грязевого палеовулкана Наби Муса // Геология и геофизика. 2012. Т. 53. №8. С. 975-997.

Gross S. The mineralogy of the Hatrurim formation, Israel // Geol. Surv. Israel. 1977. Bull. no. 70. 80 p.
Sharygin V.V., Vapnik Ye., Sokol E.V. et al. Melt inclusions in minerals of schorlomite-rich veins of the Hatrurim Basin, Israel: composition and homogenization temperatures // ACROFI I, Nanjing, China. 2006. P. 189-192.

Vapnik Y., Sharygin V.V., Sokol E.V., Shagam R. Paralavas in combustion metamorphic complex at the Hatrurim Basin, Israel // GSA Rev. Engineering Geol. 2007. XVIII. P.133-153.

ПОЛИФАЗНЫЕ ВКЛЮЧЕНИЯ В ТЕМНОЦВЕТНЫХ МИНЕРАЛАХ ИЗ МЕЛЬТЕЙГИТОВ БЕЛОЗИМИНСКОГО ЩЕЛОЧНОГО МАССИВА

В.В. Шарыгин¹, А.Г. Дорошкевич^{1,2}

¹ ИГМ им. В.С. Соболева СО РАН, Новосибирск, Россия, sharygin@igm.nsc.ru

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

Силикатные породы и карбонатиты Белозиминского щелочного массива неоднократно изучались методами термобарогеохимии [Панина, Подгорных, 1975; Андреева и др., 2004; 2007; Андреева, 2014; Шарыгин и др., 2016; Sharygin, Doroshkevich, 2017]. В данной работе мы приводим данные по фазовому составу полиминеральных включений в темноцветных минералах мельтейгитов массива Белая Зима. Идентификация фаз во включениях проводилась по энерго-дисперсионным спектрам и элементным картам.

Мельтейгиты Белой Зимы представляют собой средне-мелкозернистые породы, состоящие из клинопироксена (Al-диопсида, Al_2O_3 – 6-8 мас.%) с подчиненным количеством нефелина и второстепенных перовскита, Ti-андрадита (10-15 мас.% TiO_2), титанита, магнетита, аннита, кальцита и сульфидов. Поздняя минерализация представлена цеолитами, фторвезувианом, стрональцитом, мусковитом и другими фазами. В пределах массива эти породы иногда чередуются с ийолитами.

В мельтейгитах мономинеральные и полиминеральные кристаллические включений (раскристаллизованные включения расплава?) были выявлены в перовските, Ti-андрадите и клинопироксене (рис. 1). Реже они встречаются в титаните. Размер включений в этих минералах обычно не превышает 20 микрон. Включения в перовските обычно располагаются в центральных частях зерен и содержат следующие минералы: титанит, нефелин, кальсилит, канкринит, аннит, фторапатит, кальцит, калишпат, рудные фазы (магнетит, ильменит, пирротин, джерфишерит) (рис. 1). Включения в Ti-андрадите также приурочены к центральным зонам зерен и имеют примерно такой же состав, как и включения в перовските, однако дополнительно содержат андрадит с содержанием TiO_2 – 2-4 мас.%; кальсилит - не выявлен.

В клинопироксене полиминеральные включения обычно декорируют зоны роста в краевых частях, либо приурочены к залеченным трещинкам в центральной части зерен. В проходящем свете в некоторых включениях виден газовый пузырьек. В их составе обнаружены: нефелин, аннит, фторапатит, кальцит и клинопироксен (менее глиноземистый, чем минерал-хозяин), реже присутствуют титанит, Ti-андрадит, содалит, канкринит, пирротин, перовскит, альбит и натролит. Мономинеральные включения представлены Ti-андрадитом, нефелином, кальцитом и аннитом. Следует отметить, что ранее подобные включения были выявлены в карбонат-содержащих ийолитах Белой Зимы [Андреева и др., 2007].

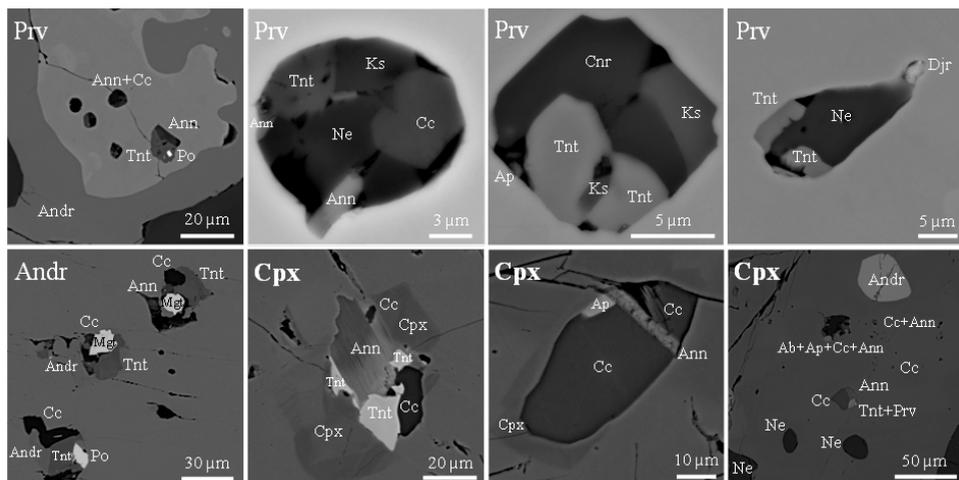


Рис. 1. Полиминеральные включения в перовските, Тi-андрадите и клинопироксене из мельтейгитов, Белозиминский щелочной массив (BSE фотографии). Символы: Prv – перовскит; Andr – Тi- андрадит; Cpx - клинопироксен; Tnt – титанит; Cc – кальцит; Ap – фторапатит; Po – пирротин; Sdl – содалит; Ann – аннит; Ne - нефелин; Ks – кальсилит; Djr – К-сульфид (джерфишерит ?); Crn – канкринит; Ab – альбит; Mgt - магнетит.

