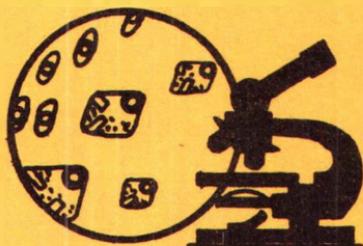


АКАДЕМИЯ НАУК СССР
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИИ И ГЕОФИЗИКИ

**ГЕНЕТИЧЕСКАЯ
МИНЕРАЛОГИЯ**
**ПО ВКЛЮЧЕНИЯМ
В МИНЕРАЛАХ**



НОВОСИБИРСК-1978

ACADEMY OF SCIENCES OF THE USSR
SIBERIAN BRANCH
INSTITUTE OF GEOLOGY AND GEOPHYSICS

GENETIC MINERALOGY

(by inclusions in minerals)

COLLECTIVE PAPERS

NOVOSIBIRSK-1978

АКАДЕМИЯ НАУК СССР
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИИ И ГЕОФИЗИКИ

**ГЕНЕТИЧЕСКАЯ
МИНЕРАЛОГИЯ**
(по включениям в минералах)

СБОРНИК НАУЧНЫХ ТРУДОВ

НОВОСИБИРСК-1978

А Н Н О Т А Ц И Я

Сборник содержит статьи, посвященные изучению физико-химических особенностей разнообразных процессов природного минералообразования. Все работы базируются на результатах изучения включений минералообразующих сред.

В начале сборника помещены статьи, посвященные проблемам формирования горных пород различного происхождения. В серии работ приводятся новые сведения о температурных условиях и химизме флюидов при формировании пегматитов. Завершается сборник серией статей об условиях формирования различных рудных месторождений.

Благодаря разнообразию тематики, сборник представляет интерес для широкого круга геологов и геохимиков.

Ответственные редакторы:

доктор геол.-минерал. наук Ю.А.Долгов,
канд. геол.-минерал. наук Н.А.Шугурова

Печатается по решению секции
минералогии, петрографии,
геохимии и рудных
месторождений
Ученого Совета Института геологии
и геофизики СО АН СССР

© Институт геологии
и геофизики
СО АН СССР, 1978

СОДЕРЖАНИЕ

	Стр.
Введение	7
ДОЛГОВ Ю.А., ШТУРОВА Н.А. К истории развития и применения волюмометрического метода определения газов во включениях	8
СИМОНОВ В.А., ШТУРОВА Н.А., ДОЛГОВ Ю.А. Определение катионного состава индивидуальных включений	19
КРАСОВ Н.Ф., ОСОРГИН Н.Ю., ЧУПИНА Л.Ю., ШЕШЕГОВ Ф.Н. Установка для исследования включений в темноцветных минералах при высоких температурах .	23
БАКУМЕНКО И.Т., ЧЕПУРОВ А.И., ЧУПИН В.П. Диагностика и особенности исследования расплавных включений	28
КОСУХИН О.Н. Об оценках водонасыщенности гранитоидных расплавов	53
МИХАЙЛОВ М.Ю. Распределение включений в минералах по размерам	59
КОНОВАЛОВА О.Г. Включения в минералах ультраосновных пород дунит-гарцбургитовой формации и некоторые вопросы их генезиса	66
СТОГНИЙ Г.А., ШОХОНОВА Л.А. О летучих, участвовавших в формировании пород каратасского ультрабазитового массива (Мугоджары).	87
СИМОНОВ В.А. Особенности минералообразования в горнблендит-пегматите	92
ОРЛОВА Л.М. Изменение химического состава жидкой фазы включений в процессе формирования редкометального пегматита	100
ДОЛГОВ Ю.А. Мобилизация бериллия, титана и других элементов при образовании слюдяных пегматитов	108
КНЫШ С.К. Вертикальная зональность золотого оруденения в одном из районов Восточного Саяна по данным термобарогеохимии.	III

	Стр.
КНЫШ С.К., ШУГУРОВА Н.А. Состав газовой фазы включений в минералах из некоторых золоторудных месторождений Восточного Саяна	120
БУЛЫННИКОВ В.А., ДЕНИСЕНКО Н.П., АНДРЕЕВА Т.А. Температурные условия формирования кварцевых жил центрального золоторудного поля (Кузнецкий Алатау).	125
ГИБШЕР Н.А. Физико-химические условия формирования Рубцовского месторождения (Рудный Алтай)..	129
ОБОДЕНСКИЙ А.А., БОРИСЕНКО А.С., ВАСИЛЬЕВ В.И. Физико-химические условия и некоторые факторы рудоотложения при формировании ртутных месторождений	141
КОНОВАЛОВА О.Г., ДОЛГОВ Ю.А., ТУРИНГЕ А.П. Термодинамические параметры кристаллизации хрусталоносных кварцевых жил Алдана	161

ВВЕДЕНИЕ

Сборник является очередным изданием серии работ по термо-барогеохимии и генетической минералогии.

В начале сборника представлены работы методического характера. Большой интерес представляет описание нового метода, атомно-абсорбционного метода определения катионного состава индивидуальных включений в минералах. Заслуживает особого внимания описываемая новая установка, позволяющая проводить непрерывные визуальные наблюдения хода термометрических исследований темноцветных минералов, окисляющихся при нагревании в воздушной среде.

В ряде статей приводятся интересные данные о расплавных включениях и результаты их использования в петрологических целях (оценки температур кристаллизации минералов, водонасыщенности магм и т.д.). Серия статей посвящена характеристике особенностей минералообразования в разных типах пегматитов, а также ряда гидротермальных образований.

Некоторые статьи публикуются в порядке обсуждения.

В целом очередной сборник представляет итоги работ истекшего 1977 года, проводимых в лабораториях, занимающихся изучением включений в различных минералах. Все работы носят предварительный характер, за исключением двух, которые представлены как доклады, прочитанные на IV региональном (Ростовском) совещании по термобарогеохимии процессов минералообразования (сентябрь 1973 г.).

Ю.А.Долгов, Н.А.Шугурова

К ИСТОРИИ РАЗВИТИЯ И ПРИМЕНЕНИЯ
ВОЛЮМЕТРИЧЕСКОГО МЕТОДА ОПРЕДЕЛЕНИЯ ГАЗОВ ВО ВКЛЮЧЕНИЯХ

В настоящее время имеется несколько исследований, посвященных разработке методов анализа состава газовой фазы индивидуальных включений из минералов (Славянский, 1957; Долгов, Шугурова, 1965; Дейша, 1950; Roedder, 1970). Сюда же можно отнести валовые хроматографические анализы (Петерсилье, 1960; Элинсон, Подыковский, 1963; Миронова, Наумов, 1973), частичные анализы газовой смеси И.Н.Масловой (1961).

Авторы занимались развитием метода волюметрического анализа многокомпонентных газовых смесей, предназначенного для определения состава газов в очень маленьких объемах, как природных, так и искусственных. За 10 лет работы составы газов исследовались из включений в 50 минералах из 40 месторождений, выполнено более 5000 анализов, характеризующих различные обстановки ("атмосферы") образования минералов, горных пород и стекол. Подавляющее большинство этих анализов выполнено Н.А.Шугуровой.

А.Крог (1911, 1913) применил метод газовых пузырей для исследований в области биологии (исследовал состав газов в трахеях насекомых). И.Энс в 1935 г., а В.Г.Воано в 1937 г. применяли этот метод в несколько измененном варианте для анализа газовых пузырьков в стекле на два компонента. Дальнейшие методические усовершенствования позволили в 1951 г. в Государственном оптическом институте (ГОИ) проводить анализы газов в стекле. Существенно усовершенствована эта методика В.Т.Славянским и Е.Н.Крестниковой (1953). Она позволила определять состав газа из пузырьков, размер которых был на порядок меньше, чем в предыдущих методах.

В настоящее время этим методом пользуется ряд лабораторий стекольной промышленности. В.Т.Славянский (1957) и Н.А.Панкова (1961) при исследовании стекол обратили внимание на возможность исследования газов в мелких включениях в минералах.

В 1961 г. И.Н.Маслова, используя методику ГОИ определения газовых пузырьков в стекле, выполнила 15 анализов газовой фазы индивидуальных включений в кварце на два компонента (H_2S и CO_2).

Русские исследователи И.Энс (1935) и В.Г.Воано (1937), а также их предшественник А.Крог (1913) были первыми, кто разработал и применил этот изящный способ извлечения газов в нейтральную или медленно поглощающую жидкость из включений в стекле.

Дальнейшее применение техники раздавливания включений было осуществлено Г.Дейша (1950). Его заслуга заключается в том, что его простейшие приборы и методы раздавливания были направлены на обнаружение газов во включениях в минералах без анализа. Продолжая работы русских исследователей, В.Т.Славянский и Е.Н.Крестникова (1953) далее усовершенствовали технику раздавливания и дали первую модель прессы для раздавливания, которая впоследствии совершенствовалась и была доведена до современного вида. В.Т.Славянский и Е.Н.Крестникова анализировали трехкомпонентные смеси. На основе этой техники и разработанных методов анализа проведено много тысяч анализов газов из пузырьков в стекле в специальной лаборатории ГОИ и Институте стекла. В.Т.Славянский и Е.Н.Крестникова первыми применили методы, разработанные И.Энсом и В.Г.Воано, не только для извлечения газов из включений в минералах, но и для анализа этих газовых смесей по их собственной аналитической схеме. В этом несомненное превосходство их исследований над теми, в которых ставилась и разрешалась задача только показа содержания газов во включениях в минералах без их анализа.

Применяемый в настоящее время вариант метода анализа газовых смесей из включений в минералах разработан нами на основе предыдущих моделей русских исследователей. Принцип поглощения газов и измерения поглощенных объемов с переводом в объемные проценты позволил назвать этот метод волюмометрическим, так как в конечном счете для определения содержания газовой смеси производились измерения объема газовых пузырьков в процессе поглощения. Предложенный авторами вариант этого метода отличается от старых вариантов в следующем:

1. Разработана схема селективного поглощения на семь компонентов (в старых методах - до трех компонентов).

2. Найдены новые медленно поглощающие жидкости и разработаны некоторые приемы снижения скорости поглощения уже известными жидкостями.

3. Минимальный объем анализируемых включений значительно снижен. Нижний предел достигает 3-5 микрон.

4. Сделаны усовершенствования в системе пресса и освещения.

Волюмометрический метод газового анализа развивается медленно, так как подбор и обучение специалистов-аналитиков требует значительного времени. За истекшие 10 лет в советской геологической литературе имеется более пяти десятков работ, которые посвящены анализу газа из мелких включений в искусственных и природных стеклах, а также многих минералов.*

Волюмометрический метод постоянно совершенствуется в следующих направлениях:

а) уточнение скорости процессов поглощения при различных составах газовых смесей;

б) хронометрия скорости поглощения при различных объемах газовых пузырьков;

в) оптимизация методических приемов подготовки и проведения анализа, а также воспроизводимости полученных результатов.

За прошедшее время произошел закономерный переход к исследованию более мелких газовых пузырьков. Обнаружены газы, которые нужно ввести в имеющуюся адсорбционную схему.

Имеются затруднения в отделении кислотных газов от углекислоты. Однако все эти трудности естественны и относятся к дальнейшему развитию метода. Работа, которая проводится сейчас, должна привести к дальнейшему повышению надежности волюмометрического анализа. Работы в этом направлении сдерживаются отсутствием готовых чистых газов и эталонных газовых смесей, которые приходят-

* В этой связи мы упомянем работу Э.Роддера (1970), которую, к сожалению, обсуждать затруднительно, т.к. она не содержит анализ и посвящена описанию уже существующего оборудования. Некоторые изменения в оборудовании, приводимые Э.Роддером, незначительны и их полезность не бесспорна. Например, малая толщина пресса для малых зерен и др. После некоторых замечаний и отрицательного отношения к методу, которые встречаются в обзорных работах Э.Роддера, в его статье приводятся и обсуждаются различные случаи вскрытия включений, которые являются пройденным этапом в разработке метода.

ся изготовлять и контролировать самим. Нам удалось получить из Института стекла некоторые эталоны газовых смесей в стеклянных ампулах. Анализ готовых смесей известного состава всегда давал удовлетворительные результаты. Несколько таких анализов, проводимых периодически и приводятся в таблицах № 1, 2, 3.

Хорошим способом проверки метода является анализ газовых смесей из включений в искусственных минералах с известным составом "атмосферы" их кристаллизации. Эти данные приведены в таблице 4. Сравнение результатов исходного состава газов, вводимых в автоклав до кристаллизации, с составом газов во включениях после кристаллизации дает различные результаты из-за появления в процессе синтеза реактивных газов. Примером таких случаев являются включения в кварце, перекристаллизация которого осуществлялась в растворе сернистого натрия. Кислород, наличие которого можно было бы ожидать в количестве 6% (по количеству азота), не обнаружен. Эти опыты приведены во вполне определенных условиях температуры, давления и состава жидкой и газовой фазы. Таким образом, проведенные исследования подтверждают достаточную надежность волюмометрического метода анализа газов индивидуальных включений в минералах.

На включениях, в которых исходный состав подвергся искажению из-за реакции в ходе синтеза, так же можно проводить полезные методические работы по воспроизводимости результатов, по изучению влияния размера газовых пузырьков на точность анализа. Возможные источники возникновения ошибок при выполнении такого рода анализа рассмотрены в работе В.Т.Славянского (1957), Н.А.Панковой (1961), затем Н.А.Шугуровой (1965). Ими отмечены ошибки, вызванные частичным растворением углекислоты в жидкости (глицерине), а также ошибки, связанные с неточными измерениями диаметров пузырей. Последняя ошибка оценивалась авторами в 5-6%, для пузырей диаметром 40-60 мкм, 15% - для пузырей в 20 мкм (Шугурова, 1965) (рис. 1). В ходе экспериментальных исследований была установлена очевидная тенденция увеличения скорости поглощения CO_2 , $S O_2$, $CO_2 + S O_2$ с увеличением диаметра газовых пузырей (рис. 2).

В виду малых размеров газовых пузырей, с которыми приходится нам работать в настоящее время, появятся новые труднос-

Таблица 1

Д га- зowego пузыря, мм	Состав ампул, присланных из Ин-та Стекла, Москва, об.%			Анализ			Погрешность		
	CO ₂	O ₂	N ₂ +р.г.	CO ₂	O ₂	N ₂ +р.г.	CO ₂	O ₂	N ₂ +р.г.
1 0,100	69,0	6,6	24,4	70,5	6,4	23,1	+1,5	-0,2	-1,3
2 0,093	69,0	6,6	24,4	69,0	6,5	24,5	0,0	-0,1	+0,1
3 0,137	2,7	20,7	76,6	2,7	20,7	76,6	0,0	0,0	0,0
4 0,137	2,7	20,7	76,6	2,64	20,6	76,8	-0,06	-0,1	+0,2
5 0,125	2,7	20,7	76,7	2,8	20,7	76,5	+0,1	0,0	-0,1

Таблица 2

Анализ синтези- рованной газовой смеси	Д га- зowego пузыря	H ₂ S, SO ₂		CO ₂	O ₂	CO	H ₂	N ₂ +р.г.	Метод анализа
	0,065	0,0		11,65	3,89	0,0	0,0	84,46	Волюмомет- рический
	0,062	0,0		10,85	3,38	0,0	0,0	85,77	
		-		17,03	1,57	0,0	0,0	81,4	Хроматогра- фический

Таблица 3

Анализ воздуха	Д газ. пуз.	H ₂ S, SO ₂	CO ₂	O ₂	CO	H ₂	N ₂ +р.г.
		0,0	0,0	20,5	0,0	0,0	79,5

Таблица 4

Состав газов в индивидуальных включениях из синтетических кварца, кальцита и фторфлогопита (в об.%)

Минерал, условия роста	Д газового пузыря, атм	H ₂ S, SO ₂	N ₂ +CO ₂	CO ₂	CO	O ₂	H ₂	N ₂ +p.г.	SiF ₄
Опыт 1 Кварц синтезирован в атмосфере воздуха	0,01	0,0	0,0	0,0	0,0	20,8	0,0	79,2	-
	0,012	0,0	0,0	0,0	0,0	21,0	0,0	79,0	
Опыт 2 Кварц синтезирован из содовых растворов, автоклав заполнен на 65-70% раствором, в системе находился	0,274	0,0	49,6	0,0	0,0	10,4	0,0	40,0	
	0,280	0,0	50,2	0,0	0,0	9,5	0,0	40,3	
	0,356	0,0	48,9	0,0	0,0	10,0	0,0	41,3	
	0,226	0,0	51,5	0,0	0,0	8,5	0,0	40,0	
	0,177	0,0	53,5	0,0	0,0	7,5	0,0	39,0	
Опыт 3 Кварц синтезирован из содового раствора, нагнетали 90% водорода	0,18	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	88,7	11,3	
	0,096	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	89,7	10,3	
Опыт 4 Перекристаллизация кварца осуществлялась в р-ре Na ₂ SO ₄ . Коэффициент заливки 78%	0,447	78,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	22,0	
	0,467	77,5	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	22,5	
	0,136	77,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	23,0	
	0,0181	75,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	24,5	
Опыт 5 Кальцит		0,0	61,7	0,0	0,0	8,1	0,0	30,2	
		0,0	62,0	0,0	0,0	8,5	0,0	29,5	
		0,0	61,5	0,0	0,0	8,2	0,0	30,3	
Опыт 6 Фторфлогопит		0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	1,04	44,1	54,5
		0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	1,20	43,8	55,0
		0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	1,00	44,2	54,8

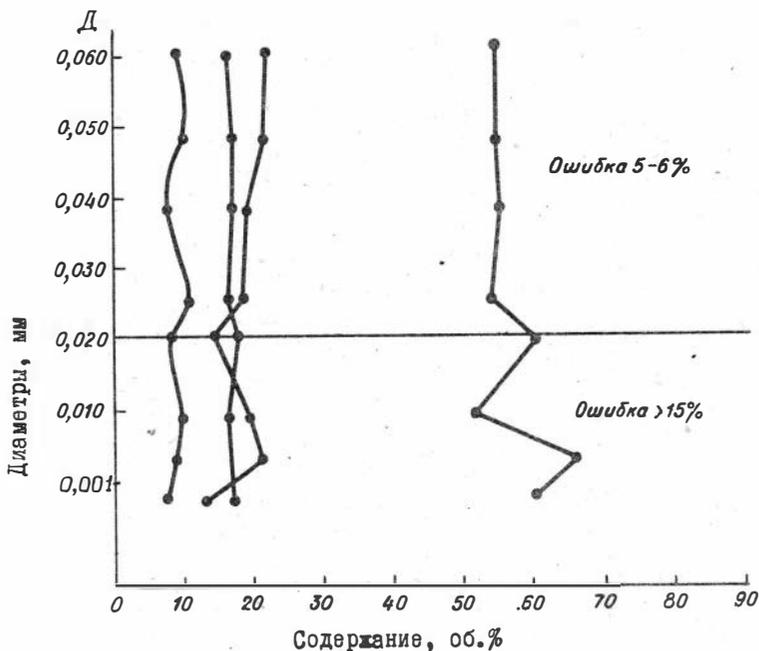


Рис. I. Результаты анализа газовой фазы индивидуальных включений сотового кварца III генерации

ти, связанные с необходимостью более тщательного измерения при изменении объема этих пузырьков в процессе поглощения.

Диаграммы, представленные в данной работе, дают полную информацию о кинетике поглощения малых газовых пузырей таких газов как CO , H_2S . Все кривые поглощения построены по эталонным газам, специально полученным в лабораторных условиях.