Фазовый состав полиминеральных включений в минералах мельтейгитов показывает, что кальцит является постоянной составляющей в них. Эти данные подразумевают возможность кристаллизации этого минерала из силикатного расплава, (на поздних стадиях его эволюции), но и не отрицают роль силикат-карбонатной несмесимости при формировании Белозиминского массива. В последнее время происхождение массива и генетическая связь между силикатными породами (ийолитами-мельтейгитами) и карбонатами постоянно дискутируется [Андреева и др., 2004; 2007; Андреева, 2014; Шарыгин и др., 2016; Хромова и др., 2017; Doroshkevich et al., 2016; Sharygin, Doroshkevich, 2017]. Дальнейшее изучение различных типов включений в минералах будет способствовать более ясному пониманию процессов, происходивших при формировании Белозиминского массива. Работа выполнена в рамках государственного задания (проект №0330-2016-0005) и при поддержке РНФ (грант 15-17-20036).

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.

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.

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.

Панина Л.И., Подгорных Н.М. Включения расплавов в минералах карбонатитов Белозиминского массива // ДАН СССР. 1975. Т. 233. № 6. С. 1447-1450.

Хромова Е.А., Дорошкевич А.Г., Шарыгин В.В., Избродин И.А. Особенности эволюции состава минералов группы пиррохлора в карбонатитах Белозиминского массива (Восточный Саян) // ЗРМО. 2017. Ч. 146. № 1. С. 84-102.

Шарыгин В.В., Дорошкевич А.Г., Хромова Е.А. Nb-Fe-минералы группы цирконолита в кальцитовых карбонатитах Белозиминского массива (Восточный Саян) // Минералогия. 2016. № 4. С. 3-18.

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 // J. Asian Earth Sci. 2016. V. 116. P. 81–96.

Doroshkevich A.G., Veksler I.V., Klemd R., Khromova E.A., Izbrodin I.A. Trace-element composition of minerals and rocks in the Belaya Zima carbonatite complex (Russia): Implications for the mechanisms of magma evolution and carbonatite formation // Lithos. 2017. V. 284. P. 91-108.

Sharygin V.V., Doroshkevich A.G. Mineralogy of secondary olivine-hosted inclusions in calcite carbonatites of the Belaya Zima alkaline massif, Eastern Sayan, Russia: Evidence for late-magmatic Na-Ca-rich carbonate composition // J. Geol. Soc. India. 2017. V. 90. № 11. P. 524-530.

ВЫСОКОНИКЕЛЕВЫЕ МЕТАЛЛ-СУЛЬФИДНЫЕ ГЛОБУЛЫ В КОРЕ ОПЛАВЛЕНИЯ L6 ХОНДРИТА ОЗЕРКИ, ЛИПЕЦКАЯ ОБЛАСТЬ: ПРЕДВАРИТЕЛЬНЫЕ ДАННЫЕ

В.В. Шарыгин

*ИГМ им. В.С. Соболева СО РАН, Новосибирск, Россия, sharygin@igm.nsc.ru
Физико-технологический институт, УрФУ, г. Екатеринбург*

Падение метеорита Озерки произошло 21 июня 2018 года в 01:16:20 UT и было видно во многих регионах европейской части России. Выпадение метеоритного дождя произошло по линии Озерки-Злобино-Дружба в Становлянском районе, северо-западнее города Елец, Липецкая область. Метеорит классифицируется как L6S4-5W0.

Первичный хондритовый парагенезис метеорита Озерки представлен оливином $\text{Fa}_{25.60 \pm 0.29}$ (N=51), низкокальциевым пироксеном $\text{Fs}_{21.38 \pm 0.24}\text{Wo}_{1.61 \pm 0.26}$ (N=44), плагиоклазом $\text{Ab}_{83.5}\text{An}_{10.5}\text{Or}_{6.0}$ (N=35), Cr-содержащим клинопироксеном $\text{En}_{45.8}\text{Fs}_{9.0}\text{Wo}_{45.2}$ (Cr_2O_3 – 0.8-1.0 мас.%, N=6), хромитом $\text{Cr}_{82.8}\text{Spl}_{12.1}$ (N=17), хлорапатитом, мерриллитом, FeNi-металлами, троилитом и пентландитом. Большинство хондр (от 200 μm до 1 мм) достаточно плохо выявляются в матриксе, лишь наиболее крупные хондры (до 4 мм) хорошо видны. Наиболее обычные хондры с порфиритовой и колосниковой структурой. Зерна FeNi-металла (до 1 мм) представлены как индивидуальными фазами (камасит, тэнит или “плессит”), так и их сростками (камасит + тэнит, камасит + “плессит” + тетратэнит, камасит + тетратэнит + пентландит). Обычно они ассоциируют с зернами губчатого троилита (100-500 μm). Иногда пентландит наблюдается в троилите, в особенности на контакте с FeNi-металлом. Некоторые фрагменты метеорита содержат импактные прожилки и импактный расплав.

Кора оплавления (результат плавления в атмосфере Земли) присутствует на всех фрагментах метеорита и её мощность не превышает 600 μm . Она содержит большое количество газовых пузырьков и зональна по строению (рис. 1). Внешняя зона представлена криптокристаллическим агрегатом скелетных кристаллов зональных оливина и магнетита (до 5 μm) и стеклом (44-47 мас.% SiO_2). Внутренняя зона (в непосредственном контакте с неизменным хондритом) содержит более крупные кристаллы зонального новообразованного оливина, стекло и второстепенный магнетит. В обеих зонах могут присутствовать округлые реликты исходного оливина и хромита, а также новообразованные высоконикелевые металл-сульфидные глобулы (до 10-20 μm).