Большое значение для получения хорошо воспроизводимых результатов имеет способ получения "запирающих жидкостей и поглотителей", а также эффективный и своевременный контроль за их качеством. Поэтому задача подбора индифферентных жидкостей для смеси газовых компонент является весьма важной и остается актуальной в настоящее время.

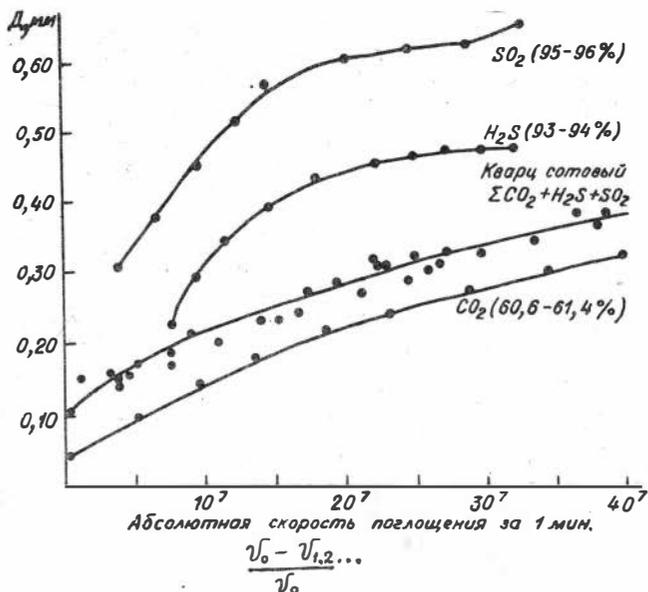


Рис.2. Зависимость абсолютной скорости поглощения от D пузыря

Приготовление индифферентных жидкостей представляет собой самостоятельный весьма ответственный этап. Точность и воспроизводимость метода во многом зависит от тщательности приготовления и свежести, способа хранения и контроля свойств жидкости.

Индифферентные жидкости должны удовлетворять следующим требованиям:

- 1) должны обладать прозрачностью,
- 2) должны иметь определенную вязкость,
- 3) должны иметь показатель преломления (1,47), соответствующий наилучшим значениям вязкости.

С наилучшими свойствами с этой точки зрения нами получена жидкость следующим образом:

25 г LiCl + 150 мл глицерина. LiCl всегда высушивается, глицерин предварительно не обезвоживается. Упаривается на песчаной бане 3 часа при $T = 160-180^\circ\text{C}$ в открытом сосуде.

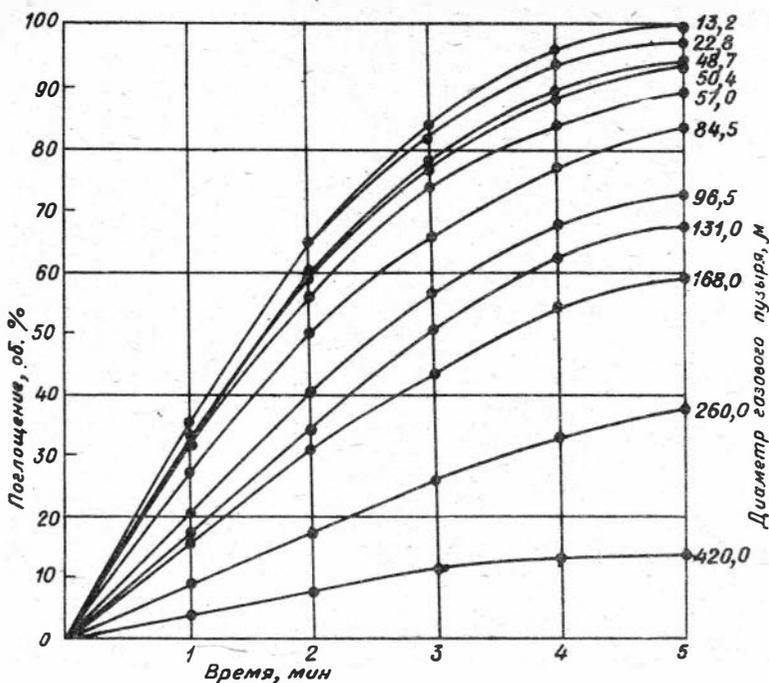


Рис. 3. Диаграмма поглощения CO_2 в глицерине + LiCl (150 г. глицерина + 25 г LiCl)

В принципе, можно изготавливать жидкости, поглощение в которых будет начинаться после 20–25 мин. (Кормушин, 1974), но, к сожалению, вскрывать индивидуальные включения и анализировать газовый пузырь невозможно (из-за слипания линз пресса), т.к. глицерин имеет слишком большую вязкость и высокий показатель преломления.

Последние замечания касаются некоторых новых методических приемов по определению компонентов газовых смесей во включениях, которые раньше не определялись или отсутствовали (H_2S , SO_2 , HCl , HF и NH_3).

Работа по определению этих компонентов пока на разной ста-

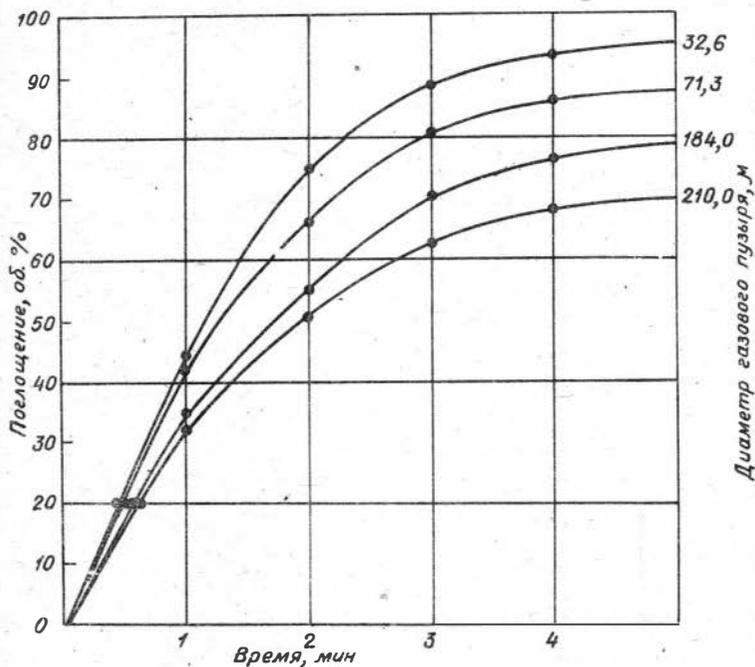


Рис. 4. Диаграмма поглощения H_2S в глицерине + $LiCl$ (150 г глицерина + 25 г $LiCl$)

дии завершения. Для определения одних компонент определяется их присутствие, а имеющиеся количества определяются совместно с каким-либо компонентом газовой смеси в имеющейся схеме. Для других найден способ селективного поглощения и качественного определения. Сущность качественного разделения группы кислых газов (H_2S , SO_2 , HCl , HF) и NH_3 заключается в том, что на основе микроманипуляционной техники под микроскопом в нескольких каплях бидистиллята производится вскрытие индивидуального включения в специальном прессе с прозрачными линзами. Нижняя вогнутая линза содержит бидистиллят, который покрывает образец с включением. Газ покидает включение и растворяется в бидистилляте. После этого этот объем бидистиллята капельным методом (по

С.А.Борису-Потоцкому) при помощи микропипетки подвергается качественному селективному поглощению различными реагентами.

ЛИТЕРАТУРА

ВОАНО В.Г. Изменение методики Энса анализа газов, заключенных в пузырьках в стекле.- "Оптико-механическая промышленность", 1937, № 2.

ДЕЙША Г. Испытания путем раздробления минеральных фрагментов для выявления газовых включений под давлением.- В кн.: Очерк минералогической монометрии. Париж, 1950.

ДОЛГОВ Ю.А., ШУГУРОВА Н.А. Состав газов индивидуальных включений различных минералов.- В кн.: Материалы II Всесоюзного совещания по геотермобарометрии. Новосибирск, 1965.

КОРМУШИН Б.А., ШАРИПОВ Р.К., ИБРАЕВА Н.Ж. Химический анализ газовой фазы включений в кварце.- "Изв. АН Каз.ССР. "Сер.геол.". 1974, №6.

МИРОНОВА О.Ф., НАУМОВ В.Б., САЛАЗКИН А.Н. Исследование газозо-жидких включений с сероводородом в кварце из Восточного Забайкалья.- "Геохимия", 1973, № 12.

МАСЛОВА И.Н. Ультрамикрoхимическое исследование состава жидкой и газовой фаз двухфазовых включений кварцев Волыни.- "Геохимия", 1961, № 2.

ПАНКОВА Н.А. О точности измерения пузырей при анализе газов в пузырьках.- "Стекло", (бюллетень Ин-та Стекла), 1961, № 1.

ПЕТЕРСИЛЬЕ И.А. Газы и рассеянные битумы горных пород некоторых интрузивных массивов Кольского полуострова. Апатиты, Изд-во Кольского филиала АН СССР, 1960.

СЛАВЯНСКИЙ В.Т. Газы в стекле. М., Оборонгиз, 1957.

ШУГУРОВА Н.А. Химические обоснования метода газового анализа индивидуальных включений в минералах.- В сб.: "Минералогическая термометрия и барометрия", т.2, М., "Наука", 1968., с. 18-23.

ЭЛИНСОН М.М., ПОДЬКОВСКИЙ В.С. К вопросу о газовом составе пневматолитово-гидротермальных растворов.- "Тр. ИГРИ", 1963, вып. 8.

ЭНС И. Анализ газов, содержащихся в пузырьках стекла.- "Оп-тико-механическая промышленность", 1935, № 2.

КРОГ А. Метод микрофизического газового анализа. Состав воздуха в трахеях насекомых.- "Skand , Arch., Physical", 1911, № 25, 1913, №29.

ROEDDER E. Application of an Improved Crushing Microscope Stage to Studies of the Gases in Fluid Inclusions. - "Schweiz. Mineralog. und Petrograph, Mitteilung", vol.50/1, 1970.

УДК 549.0:548.4:550.40:550.42:552.II

В.А. Симонов, Н.А. Щугурова, Ю.А. Долгов

ОПРЕДЕЛЕНИЕ КАТИОННОГО СОСТАВА ИНДИВИДУАЛЬНЫХ ВКЛЮЧЕНИЙ

В настоящее время химический состав включений исследуется двумя главными путями: валовый анализ всех включений в минералах с помощью метода водных вытяжек и ультрамикрхимический анализ индивидуальных крупных включений.

Аналитические данные для индивидуальных включений одной генерации представляются нам более важными, чем количественные анализы смеси включений различных генераций. Размеры наименьших включений, доступных ультрамикрхимическому анализу должны быть не менее десятых долей миллиметра (Маслова, 1965), т.е. сотни микрон, в то время как подавляющее большинство включений имеет размеры в пределах нескольких десятков микрон.

Для исследования катионного состава индивидуальных включений обычного размера (первые десятки микрон) оказалось возможным использовать атомно-абсорбционный анализ. Пластинка с исследуемым включением помещалась в приспособление, сконструированное В.Т.Славянским и Е.Н.Крестниковой (1953) для извлечения газов из пузырей в стекле. Препарат заливался измеренным объемом бидистиллята (V_1 , табл. I). Включение покрывалось путем сжатия линз специального приспособления (пресса) при раздавли-

вании пластинки. При помощи капиллярной пипетки, закрепленной на трехосном препаратоводителе, часть бидистиллята с растворенным содержимым включения объемом V_2 (табл. I) переносилась во фторопластовый микро стаканчик. К исследуемому раствору добавлялся бидистиллят 1,5 мл и раствор 1 г/л Cs 0,5 мл, затем полученная смесь анализировалась на катионы Na, K, Ca, Mg атомно-абсорбционным методом на приборе фирмы Перкин Эльмер (аналитик Симонова В.И.).

Для разработки и проверки предлагаемого метода определения катионного состава включений были проанализированы включения в искусственном содалите. Включения относительно крупные (до 80 мк) правильной прямоугольной формы, по соотношению фаз в основном отвечают исходному заполнению автоклава: 30% кристаллических фаз + 20% жидкости + 50% газа. Кристаллики минералов — узинок кубической формы, в основном NaCl. Первые два образца анализировались только на Na и K без предварительных замеров объемов бидистиллята, поэтому мы можем судить только о концентрациях катионов в разбавленных растворах (табл. I, № 1, 2), и скорее всего мы имеем здесь только качественную картину. Второе и третье включения анализировались на Na, K, Ca, Mg (табл. I, № 3, 4). В случае 3 были обнаружены значительные количества Ca и Mg, хотя при синтезе содалита в автоклав эти элементы не вводились. При повторном исследовании аналогичного включения (№ 4) анализ показал полное отсутствие Ca и очень малое количество Mg, т.е. в случае 3 произошло, по всей вероятности, загрязнение Ca и Mg при анализе.

Помимо анализа включений с заранее известным катионным составом были проделаны первые опыты с включениями в естественных минералах. Включения в цирконах (табл. I, II, № 5, 6 копи № 7 Ильменского заповедника существенно солевые, с жидкой и газобразной CO_2 (20–50 мк).

Включения в флюорите этой же копи (табл. I, II, № 7, 8) — плоские, с одним или двумя кристалликами солей, приближающимися к кубической форме (около 50 мк).

Анализировались также газово-жидкие включения, изредка содержащие кубики солей, в кварце копи № 20 Ильменского заповедника (табл. I, II, № 9) (около 30 мк).

Результаты анализа включений приведены в таблице I и 2.

В первой таблице показаны концентрации катионов, создающиеся в бидистилляте объемом V_1 , при раздавливании включений в прессе. Показаны также соотношения катионов (за единицу принято количество Na). Во второй таблице даются абсолютные количества проанализированных катионов, извлеченных из включений.

Во включениях из искусственного содалита были получены следующие соотношения Na и K : 1:0,4 и 1:0,69 (табл. I, № 3,4). В автоклаве исходное соотношение было 1:0,47, довольно-таки близкое к среднему соотношению из проанализированных включений (1:0,54). Но разница все-таки существенная, поэтому необходимы дальнейшие эксперименты в этом направлении. В целом средние соотношения по минералам сведены в таблицу 3.

Обращает на себя внимание близкие соотношения Na и K в содалите, флюорите, кварце. Здесь мы имели практически однотипные включения с тем или иным количеством правильных кубических кристалликов солей. Включения в цирконе заполнены разнообразными бесформенными кристалликами минералов-узников, значительно обогащенных K , Ca и Mg . Ca и Mg обнаружены также во включениях в флюорите, т.е. таким образом мы можем говорить, что минерал-образующая среда копи № 7 (откуда были взяты циркон и флюорит) была значительно обогащена помимо Na и K кальцием и магнием, в то время как в формировании кварца копи № 20 участвовали растворы существенно натриево-калиевого состава.

Таким образом, первые опыты с анализом катионного состава индивидуальных включений показали обнадеживающие перспективы и возможности предполагаемого метода, но несомненно требуется дальнейшая его экспериментальная проверка и разработка. Можно наметить следующие основные направления развития этого метода.

1. Необходимо увеличить число анализируемых элементов.

2. Надо добиться выражения количества проанализированных катионов (концентрацию в г/л) в процентном отношении к жидкой фазе включений.

3. Необходимо улучшить операции извлечения жидкости из включения. Здесь нам кажется весьма перспективным метод раздавливания пластинок в касторовом масле (или в других подобных веществах), где выделившийся рассол легко наблюдается в виде ка-

Таблица 1

№№ обр.	V ₁ (мл)	V ₂ (мл)	Количество катионов в (мг/мл)				Соотношение Na:K:Ca:Mg
			Na	K	Ca	Mg	
1	-	-	0,13 ^x	0,12 ^x			
2	-	-	0,20 ^x	0,25 ^x			
3	0,0454	0,0304	0,194	0,078	0,039	0,077	I:0,40:0,20:0,40
4	-	0,0100					I:0,69+ - 0,01
5	0,0482	0,0351	0,015	0,023	0,015	0,038	I:I,50:I,00:2,50
6	0,0493	0,0340	0,030	0,016	0,016	0,033	I:0,42:0,56:I,11
7	0,0512	0,0324	0,028	0,014	0,014	0,0094	I:0,50:0,50:0,33
8	0,0510	0,0372	0,014	0,0096	0,041	0,018	I:0,65:0,25:I,25
9	0,122	0,0303	0,273	0,156	-	0,004	I:0,57+ - :0,009

x - в мк гр-мл в разбавленном растворе

Таблица 2

№№ обр.	Абсолютное количество катионов в проанализ. включениях (мк гр)			
	Na	K	Ca	Mg
1	0,12	0,11		
2	0,18	0,23		
3	4,090	1,636	0,818	1,636
4	3,200	2,20	-	0,04
5	0,409	0,614	0,409	1,024
6	0,738	0,307	0,041	0,820
7	0,615	0,308	0,308	0,205
8	0,410	0,267	0,103	0,513
9	2,25	1,27	-	0,021

Таблица 3

Наименование минерала	Средние соотношения катионов			
	натрий	калий	кальций	магний
содалит	I	0,54	-	-
циркон	I	0,96	0,78	0,81
флюорит	I	0,58	0,38	0,79
кварц	I	0,57	-	-

пельки, несмешивающейся с окружающей жидкостью. Анализ катионного состава этой капельки отвечал бы истинному содержанию и соотношению вещества во включениях.

4. Одну и ту же группу включений можно разделить на части: из одной произвести анализ жидкой фазы, а из другой – газовой и получить полное представление о составе минералообразующего раствора.

ЛИТЕРАТУРА

МАСЛОВА И.Н. Применение ультрамикрхимического анализа к исследованию состава растворов газовой-жидких включений в минералах. – В кн.: Минералогическая термометрия и барометрия. М., "Наука", 1965, с. 204–211.

СЛАВЯНСКИЙ В.Т., КРЕСТНИКОВА Е.Н. Методы анализа газа в пузырьках меньше 0,2 мм. – "Стекло и керамика", 1953, № II.

УДК 548.4

Н.Ф.Красов, Н.Ю.Осоргин, Л.Ю.Чупина
Ф.Н.Шешегов

УСТАНОВКА ДЛЯ ИССЛЕДОВАНИЯ ВКЛЮЧЕНИЙ В ТЕМНОЦВЕТНЫХ МИНЕРАЛАХ ПРИ ВЫСОКИХ ТЕМПЕРАТУРАХ

В настоящее время в исследовательской практике широко и успешно используются многочисленные модели микротермокамер для изучения в воздушной среде включений в минералах. Однако, большинство темноцветных минералов, содержащих железо, во время высокотемпературных опытов окисляются, становятся непрозрачными. Таким образом, для их изучения требуется микротермокамера с

инертной или восстановительной газовой средой. Известны результаты изучения включений в темноцветных минералах методом закалки (Роддер, 1970; Наумов, 1976 и др.), а также попытки создать термокамеру с инертной средой (Чепуров, Похиленко, 1972). Однако до сих пор не было надежной в работе высокотемпературной микротермокамеры, позволяющей наблюдать весь ход процесса гомогенизации включений в темноцветных минералах и точно замерить температуры гомогенизации. Создание такой камеры сопряжено с проблемой очистки и осушки инертного газа, для решения которой требуется целая установка.

В настоящее время создан опытный вариант такой установки.

Описание установки

Установка состоит из следующих элементов (рис. 1): блока подачи газа, блока очистки газа, электрической цепи нагревателя камеры, милливольтметра для измерения ЭДС термопары, линии водяного охлаждения, самой микротермокамеры, а также барботера.