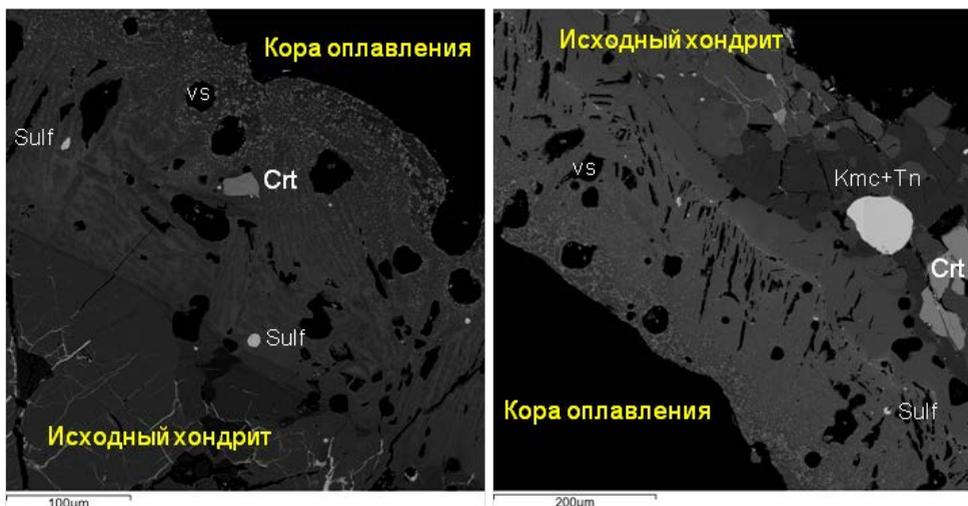


Рис. 1. Строение коры оплавления в L6 хондрите Озерки, BSE фотографии. Символы: Crt – хромит; Sulf – сульфидные глобулы; Kmc – камасит; Tn – тэнит; vs – газовые пузырьки.

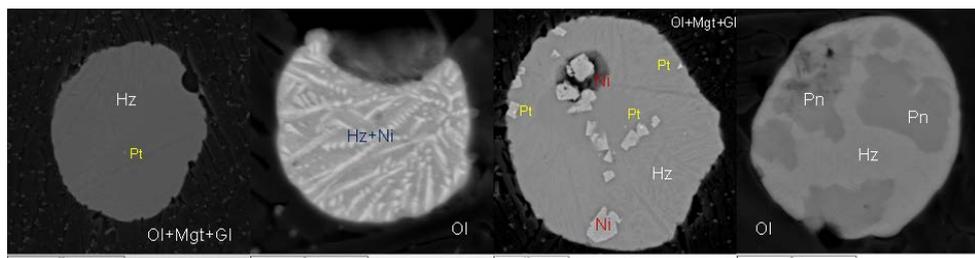


Рис. 2. Типы сульфидных глобул в коре оплавления, L6 хондрит Озерки, BSE фотографии. Символы: Kz – хизлевудитовый твердый раствор; Ni – никель; Pt – Pt-Os-Ir фаза; Pn – пентландит; Ol – оливин; Mgt – магнетит; Gl – стекло.

Фазовый состав глобул сильно варьирует. Доминирующий тип – хизлевудитовый твердый раствор (Hzss, ныне твердофазный распад на две хизлевудитовые фазы) + никель ± неидентифицированная фаза Pt-Os-Ir (обычно присутствует в виде наноразмерных включений в никеле, реже в хизлевудите). Остальные глобулы имеют следующий состав: хизлевудит, хизлевудит + пентландит ± голдсмит. При этом глобулы, содержащие хизлевудит, никель и Pt-Os-Ir фазу, обычно характерны для внешней зоны коры оплавления, тогда как остальные – для внутренней зоны.

В целом, хизлевудит очень сильно варьирует по составу (23-29 мас.% S). По-видимому, это связано с твердофазным распадом по мере остывания по схеме $H_{zss} \rightarrow H_{zss1} + H_{zss2}$ [Косыков и др., 1996]. Состав хизлевудита из внешней зоны коры оплавления хондрита Озерки (N=10, мас.%): Fe 2.62±0.46, Ni 71.37±0.80, Co 0.11±0.01, Cu 0.37±0.09, S 25.58±0.53. Самородный никель (N=4, мас.%): Fe 3.82, Ni 94.84, Co 0.14, Cu 1.18. К сожалению, Pt-Os-Ir фазу из-за сверхмалых размеров не

удалось проанализировать, можно лишь сказать, что это сплав с варьирующим содержанием Pt и Os.

Следует отметить, что метеорит Озерки является второй находкой высоконикелевых глобул с PGE фазой. Ранее глобулы подобного состава были описаны в коре оплавления метеорита Челябинск [Шарыгин и др., 2014]. К сожалению, пока не понятно, действительно ли в процессе плавления этих метеоритов в атмосфере Земли существовал единый силикатный расплав, впоследствии разделившийся на две составляющие (металл-сульфидную и силикатную) или процесс плавления сразу привел к появлению двух независимых расплавов. Тем не менее, взаимодействие с атмосферой способствовало частичному окислению железа в образованном расплаве и не исключается обмен компонентами между двумя расплавами. В результате этого металл-сульфидная жидкость существенно обогащалась Ni и обеднялась S и Fe, а силикатный расплав становился более железистым. Не исключено, что часть серы в процессе плавления улетучивалась в газообразной форме. При этом PGE концентрируются в металл-сульфидной составляющей, преимущественно в никеле, несмотря на быстротечность процессов плавления и последующей кристаллизации.