Блок подачи газа состоит из газового баллона, оборудованного манометром высокого давления, редуктором и манометром низкого давления. В качестве инертной среды в нашей установке используется аргон.

Блок очистки газа состоит из двух последовательно соединенных кварцевых трубок, одна из которых заполнена ангидридом, а другая — активированными медными опилками, которые будучи нагретыми до 400–450°C служат в качестве очистителя газа от примеси кислорода. Подогрев опилок до требуемой температуры осуществляется нагревателем, напряжение на котором регулируется ЛАТРОм типа РНО-250-2.

Электрическая цепь нагревателя микротермокамеры состоит из ЛАТРа типа РНО-250-2, силового трансформатора типа РНО-250-10, а также амперметра и вольтметра.

Температура в микротермокамере измеряется платино-платинородиевой термопарой ($Pt_{100} - Pt_{90} Rh_{10}$), подключенной к милливольтметру и эталонированной по реперным веществам.

Кроме перечисленного в установку входят: линия водяного

охлаждения корпуса микротермокамеры, линии водяного охлаждения объектива микроскопа (последняя на рис. 1 не показана), а также барботер, предназначенный для тонкого контроля расхода газа.

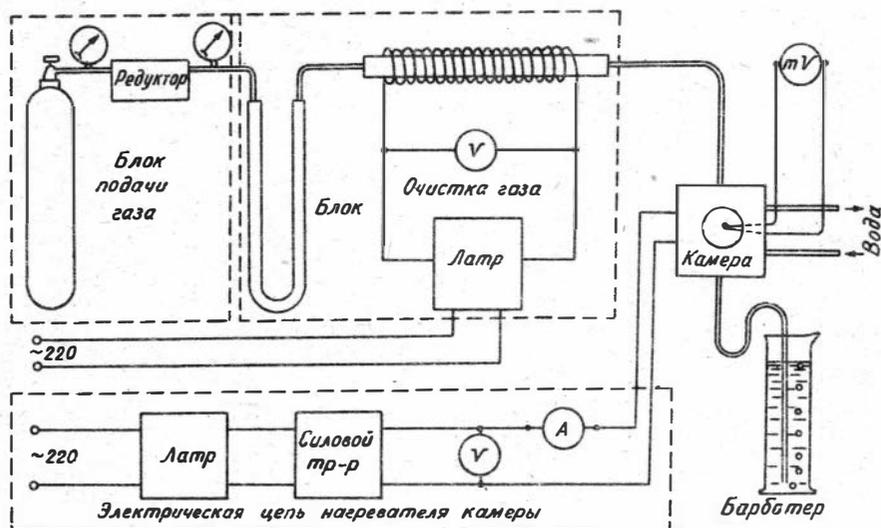


Рис. 1. Схема установки для исследований включений в темновесных минералах при высоких температурах

Описание микротермокамеры

Микротермокамера (рис. 2) состоит из разъемного корпуса (1) из нержавеющей стали. Половинки корпуса стягиваются крепежными болтами (17) через прокладку из вакуумной резины (2). Обе части корпуса имеют полости для циркуляции охлаждающей воды (18). Подвод воды осуществляется через вваренные в корпус штуцеры (3). В нижнюю часть корпуса смонтированы также вводы для

термопары (на рис. 2 не показаны), штуцеры (4) для подачи газа и электровводы к нагревателю (5). Все вводы уплотняются фигурными фторопластовыми прокладками (6).

В нижнее смотровое отверстие камеры смонтировано кварцевое стекло (8), уплотняющееся с помощью прокладок из силиконовой резины (7) и прижимной гайки (9). В верхнее смотровое отверстие вводится объектив микроскопа, для которого изготовлен специальный кожух (II), предусматривающий охлаждение объектива и грибовое уплотнение между объективом и камерой прокладку из силиконовой резины (10). Эластичность прокладки из силиконовой резины делает уплотнение подвижным и допускает юстировку объектива на препарате.

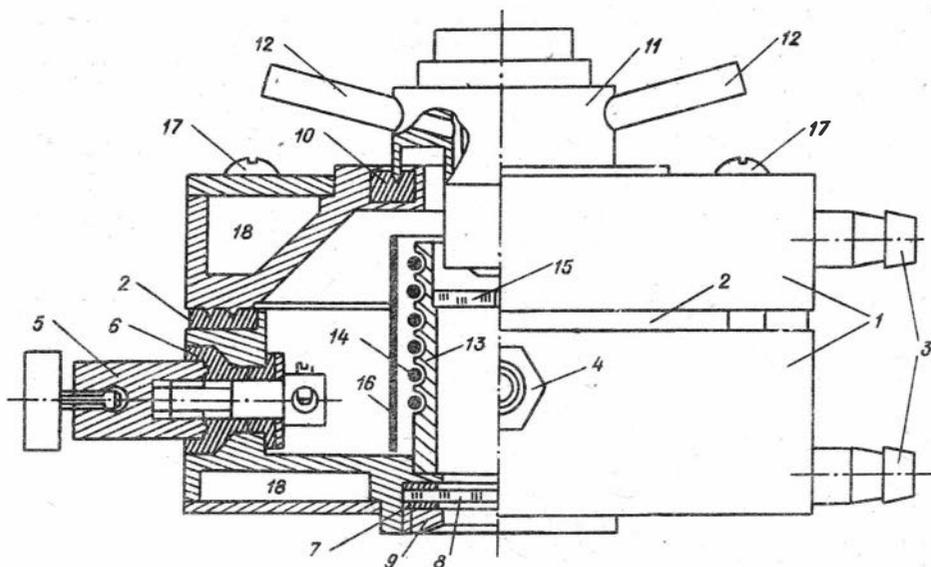


Рис. 2. Схема микротермокамеры

Нагревательный элемент микротермокамеры состоит из корундовой трубки (13) с намотанной на нее вольфрамовой спиралью (14).

Внутри трубки укреплено предметное корундовое стекло (15). Концы вольфрамовой спирали подключены к электровводам. Вокруг нагревательного элемента установлен экран из танталовой жести (16), который служит дополнительным буфером и, окисляясь раньше вольфрама, способствует долговечности спирали.

Одной из особенностей нашей микротермокамеры является то, что при описанном выше способе ее герметизации между объективом и препаратом нет никаких промежуточных перегородок, ухудшающих видимость в процессе опыта. Кроме того, этот способ герметизации не требует применения уникальных длиннофокусных объективов, а позволяет ограничиться обычными объективами серийных образцов.

Порядок работы на установке

Исследуемый объект помещается на предметное стекло внутри нагревателя. В камеру вводится объектив и истируется на препарате. Этим действием одновременно осуществляется и герметизация камеры с инертным газом. Интенсивная продувка камеры осуществляется в течение 30 минут. Затем скорость подачи газа снижается до минимума (по пузырькам газа в барботере) и только после этого включается нагреватель. Для равномерного нагрева корпуса нагревателя, предметного стекла и препарата температуру нужно повышать постепенно.

Результаты испытания установки

На созданной нами установке Томиленко А.А. успешно проведены опыты по гомогенизации включений в гранатах и гиперстенах из метаморфических пород гранулитовой фации. Исследованные им минералы характеризуются высокой железистостью (железистость гранатов от 40 до 80%, гиперстена - 60%). При нагревании в обычных термокамерах в воздушной атмосфере выше температуры 700°C они резко темнеют и становятся непригодными для дальнейших исследований. Однако при нагревании их в вышеописанной ус-

тановке хорошая видимость исследуемых объектов (затвердевшие включения, размер включений до 20-30 микрон, состав - жидкая фаза, несколько твердых анизотропных фаз) сохранялась до температуры 1200°C несмотря на многочасовые выдержки (до 6 часов) при температурах 800, 900, 1000, 1100, 1200°C в процессе нагревания.

Магматические темноцветные минералы обычно имеют гораздо меньшую железистость, чем исследованные Томиленко А.А. метаморфические, и для их нагревания наша установка тем более пригодна.

ЛИТЕРАТУРА

НАУМОВ В.Б., ФИНЬКО В.И. Включения расплава во вкрапленниках щелочных пемз Приморья.- В кн.: Тезисы докл. У Всесоюзного Совещания по термобарогеохимии. Уфа, 1976, с. 102.

ЧЕПУРОВ А.И., ПОХИЛЕНКО Н.П. Микротермокамера с инертной средой для высокотемпературных включений в минералах.- "Геология и геофизика", 1972, № 6, с. 139-141.

ROSDDER E., WEIBLEN P.W. Lunar petrology of silicate melt inclusions, Apollo-11 rocks.- In: Proceedings of the Apollo-11 Lunar Science Conference, 1970, v. 1, p. 801-837.

УДК 548.4:552.11

И.Т.Бакуменко, А.И.Чепуров, В.П.Чупли

ДИАГНОСТИКА И ОСОБЕННОСТИ ИССЛЕДОВАНИЙ РАСПЛАВНЫХ ВКЛЮЧЕНИЙ*

Силикатные и прочие расплавы разного состава участвуют во многих природных процессах (кристаллизация магматических систем, ж Статья представляет собой неопубликованный текст доклада на

анатексис, контактное и ударное плавление и т.д.). Поэтому выявление диагностических признаков расплавленных включений, которые возникают при этих процессах, никогда не потеряет своей актуальности. В последнее время, помимо диагностики природных расплавленных включений (земного, космического и космогенного происхождения) приходится заниматься диагностикой различных, еще более разнообразных, типов включений в продуктах синтеза из расплавов и растворов в расплавах ("флюсовых расплавов"). Например, в синтетических алмазах нередко встречаются включения углеродистых металлических сплавов, а в искусственных силикатах - включения силикатных или солевых расплавов и т.п. Основные типы расплавленных включений в природных и искусственных минералах иллюстрируются на рис. 1-6.

Подробнее остановимся на характеристике расплавленных включений в природных объектах. Наиболее распространены две крайние группы расплавленных включений: 1) включения магматических существенно силикатных расплавов и 2) включения, в основном, постмагматических существенно солевых (главным образом, галогенидных) и силикатно-солевых расплавов и расплавов-рассолов. Менее развиты и недостаточно изучены расплавленные включения, в которых наблюдаются явления расслоения вследствие предполагаемой ликвации или других причин (сферодитовой кристаллизации, повторного переплавления части фаз, вторичного перенаполнения в природных условиях или во время работы с препаратами и т.п.). Еще хуже изучены расплавленные включения в импактитах, возникших при различного рода ударных взаимодействиях в космосе и на Земле. Попробуем проиллюстрировать эти примеры.

Включения минералообразующих силикатных расплавов наиболее известны благодаря широкому проявлению магматических процессов.*

ГУ региональном (Ростовском) совещании по термобарогеохимии процессов минералообразования (сентябрь 1973 г.). Необходимые дополнения приводятся в подстрочных примечаниях.

* Результаты исследования этих включений недавно были обобщены в книге "Магматогенная кристаллизация по данным изучения включений расплавов" (Автор.: Т.Ю.Базарова, И.Т.Бакуменко, В.П.Костюк, Л.И.Панина, В.С.Соболев, А.И.Чепуров), "Наука", Сибир. отделение, Новосибирск, 1975, 232 с.

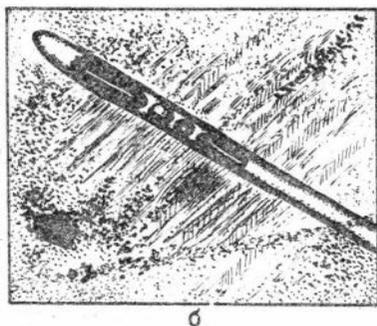
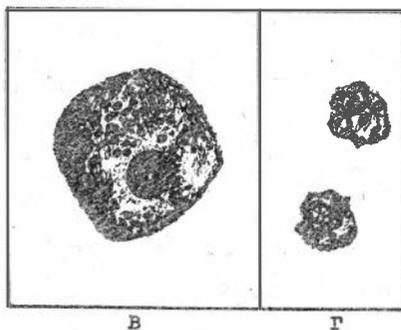
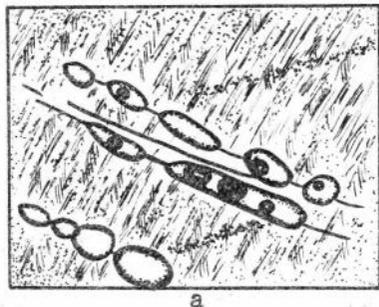
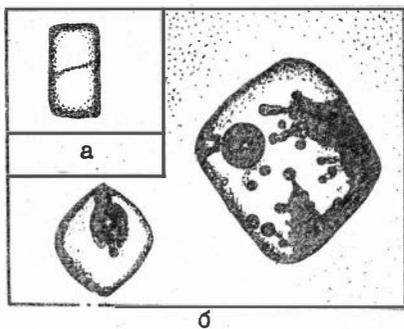


Рис. 1

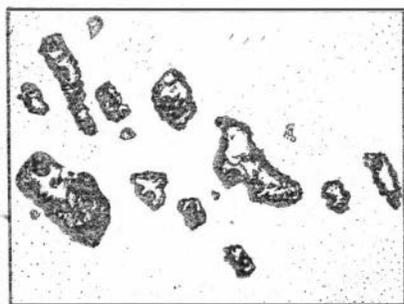
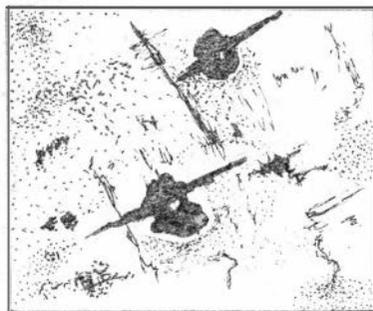


Рис. 2



в
Рис. 3

Рис. 1. Расплавные включения в минералах земного происхождения:

а - однофазовое стекловатое включение без газовых пузырьков в плагиоклазе базальтов (о-ва Кермадек, образец Ю.А. Долгова); б, в - частично и полностью раскристаллизованные включения в кварце из пемз вулкана Хангар (Срединный хребет, Камчатка); б) частично раскристаллизованные стекловатые включения с кристаллитами и большими пузырьками газовой фазы первой генерации и маленькими газовыми пузырьками второй генерации, которые приурочены к кристаллитам; в) тонко-раскристаллизованное включение с массой мельчайших кристаллитов; г - полностью раскристаллизованные включения в кварце из мигматитов (верх.-адданская свита, Адданский цит)

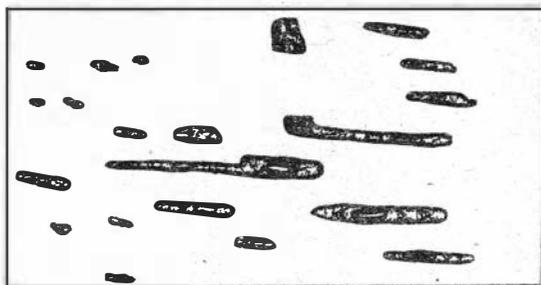
Рис. 2. Частично и полностью раскристаллизованные включения в оливине космического происхождения (каменный метеорит-хондрит "Никольское")

Рис. 3. Стекловатые включения ударного происхождения:

а, б - включения космогенного происхождения в импактном кварце (Попигаевский метеоритный кратер, сев.-зап. Анабарского массива). В кварце заметны планарные структуры (образцы С.А. Вишняковского): а - четкоподобные стекловатые включения с газовыми пузырьками и без газовых пузырьков, "нанизанные" на недоплавленные кристаллы (черные иглы); б - трубчатое стекловатое включение с газовыми пузырьками; в - взорванные включения в искусственном импактном кварцевом стекле. Трещинки "усиков" включений сохраняют одинаковую реликтовую гексагонально-призматическую ориентировку исходного кварца (образцы Н.Д. Добрецова)



а

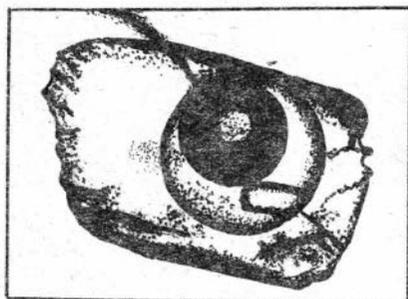


б

Рис.4



а



б

Рис.5



а



б



в

Рис.6

Рис. 4. Расплавные солевые включения в синтетическом берилле, выращенном из "раствора в расплаве":

а - трубчатое первичное включение (видны солевые фазы и газовый пузырек); б - серия удлиненных вторичных включений, приуроченных к трещине

Рис. 5. Псевдоликвационные стекловатые включения:

а - стекловатое включение с газовыми фазами и со сферолитом, выкристаллизовавшимся из однородного расплава в кварце из пемз вулкана Хангар (Камчатка); б - стекловатое включение с "искусственной" бальзамной каймой вокруг газового пузырька в плагиоклазе из туфов Японии (вулкан Унзен, о-в Кюсю). Бальзам засасывается при разгерметизации включений, в газовой фазе которых в момент приготовления препаратов давление летучих меньше атмосферного

Рис. 6. Расплавно-солевые включения в хром-диопсиде метасоматов массива Инагли (Центр.Алдан):

а - видны отдельные соли и газовая фаза (жидкость распределена между кристаллами); б, в - расплавно-солевые включения до и после прогрева (б - до прогрева газовая фаза распределена в межкристаллическом пространстве, в - при нагревании до 300° С после начала растворения солей наблюдается четкое обособление газовых пузырьков)

Включения этого типа бывают четырех родов. Стекловатые (при закалке захватываемого расплава), частично или полностью раскристаллизованными (при кристаллизации переохлажденного, но еще жидкого расплава), расстеклованными (при девитрификации ранее застеклованной массы) и перекристаллизованными (при перекристаллизации раскристаллизованных включений).

Среди стекловатых включений особо примечательны беспузырьковые включения (рис. 1а). Беспузырьковые включения легко получают как экспериментально, так и в природных условиях, если закалка захваченного расплава происходит до появления во включениях усадочных пузырьков. О скорости закалочных режимов для расплавов разного состава можно судить на основании

экспериментов с включениями. Результаты этих экспериментов отражены на графиках (рис. 7) и будут обсуждаться ниже.

В природных условиях такие включения часто захватываются минералами на завершающей стадии интрателлурической кристаллизации вкрапленников непосредственно перед очень быстрым извержением вулканического материала на поверхность. В этих случаях резкое охлаждение изверженного материала с включениями, не успевшими гетерогенизироваться приводит к быстрой витрификации содержащегося в них гомогенного расплава.

Среди частично раскристаллизованных и х включений важное диагностическое значение имеют включения, в которых присутствуют газовые фазы сразу двух генераций (рис. 1б). Первая генерация пузырьков в таких включениях имеет усадочное происхождение (за счет охлаждения расплава). Дальнейшее быстрое охлаждение включений приводит к ускоренной раскристаллизации все еще жидкого расплава и появлению второй генерации мельчайших газовых пузырьков. Обычно наблюдается приуроченность этих пузырьков к кристаллитам. Такая локализация пузырьков объясняется высвобождением дополнительного объема, вследствие разности плотности кристаллитов и расплава.

Подходящие термические условия для рассматриваемой последовательности фазовых превращений во включениях возникают в тех вкрапленниках, которые после захвата расплавных включений, некоего их охлаждения и обособления в них газовой фазы первой генерации, попадают в порции магмы перемещающиеся вверх, а затем извергающиеся на поверхность. Подъем магмы приводит к охлаждению, частичной кристаллизации расплава во включениях и появлению газовых фаз второй генерации, а извержение — к витрификации расплава.