Косяков В.И., Краева А.Г., Федорова Ж.Н., Синякова Е.Ф. Топологический анализ эволюции фазовых равновесий в системе Fe-Ni-S в области $X_S < 0.5$ при понижении температуры // Геология и геофизика. 1996. Т. 37. № 12. С. 7-17.

Шарыгин В.В., Тимина Т.Ю., Карманов Н.С., Томиленко А.А., Подгорных Н.М. Минеральные ассоциации в коре оплавления фрагментов метеорита Челябинск // Материалы Всероссийской научной конференции «Метеорит Челябинск – год на Земле», г. Челябинск, ЧГКМ. 2014. С. 654-666.

СОСТАВЫ И УСЛОВИЯ КРИСТАЛЛИЗАЦИИ ТОЛЕИТОВЫХ МАГМ РАЙОНА ТРОЙНОГО СОЧЛЕНЕНИЯ БУВЕ (ЮЖНАЯ АТЛАНТИКА) ПО ДАННЫМ ИЗУЧЕНИЯ ЗАКАЛОЧНЫХ СТЕКОЛ И РАСПЛАВНЫХ ВКЛЮЧЕНИЙ В ОЛИВИНЕ

Т.А. Шишкина¹, Н.А. Мигдисова¹, М.С. Тихонова², Н.М. Сущевская¹, М.В. Портнягин¹
¹*ГЕОХИ РАН, Москва, Россия, t.shishkina@geokhi.ru*
²*МГУ им. М.В.Ломоносова, Москва, Россия*

На основании новейших методов исследования расплавных включений были изучены базальты района Южной Атлантики, формирующиеся вблизи горячей точки Буве. Район тройного сочленения Буве (ТСБ) является уникальным объектом для исследования геологии и геохимии магматизма океанов, образованного в ходе многократной геодинамической перестройки района сочленения трех спрединговых хребтов: Срединно-Атлантического (САХ), Америко-Антарктического (АМАХ) и Юго-Западного Индийского (ЮЗИХ) и осложненного присутствием горячих точек Буве и Шона [Сущевская и др., 1999]. Детальные исследования составов пород, закалочных стекол и минералов океанических толеитов района ТСБ выявили гетерогенный состав магм и их источников [Сущевская и др., 1999, 2003; Мигдисова и др., 2017].

В ходе систематического исследования было выявлено около 30 природно-закаленных стекловатых включений, пригодных для последующего изучения, во вкрапленниках оливина из океанических толеитов различных сегментов района ТСБ и проведены последующие определения состава включений и минерала-хозяина с применением ряда новейших аналитических методов. Составы расплавных

включений сравнивались с составами закалочных стекол, являющихся вмещающими для вкрапленников оливина-хозяина.

Содержания главных петрогенных и летучих компонентов (S, Cl, F) в расплавных включениях и минералах были определены с помощью электронного микросондового анализа в лаборатории Университета г.Гренобль (Франция). Дополнительно содержания ряда главных, редких и летучих (H_2O , F, Cl) компонентов определялись методом Вторично-Ионной Масс-Спектрометрии (ВИМС, ионный зонд) в Ярославском филиале ФТИАН РАН с использованием вторично-ионного микроскопа Самеса IMS-4F. Проведены тестовые аналитические работы методом лазерной абляции с масс-спектрометрией (LA-ICP-MS) в ГЕОХИ РАН с использованием масс-спектрометра с индуктивно-связанной плазмой (ICP-MS) Element XR и лазерной системы UP-213 с целью определения содержаний ряда редких элементов в расплавных включениях и оливине-хозяине из океанических толеитов ТСБ. Определение содержаний воды в расплавных включениях и закалочных матричных стеклах проведено методами рамановской спектроскопии (с помощью конфокального рамановского микроскопа JY Horiba XPlora Jobin (кафедра петрологии геологического факультета МГУ) и ВИМС (Ярославский филиал ФТИАН РАН). Для обоих методов калибровка приборов проводилась по экспериментально-синтезированным стеклам базальтового состава с известными содержаниями воды, определенными ранее независимыми методами [Shishkina et al., 2014].

Расплавные включения в оливине из разных сегментов ТСБ представлены базальтовыми расплавами (49–53 мас.% SiO_2 ; 5.5 – 10.0 мас.% MgO). Их составы в большинстве случаев соответствуют составам закалочных стекол, в которых распределены вкрапленники оливина-хозяина. При этом серии закалочных стекол представлены более широким диапазоном составов: от магнезиальных, толеитовых (9.4 мас.% MgO) до дацитовых (1.5 мас.% MgO). Содержания главных петрогенных элементов в стеклах закономерно изменяются в ходе эволюции расплавов: от более примитивных к продвинутым наблюдается увеличение содержания SiO_2 , Na_2O , K_2O , и уменьшение - Al_2O_3 , CaO . Содержания FeO и TiO_2 достигают значений 13 и 3.5 мас.%, соответственно, в расплавах с 4.5 мас.% MgO , и демонстрируют тренды накопления в расплаве, типичные для толеитов срединно-океанических хребтов (СОХ). Однако в наиболее продвинутых дацитовых стеклах ТСБ наблюдается резкое снижение концентраций этих элементов, что может быть обусловлено кристаллизацией титано-магнетита на определенном этапе эволюции расплава.