Раскристаллизованные включения, состоящие из кристаллического агрегата и газовых фаз, очень характерны для минералов глубинных пород (рис. 1г), а также для некоторых вкрапленников (рис. 1в), кристаллизующихся в интрателлурических условиях. Появление газовой (или гетерогенной флюидной, например, с жидкой CO_2) ^{жж} фазы в виде одного или нескольких

^{жж} В книге "Магматогенная кристаллизация..." описаны известные

обособлений, нередко имеющих сложную форму, обусловлено не только усадкой захваченного расплава при его охлаждении, сколько объемным эффектом раскристаллизации этого расплава. Особое петрологическое значение имеют находки раскристаллизованных включений в кварце пород сложного генезиса (мигматиты, пегматиты, некоторые граниты).

Иные особенности характерны для **расстеклованных и перекристаллизованных** включений. В этом случае расстекловывается и перекристаллизовывается вещество уже затвердевших включений. Поэтому в переработанном агрегате таких включений дополнительной генерации округлых газовых пузырьков не возникает, а появляющееся в связи с объемным эффектом процесса свободное пространство локализуется в межзерновом пространстве и в виде трещинок. Расстекловывание стекловатых и перекристаллизация раскристаллизованных включений наблюдается даже при слабом метаморфизме пород. К сожалению, расстеклованные и перекристаллизованные включения из-за трудностей диагностики обычно рассматривают совместно с раскристаллизованными. Сюда же включают еще одну группу расплавных включений — **преобразованные** (химичеюки) включения. Преобразование характерно для включений, разгерметизированных в природных условиях. Действие горячих растворов, пневматолитовых агентов или воздуха, проникающих во включения по трещинам, приводит к ослюдению и другим замещениям агрегатов, побурению и разложению стакол и прочим преобразованиям содержимого включений.

Многочисленные недоразумения нередко возникают при диагностике и интерпретации по аномальным включениям, которые внешне могут напоминать обычные расплавные включения. Аномальными обычно считают включения с аномальными объемными соотношениями фаз. Таковы виды расплавных включений: гетерогенно-распнурованные, взорванные, перенаполенные, с пузырьками прилипания и минералами-

случаи, когда в гетерогенных флюидных обособлениях расплавных включений содержится фаза жидкого водного раствора. Недавно О.Н.Косухиним и В.Б.Наумовым была выявлена такая же гетерогенность водно-флюидных обособлений в расплавных включениях в кварце пемз и гранитных пегматитов.

-спутниками. Эти виды включений известны по предложенной Н.П.Ермаковым классификации аномальных газовой-жидких включений (8). На раскристаллизованные включения могут быть похожи и комбинированные включения, в которых случайно объединяются кристаллические и газовой-жидкие включения, а также некоторые многофазовые газовой-жидкие включения с соляными фазами.*

Неоднократно отмечалось, что аномальные расплавленные и комбинированные включения не могут использоваться для определения температур кристаллизации методом полной гомогенизации включений, для определения суммарного вещественного состава исходной магмы и ряда других целей. Вместе с тем "аномальность" объемных соотношений фаз в конкретной серии расплавленных включений может наблюдаться и в нормальных включениях вследствие кинетических факторов. Очень четко это видно при неодинаковой степени раскристаллизации или неодинаковом объеме выделившихся газовых пузырьков в разных по размерам включениях единой серии. Однако при достаточной длительности нагревания таких включений они, несмотря на различия в фазовых соотношениях, будут гомогенизироваться при одинаковой температуре. Это свидетельствует об их нормальном заполнении. Таким образом, одинаковой исходное заполнение, а не фазовые соотношения, является признаком нормальных включений.

В последние годы в связи с попытками доказать петрогенное значение ликвации силикатного расплава резко повысился интерес к группе включений, в которых наблюдаются явления расслоения. Экспериментально это явление было обнаружено во многих системах, например, в системах "лейцит-фаялит-кремнезем", "силикатный расплав - карбонаты натрия", "силикатный диабазовый расплав - галит" и некоторых других. Однако, в природных объектах не вызывают сомнений лишь системы "ликвационных" включений, содержащее которых до или после захвата расслоено на силикатную и солевую (или водно-солевую) составляющую. Такие включения наблюдались

* В последние годы появлялись публикации, в которых магматическими необоснованно объявляются метасоматиты, содержащие соляные включения с высокими температурами гомогенизации. В таких включениях содержатся колеблющиеся, нередко очень высокие количества солевых (а иногда и силикатных) фаз, что и повышает температуры их полной гомогенизации.

Э.Роддером, Т.Ю.Базаровой, Б.П.Романчевым, В.Б.Наумовым, нами и другими исследователями в кварце и нефелине.* При нагревании нормальные включения гомогенизируются в фазу силикатного расплава, а при охлаждении снова расслаиваются.

Вопрос о ликвационном происхождении силикатно-сульфидных и некоторых других редких типов расслоенных включений из-за их слабой изученности пока остается нерешенным, хотя и является исключительно перспективным. Не менее проблематична ситуация с ликвацией магм на два силикатных расплава. Неоднократно делались заявления об обнаружении этого явления во включениях. В описаниях обычно фигурировали сферические обособления одной стеклоподобной (или явно девитрифицированной) фазы в другой. В одних случаях первая фаза оказывалась бальзамом или эпоксидной смолой, в других - обычными сферолитами раскристаллизации (рис. 5). Наконец, были обнаружены и включения с двумя различными явно стекловатыми фазами. Однако, не исключено, что расслоение расплава и здесь связано не с ликвацией, а каким-то иным, неравновесным процессом. Например, дополнительная стекловатая фаза во включениях могла появиться при резко неравновесном повторном подплавлении стенок минерала-хозяина или переплавлении других кристаллических фаз включения с последующей закалкой обоих расплавов. Даже в работах Э.Роддера и П.В.Вейблена по включениям в лунных образцах нет однозначных доказательств именно ликвационного происхождения наблюдающегося расслоения, хотя для составов, соответствующих некоторым лунным расплавам, ликвацию как-будто удавалось получать экспериментально. Для "лунных" включений необходимы более четкие доказательства того, что расслоение не связано с контактными плавлениями при метеоритных ударных воздействиях. Тем более, что са-

* С данными о включениях, захвативших гетерогенные смеси, состоящие из продуктов ликвации магм на силикатный расплав и водно-солевой раствор (или солевой расплав, жидкую CO_2 и др. среды), а также о включениях, где такое расслоение произошло после изоляции исходного гомогенного расплава, можно познакомиться в книге "Магматогенная кристаллизация"...

ми авторы находили такие доказательства: сферические обособления маскелитового состава, а в отдельных случаях - достаточная пестрота составов обособленных фаз. Настораживает также то обстоятельство, что расслоение наблюдается только в периферических (контактных) частях зерен. Во всяком случае без выяснения кинетики гомогенизации таких включений пока преждевременно считать вопрос решенным.

Прежде чем перейти к рассмотрению некоторых методик изучения включений, рассмотрим еще одну почти неизученную группу расплавленных включений. Эти включения связаны с процессами ударной витрификации, являющейся разновидностью "автодиспергации" (по Г.Л.Поспелову, 1972). Такая витрификация характерна для многих импактитов природного и искусственного происхождения и наблюдается лишь при ударных давлениях в первые сотни тысяч атмосфер, например, синтез плагиоклазового стекла - маскелита был осуществлен Милтоном и де Карли при 250 кбар (Шорт, 1968). Примечательно, что разные минералы начинают изотропизоваться при разных давлениях. Поэтому намечается перспектива использовать импактные включения для регистрации ударных явлений и определения развивающихся при этом давлений.

Обычно различают две стадии изотропизации. Сначала минерал аморфизуется без переплавления (механическая изотропизация) с появлением планарных структур. Затем, при более высоких давлениях, вследствие адиабатического сжатия и разогрева, наступает истинное плавление минералов.

Познакомиться с природными и синтезированными расплавленными включениями импактного происхождения нам удалось по образцам С.А.Вишневого (природный импактный кварц из Попигаевского метеоритного кратера) и Н.Л.Добрецова (кварц, подвергшийся искусственным взрывным воздействиям). В обоих случаях наблюдались разные стадии изотропизации кварца.

Ранние стадии ударного воздействия на кварц отлично выражены в образцах кратерного кварца с четкими планарными структурами.^{*} В этих образцах были обнаружены расплавленные включения, ко-

* Различные преобразования кварца и формирование разнообразных, в том числе и некоторых расплавленных включений в ударно-метаморфизованных разновидностях кварца были детально изучены Ю.А.Долговым и С.А.Вишневым (см. сб. "Минералогия эндогенных образований", труды ИГиГ СО АН СССР, Новосибирск, 1974, с. 51-64).

торые образовались при контактном селективном плавлении кварца и включенных в него игольчатых кристаллов (рис. 3, а, б). При частичном локальном переплавлении этих кристаллов образуются "четковидные" включения капель стекла, нанесенные на нити недоплавленных игольчатых кристаллов (рис. 3а). При полном равномерном плавлении игл образуются включения трубчатой формы (рис. 3б). Доказательством переплавления, а не изотропизации в твердом состоянии, является появление газовых пузырьков в участках, где переплавленные включения пересечены трещинками. По ним часть расплава в горячем состоянии выдавливалась из включений. Последующее охлаждение приводило к сжатию расплава и появлению усадочных полостей. На это впервые обратил внимание С.А.Вишневский. Естественно, эти включения не пригодны для определения температур методом гомогенизации.

Более интенсивное природное или экспериментальное ударное воздействие на породы и минералы приводит к их полному плавлению и последующей закалке стекол. Состав импактных стекол близок к составу исходных минералов. В случае полиминеральных агрегатов новообразованные стекла одного состава захороняются в стеклах другого состава (псевдоликвация) и наблюдаемая картина ошибочно может быть принята за проявление ликвации.