Содержания летучих компонентов в расплавах ТСБ также показывают закономерные изменения в ходе эволюции расплавов. Концентрация хлора и фтора в расплавах закономерно увеличиваются в ходе эволюции расплавов от примерно 40 до 1140 г/т Cl и от 100 до 1100 г/т F. Содержания серы варьируют примерно от 400 до 2000 г/т S в закалочных стеклах из разных участков ТСБ и от 650 до 1400 г/т S в расплавных включениях в оливине. Можно отметить характерный для базальтов СОХ тренд накопления серы на начальных этапах эволюции расплава.

Содержания воды в расплавных включениях в оливине и закалочных стеклах из одних образцов практически совпадают. Отмечается закономерный рост содержаний воды в ходе эволюции расплавов от 0.25 мас.% H_2O в наиболее примитивных расплавах до 1.2 мас.% H_2O в расплавах, содержащих около 5 мас.% MgO , что является типичным для низководных толеитовых магм базальтов СОХ.

Условия кристаллизации толеитовых магм района ТСБ оценивались с использованием ряда современных геотермометров и оксибарометров.

Температуры кристаллизации, оцененные по равновесиям оливин-расплав [Danyushevsky, 2001] с учетом содержания воды составляют 1040-1140°C. Этот температурный диапазон хорошо согласуется с диапазоном температур 1020–

1120°C, рассчитанным по геотермометру, основанному на распределении Sc и Y между сосуществующими оливином и расплавом [Mallmann and O'Neill, 2013].

Окислительно-восстановительные условия кристаллизации толеитов ТСБ были оценены разными методами. Расчеты редокс условий по распределению ванадия между расплавленными включениями и оливином-хозяином с применением разных моделей показали следующие диапазоны: QFM+1.6 до +1.9 [Mallmann and O'Neill, 2013] и QFM+1.3 до +1.5 [Shishkina et al., 2018]. Эти результаты согласуются с расчетами по равновесию оливин-шпинель с использованием классической модели [Ballhaus, 1991], которая дает значения QFM+1.3 до QFM+1.9.

Таким образом, изучение природно-закаленных расплавленных включений в оливине толеитов позволило получить информацию об условиях кристаллизации толеитовых магм в районе ТСБ.

Работа выполнена при поддержке грантов РФФИ №16-05-00974, 16-35-60123.

Мигдисова Н.А., Соболев А.В., Сущевская Н.М., Дубинин Е.П., Кузьмин Д.В. (2017) Мантийная гетерогенность в районе тройного сочленения Буве по составам оливиновых вкрапленников // Геология и геофизика, 2017, 11, с.1633-1648.

Сущевская Н.М., Коптев-Дворников Е.В., Пейве А.А., Хворов Д.М., Беляцкий Б.В., Каменецкий В.С., Мигдисова Н.А., Сколотнев С.Г. (1999) Российский журнал наук о Земле, т.1. №3.

Сущевская Н.М., Мигдисова Н.А., Беляцкий Б.В., Пейве А.А. (2003) Геохимия. №1, с.3-24.

Danyushevsky L. V. (2001) The effect of small amounts of H₂O on crystallisation of mid-ocean ridge and backarc basin magmas, J. Volcanol. Geotherm. Res., 110, 265–280

Ballhaus C.G., Berry R.F., Green D.H. (1991) High pressure experimental calibration of the olivine-orthopyroxene-spinel oxygen geobarometer: implications for the oxidation state of the upper mantle // Contrib.Mineral.Petrol., vol. 107, pp. 27-40.

Mallmann G., O'Neill H.St.G. (2013) Calibration of an empirical thermometer and oxybarometer based on the partitioning of Sc, Y and V between olivine and silicate melt // Journal of Petrology, vol. 54, N. 5, pp. 933-949.

Shishkina T.A., Botcharnikov R.E., Holtz F., Almeev R., Jazwa A., Jakubiak A. (2014) Compositional and pressure effects on the solubility of H₂O and CO₂ in mafic melts. Chem.Geol. 388: 112-129.

Shishkina T.A., Portnyagin M.V., Botcharnikov R.E., Almeev R.R., Simonyan A.V., Garbe-Schönberg D., Schuth S., Oeser M., and Holtz F. (2018) Experimental calibration and implications of olivine-melt vanadium oxybarometry for hydrous basaltic arc magmas. American Mineralogist, vol.103, 369-383.

МЕТОДИКА ОПРЕДЕЛЕНИЯ СОДЕРЖАНИЯ ВОДЫ В ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНЫХ И ПРИРОДНЫХ СИЛИКАТНЫХ СТЕКЛАХ ОСНОВНОГО СОСТАВА С ИСПОЛЬЗОВАНИЕМ МИКРОРАМАНОВСКОЙ СПЕКТРОСКОПИИ

Т.А. Шишкина¹, М.С. Тихонова², Н.А. Некрылов³, Д.В. Попов⁴, В.Д. Щербakov², М.В. Портнягин¹, Плечов П.Ю.³

¹ГЕОХИ РАН, Москва, Россия, t.shishkina@geokhi.ru

²МГУ им. М.В.Ломоносова, Москва, Россия

³Минералогический Музей РАН, Москва, Россия

⁴Department of Earth Sciences, Geneva University

Вода является одним из самых распространенных летучих компонентов в магмах и оказывает значительное влияние на их физико-химические свойства. Вследствие этого количественное определение содержаний воды в природных расплавах является важной петрологической задачей. В ряде исследований было показано, что микрорамановская спектроскопия (спектроскопия комбинационного рассеяния) может использоваться для количественных определений содержаний воды в силикатных стеклах наравне с такими методами, как инфракрасная

спектроскопия (ИКС), Вторично-Ионная масс-спектрометрия (ВИМС, ионный зонд), титрация по Карлу-Фишеру (КФТ) [например, Zajacz et al., 2005; Mercier et al., 2009]. Основным преимуществом микрорамановской спектроскопии перед ИКС является достаточность полировки образца только с одной стороны, что облегчает применение микрорамана для изучения расплавных включений в минералах.

В настоящей работе предложена методика определения концентраций воды в закалочных силикатных стеклах и расплавных включениях основного состава методом микрорамановской спектроскопии с помощью конфокального рамановского микроскопа JY Horiba XPlora Jobin (кафедра петрологии геологического факультета МГУ), оборудованного лазером 532 нм на основе поляризационного микроскопа Olympus BX41. Калибровка прибора проводилась с использованием коллекции экспериментально-синтезированных силикатных стекол широкого спектра составов с известными содержаниями воды, определенными ранее независимыми методами (ИКС, КФТ) [Shishkina et al., 2010, 2014]. Стандартные стекла включают в себя: базальт СОХ, островодужные, щелочные, железистые базальты, нефелинит, базанит. Полученные спектры водосодержащих силикатных стекол содержат типичные пики: в диапазоне 3200 – 3700 см⁻¹ (Rw), соответствующий колебаниям молекул воды и пик в диапазоне 800-1200 см⁻¹ (Rs), отвечающий высокочастотным колебаниям Si-O (или T-O, где T – катион в тетраэдрической позиции в структуре стекла). Соотношение площадей характеристических пиков Rw/Rs в наборе стандартных стекол использовалось для калибровки коэффициента k, который применяется в уравнении для количественного расчета содержания воды в стеклах с помощью микрорамановских спектров: H₂O (wt.%) = k * Rw/Rs.

Вследствие того, что основные стекла разного состава имеют различные структурные характеристики, это проявляется на спектрах в различной форме пиков, относящихся к диапазону Si-O (T-O) и, следовательно, вариациях значения коэффициента k между разными типами базальтов. Анализ вариаций показал, что коэффициент k имеет положительную корреляцию с параметром NBO/T (отношение числа немостиковых атомов кислорода к числу тетраэдрически координированных ионов), который является показателем степени полимеризации стекла [Mysen, 1983]. Для изученного набора стекол значения k возрастают от 4 до 6 при увеличении значения NBO/T от 0.14 для толеитовых базальтов до 0.7 для нефелинита. Полученные данные свидетельствуют о том, что для количественной оценки содержания воды в стеклах необходимо использовать калибровку, полученную с применением стандартных стекол со значениями параметра NBO/T, сходными с изучаемыми образцами.

В качестве примера природных базальтовых стекол нами были изучены закалочные стекла океанических толеитов из района тройного сочленения Буве (Южная Атлантика). Для количественной оценки содержания воды использовался коэффициент, полученный при калибровке по стеклам островодужного толеитового базальта с близким значением NBO/T. Изученные образцы стекол ТСБ содержат 0.2 – 1.2 мас.% H₂O, что является типичным для океанических базальтов. Содержания воды, оцененные с применением микрорамановской спектроскопии показывают хорошую сходимость с результатами анализа воды методом ВИМС в этих же образцах.

Кроме того было показано, что микрорамановская спектроскопия может использоваться для аккуратных определений содержания воды в относительно крупных (более 20 микрон) стекловатых включениях в минералах (оливин, плагиоклаз). В данном случае нужно внимательно следить за наложением характеристических пиков спектра минерала-хозяина на спектр силикатного стекла. Возможность количественного определения воды в расплавных включениях в оливине в диапазоне 0.5 – 5 мас.% H₂O с помощью используемой в настоящей

работе методики была продемонстрирована для ряда вулканов Камчатки и Курильских островов [Plechov et al., 2015; Назарова и др., 2017; Щербаков и др., 2017].

Работа выполнена при поддержке гранта РФФИ № 16-35-60123 с использованием оборудования, приобретенного за счет средств Программы развития Московского университета.

Назарова Д.П., Портнягин М.В., Крашенинников С.П., Миронов Н.Л., Соболев А.В. Исходное содержание H_2O и условия образования родоначальных магм вулкана Горелый (Южная Камчатка) по данным микроэлементной термобарометрии // Доклады Академии Наук, 2017, Т. 472, № 3, С. 311–314.

Щербаков В.Д., Некрылов Н.А., Савостин Г.Г., Попов Д.В., Дирксен О.В. Состав расплавных включений в минералах тефр почвенно-пирокластического чехла острова Симушир (Центральные Курилы) // Вестник Московского университета, Серия 4: Геология, №6, С. 35-45.

Mercier M., Di Muro A., Giordano D., Metrich N., Lesne P., Pichavant M., Scaillet B., Clocchiatti R. and Montagnac G. Influence of glass polymerisation and oxidation on micro-Raman water analysis in aluminosilicate glasses // GCA, 2003, V. 73, P. 197–217.

Mysen B.O. The structure of silicate melts // Annual Reviews of Earth and Planetary Sciences, 1983, V. 11, P. 75-97.

Plechov P., Blundy J., Nekrylov N., Melekhova E., Scherbakov V., Tikhonova M. Petrology and volatile content of magmas erupted from Tolbachik Volcano, Kamchatka, 2012–13 // Journal of Volcanology and Geothermal Research, V. 307, P. 182-199.

Shishkina T.A., Botcharnikov R.E., Holtz F., Almeev R.R., Portnyagin M.V. Solubility of H_2O and CO_2 -bearing fluids in tholeiitic basalts at pressures up to 500 MPa // Chemical Geology, V. 277, P. 115-125.

Shishkina, T.A., Botcharnikov, R.E., Holtz, F., Almeev, R., Jazwa, A., Jakubiak, A. Compositional and pressure effects on the solubility of H_2O and CO_2 in mafic melts // Chemical Geology, V. 388, P. 112-129.

Zajacz Z., Halter W., Malfait W.J., Bachmann O., Bodnar R.J., Hirschmann M.M., Mandeville C.W., Morizet Y., Muntener O., Ulmer P., Webster J.D. A composition-independent quantitative determination of the water content in silicate glasses and silicate melt inclusions by confocal Raman spectroscopy // Contr Min Petr, V. 150, P. 631–642.

ФАЗОВАЯ ДИАГРАММА ВОДЫ В МЕТАСТАБИЛЬНОЙ ОБЛАСТИ ($P < 0$)

К.И.Шмулович, К.А.Власов
ИЭМ РАН, Черноголовка

Методом синтетических флюидных включений (СФВ) в кварце измерены P-T параметры метастабильных водных растворов Na_2WO_4 и CsCl с общей концентрацией от 0,7 до 2 м. СФВ синтезированы в газостате при 720-750 МПа и 480-500°C в течение 30 суток. Предварительная калибровка барической зависимости сдвига спектра комбинационного рассеяния (КР) показала сдвиг полосы валентного колебания тетраэдрического иона WO_4^{2-} в $0.82 \text{ см}^{-1}/100 \text{ МПа}$, причем этот сдвиг не зависит от температуры в пределах 20 -165°C.

Измерения выполнены для 3 образцов с температурами гомогенизации 220°, 165° и 140°C. При одном положении образца в камере "Linkam" снимались спектры в циклах нагрева до и выше T(гом) и охлаждения до нуклеации или замерзания. Разница в положении полосы 930 см^{-1} с учетом поправки на термической расширение кварца дает давление в метастабильной области.

Во всех измеренных образцах наблюдается линейная зависимость разницы в положении измеряемой полосы от температуры с корреляцией более 0,97 вплоть до температуры -25°C.

Давление нуклеации паровой фазы у раствора с концентрацией 2 м (Тгом=165°C, Тнук=45°C) оценено в -105 +/-5 МПа. Для раствора с 0,7 м концентрацией (Тгом=140°C, Тнук=-28°C) давление нуклеации оценивается в -203 МПа, но с большей погрешностью из-за аппаратурных проблем. Ни в одном образце не получено инверсии знака $(\delta P/\delta T)_v$ при пересечении экстраполяции линии максимальной плотности воды. В наших опытах метастабильные ра створы не замерзают до -25°C, что согласуется оценками замерзания СФВ с чистой водой.

Полученные результаты не согласуются с прогнозными фазовыми диаграммами воды в метастабильной области (Angel, 2014, Pallares et.al., 2014) и позволяют оценить термодинамические свойства воды и растворов в тонкопористой среде.

ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ КАМНЕСАМОЦВЕТНОЙ И РЕДКОМЕТАЛЬНОЙ МИНЕРАЛИЗАЦИИ МЕСТОРОЖДЕНИЯ ШЕРЛОВАЯ ГОРА (ЮГО- ВОСТОЧНОЕ ЗАБАЙКАЛЬЕ, РОССИЯ).

Юргенсон Г.А.¹, Прокофьев В.Ю.², Кононов О.В.³

¹ ИПРЭК СО РАН, Чита, Россия, yurqqa@mail.ru

² ИГЕМ РАН, Москва, Россия, vpr@igem.ru

³ МГУ им. М.В. Ломоносова, Москва, Россия, kononov@geol.msu.ru

Образование Шерловогорского месторождения самоцветов связано с двумя этапами вулcano-плутонического магматизма и сопровождающего их многостадийного магматогенного минералообразования. На первом этапе развития в результате внедрения гранитной магмы и последовательной кристаллизации порфириовидных, крупнозернистых и порфириовых гранитов на глубине 2-3 км от палеоповерхности сформировался куполообразный гранитный массив с ореолом контактовых роговиков.

Последняя фаза завершилась образованием обособившегося в контракционных трещинах и в апикальных частях массива ливкационнo-остаточного магматического водно-солевого флюида, обогащенного фтор-углекислыми комплексными соединениями бериллия, вольфрама, олова, висмута и других редких и цветных металлов. В тектонически стабильных условиях медленного охлаждения процесс постепенной потери фтора, углекислоты и других компонентов этого расплава сопровождался их инфильтрацией во вмещающие граниты, взаимодействием с ними и образованием грейзеновых жил с четкой зональностью. Во внешнем ореоле образуются полиминеральные псевдоморфозы (мусковит+сидерит по биотиту, альбит+флюорит по олигоклазу и серицит+кварц по калинатровому полевоому шпату) и грейзены с зональностью: кварц+мусковит+топаз (или кварц+сидерофиллит+топаз) ← кварц+топаз ← топаз, или кварц с кислотным выщелачиванием натрия, калия, кальция, магния, железа и алюминия. Жилы выполнены кристаллами берилла, топаза и дымчатого кварца в сопровождении вольфрамита, касситерита, висмутина, молибденита, флюорита, сидерофиллита, маргансидерита и других минералов.

В кварце, флюорите, аквамарине и топазе месторождения Шерловая гора обнаружены разные типы флюидных включений (ФВ) (рис. 1): двухфазовые газожидкие (тип 1), трехфазовые с углекислотой (тип 2), газовые (тип 3), и многофазовые высокотемпературных рассолов (тип 4). ФВ имеют форму отрицательных кристаллов и размер 3-50 мкм. В многофазовых ФВ среди дочерних минералов по объему преобладает галит, близкий по показателю преломления к кварцу.

Наиболее высокотемпературными являются первичные ФВ в топазе, которые гомогенизируются как в жидкую фазу при температуре 730 °С (содержат водный раствор с концентрацией солей 30.4 мас. % экв. NaCl), так и в газовую фазу при температурах 456...642 °С (содержат водный раствор с концентрацией солей 3.6...20.4 мас. % экв. NaCl). В растворе ФВ преобладают хлориды Na и Ca (температура эвтектики -21...-58 °С).

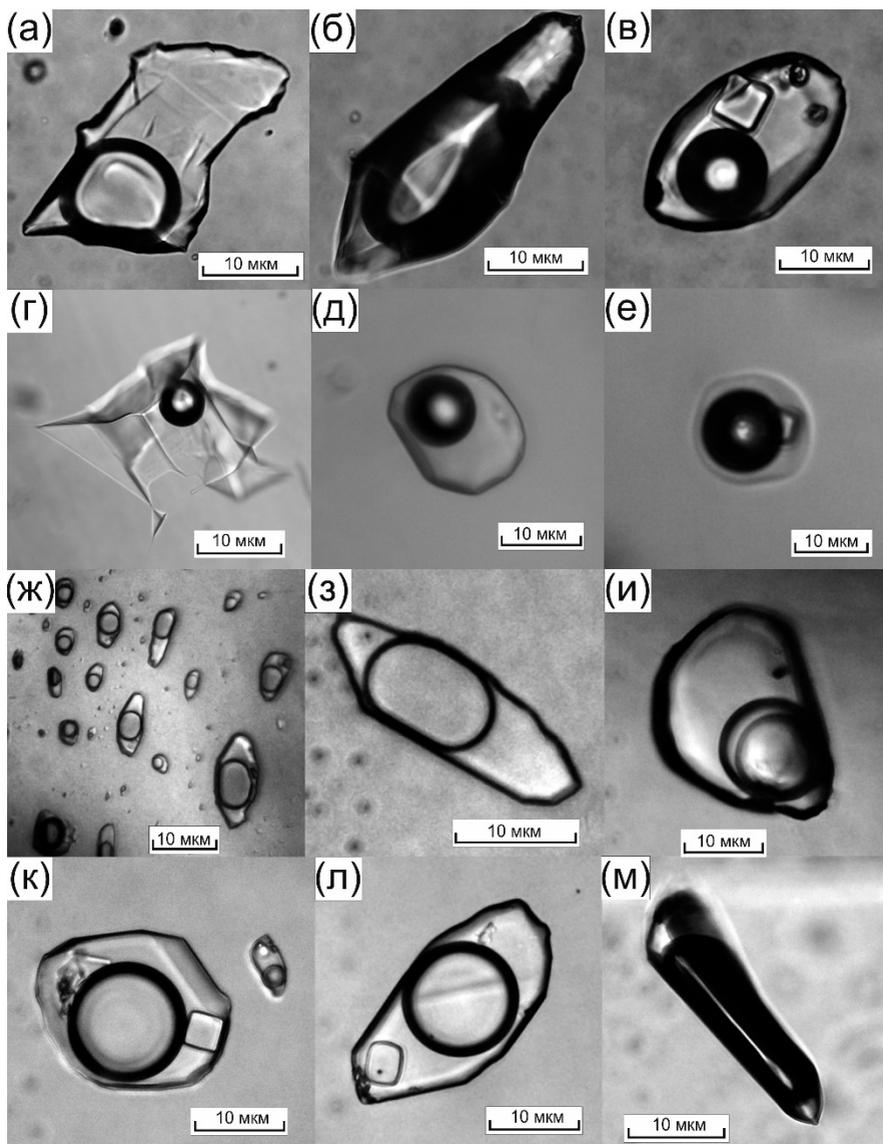


Рис. 1. Первичные флюидные включения в минералах грейзенов месторождения Шерловая гора: а-в – в кварце (а – водный раствор, б – газ, в – хлоридный рассол), г-е – во флюорите (г, д – водный раствор, е – высокотемпературный хлоридный рассол), ж-и – в аквамарине (ж – водный

раствор, з – газ, и – углекислотно-водный раствор), к-м – в топазе (к, л – высокотемпературный хлоридный рассол, м – газ). Масштаб 10 мкм.

Первичные ФВ в берилле гомогенизируются в газ при температуре в пределах 640 ... 483 °С и в жидкость при температуре 331... 230°С и содержат водный раствор с концентрацией солей 8.4...14.7 мас. % экв. NaCl. В растворе ФВ преобладают хлориды Na и Mg (температура эвтектики –36 °С).

Первичные ФВ во флюорите гомогенизируются в жидкую фазу при температурах 142...570 °С и содержат водный раствор с концентрацией солей 0.2...28.7 мас. % экв. NaCl. В растворе ФВ преобладают хлориды Na и Ca (температура эвтектики –21...–60 °С).

Первичные ФВ в серо-дымчатом кварце и морионе гомогенизируются в жидкую фазу при температурах 222...455 °С и содержат водный раствор с концентрацией солей 5.1...40.0 мас. % экв. NaCl. В растворе ФВ преобладают хлориды Na и Ca (температура эвтектики –29...–58 °С).

В составе флюидных включений были обнаружены углекислота, метан, хлор, гидрокарбонат-ион, натрий, калий, кальций и магний. Среди микрокомпонентов установлены повышенные содержания брома, бора, мышьяка, рубидия, цезия, стронция, железа, меди, цинка, марганца и вольфрама.

Высокие температуры и особенности химического состава флюидов свидетельствуют о высокой доле магматогенных компонентов в составе минералообразующих флюидов месторождения Шерловая гора.