Для диагностики переплавленных импактных стекол очень важны наблюдения за реликтовыми включениями. Например, в искусственном импактном кварцевом стекле (образцы Н.Л.Добрецова) на месте газовой-жидких включений возникали взорванные включения с одинаково ориентированными "усиками", которыми наследуется ориентировка призматических трещин разрыва кварца (рис. 3в).

Завершая раздел диагностики, подчеркиваем, что для всех обычных типов магматических (силикатных) раскристаллизованных включений, вследствие присутствия летучих компонентов, характерны существенно более низкие "солидусные" температуры начала изменения (плавление, растворение) кристаллических фаз, по сравнению с сухими силикатными системами аналогичных составов. И особенно следует подчеркнуть главную особенность раскристаллизованных и стекловатых магматических включений - способность давать стекло при закалке после гомогенизации.

Для расплавных о о л е в ы х и в о д н о - с о л е в ы х

включений, в которых содержание водного раствора может быть и небольшим (рис. 6), в отличие от визуально похожих на них раскристаллизованных включений силикатных расплавов характерны намного более низкие температуры начала заметного растворения кристаллических фаз (ниже 100–200°C). От расплавных силикатных магматических включений их отличает также невозможность закалки при любых режимах охлаждения. Мы не имеем возможности детальнее остановиться на описании солевых включений тем более, что они во многом сходны с обычными многофазовыми газово-жидкими включениями. Отметим также, что существенно солевые включения захватываются вместе и (или) несколько позже остаточных силикатных расплавных включений и нередко характеризуются высокими температурами гомогенизации.

Наконец, следует сделать несколько замечаний о сомнительных критериях, которыми иногда пользуются при выделении первичных, мнимовторичных и вторичных расплавных включений. Прежде всего подчеркиваем, что совершенство огранки включений не относится к критериям первичности: вторичные включения также могут иметь правильную негативную огранку, а первичные – неправильную. Для придания хорошей огранки первичным и вторичным включениям необходимо лишь одно условие: после изоляции темп охлаждения включения не должен быть слишком высок. Точно также одиночные включения – это отнюдь не обязательно первичные включения. Тем более, что одиночный характер расположения нередко является кажущимся (вторичные включения располагаются в плоскости горизонтально ориентировочной трещины). Пока лучшим критерием первичности является приуроченность серий включений к зонам роста и пирамидам нарастания минералов. Но и в этих случаях надо соблюдать осторожность, т.к. на зональное расположение включений иногда похоже их псевдозональное расположение по трещинам спайности и концентрическим трещинам, которые возникают при термическом ударе. Для разграничения первичных и вторичных включений совершенно однозначную помощь могут оказать кристалломорфологические особенности включений (характер искажения их первичной огранки и т.д.).

Проведение дополнительных наблюдений за д и н а м и к о й
и к и н е т и к о й фазовых превращений во включениях в про-

цессе их нагревания и охлаждения может также дать интересную информацию и предостеречь от возможных ошибок.

Наблюдения за исчезновением и появлением газового пузырька в расплаве включений позволяют выявить некоторые особенности кинетики процесса гомогенизации-гетерогенизации. Это необходимо для оценки вязкости, расчетов коэффициентов термического объемного расширения расплавов, для выбора оптимальных режимов нагревания и охлаждения, позволяющих получать обоснованные значения "равновесных" температур гомогенизации включений и т.д. На рис. 7 приведены сопряженные кривые процессов гомогенизации (I-6) и гетерогенизации ($I' - 6'$) для включений в минералах различных по основности пород. Все отсчеты времени ведутся от момента установления равновесия при температуре близкой к состоянию гомогенизации (кривые I-6) или от $T_{гом}$ (кривые $I' - 6'$).

Из графика видно, что при гомогенизации равновесие наиболее быстро устанавливается для ультраосновных и основных составов - 2-5 минут (кривые I, 2). Для включений щелочно-основного состава равновесие наступает за 15-20 минут (кривая 3). Наиболее длительные выдержки требуются для установления равновесия в расплавах кислых составов - более 40 минут, что связано с их повышенной вязкостью (кривые 4-7).

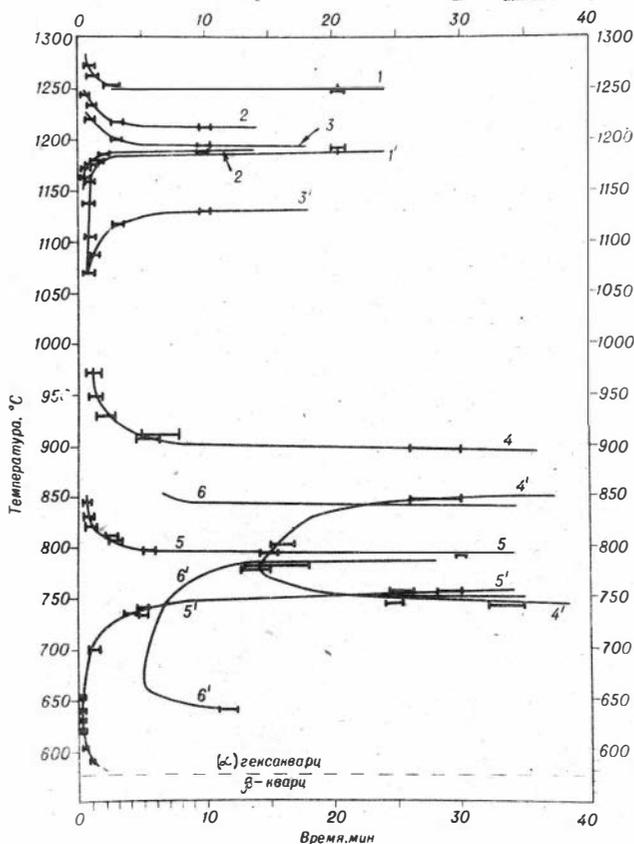
Различное время установления равновесия при гетерогенизации расплавов кислого состава (кривые 4', 6', 5') свидетельствует об уменьшении их вязкости с повышением количества летучих, что приводило к понижению температуры кристаллизации (соответственно гомогенизации включений: кривые 4-6-5).

Несомненный интерес представляет появление у кинетических кривых гетерогенизации расплавов кислых составов обратного (аномального) наклона при низких температурах. Это явление связано с существенным повышением вязкости соответствующих расплавов в данных интервалах температур. При температурах ниже предельных значений кривых гетерогенизации расположена область быстрого "загустевания" и застекловывания включений расплава, где вследствие этого гетерогенизация включений расплава уже не происходит ни при какой температуре.

Изученные кривые гетерогенизации показывают, что область размягченного состояния расплавов довольно велика. Она существ-

Рис. 7. Сопряженные кинетические кривые гомогенизации (I-6) и гетерогенизации (I' - 6') расплавных включений. Отсчет времени - от момента, когда включение почти доведено до равновесной гомогенизации (кривые I-6) или полностью гомогенизировано (кривые I' - 6')

Примечание: I и I' - в авгите из пикритовой лавы (хр.Рейкьянес, рифтовая зона Срединно-Атлантического хр.), 2 и 2' - в диопсиде из биотитового перидотит-порфирита (Центр. Алдан), 3 и 3' - в клинопироксене из псевдожейдитита (Центр. Алдан), 4 и 4' - в кварце из гранитной лейкосомы мигматита (Верх.-Алданский район), 5 и 5' - в кварце из пемз липарито-дацитового состава (Хангар, Камчатка), 6 и 6' - в кварце из периферических зон зональных пегматитов (Алданский район)



венно ниже экспериментально полученных температур солидуса водосодержащих силикатных систем. В исключительных случаях она опускается даже до температуры полиморфного превращения кварца (ниже 600°C).^{*} Это позволяет объяснить известные явления подвижности остаточных природных расплавов при аномально низких температурах: например, низкотемпературное внедрение даек, выпирание "игл" в вулканических постройках, развитие автоэкструзий, длительную подвижность лавовых потоков и другие явления, которые послужили базой для односторонних суждений об исходной (!) низкотемпературности извергавшихся или внедрявшихся природных магм.

Проведение подобных экспериментов с природными включениями позволили подобрать оптимальные режимы нагревания образцов для получения термобарометрических данных. Например, для гранитоидов до начала плавления содержимого включений допустимо быстрое нагревание — $10-30^{\circ}/\text{мин}$. С момента начала плавления температуру следует повышать медленнее ($1-2^{\circ}/\text{мин}$) и делать эпизодические температурные выдержки (несколько часов). Для выявления температуры гомогенизации предварительно стабилизированных включений нужны выдержки в течение 40–100 мин. (вблизи точки гомогенизации). Естественно необходима повторная проверка. Общее время опыта занимает не менее 6–10 часов.

Нагревание включений основных, а тем более ультраосновных составов можно проводить в более короткое время, соответственно 1–4 часа и 30–60 минут (в зависимости от щелочности).

Важной константой, которую можно получить при наблюдениях за изменением объема газовой фазы при изменении температуры, является коэффициент объемного расширения β . Знание этой константы позволяет количественно разобраться в усадочных явлениях,

^{*} Позже были изучены еще более низкотемпературные раскристаллизованные включения в кварце пегматитов, гранитов и некоторых субвулканических пород кислого состава, где явления подплавления заметны с 500°C и даже несколько ниже.

которые происходят при охлаждении природных магматических очагов расплавов, а в случае разогревающихся магм - в механизмах и особенностях внедрения магм.

Для расчета среднего коэффициента объемного расширения расплава в интервале температур от T_1 до T_2 необходимо определить значение относительного объема занятого расплавом V_{T_1} и V_{T_2} при этих значениях температуры. Это легко сделать, если рассчитывать соответствующие этим температурам объемы газовой фазы. Значение β рассчитывается по формуле:

$$\beta = \frac{V_{T_1} - V_{T_2}}{V_{T_1} (T_1 - T_2)}$$

Замеры показали, что величина константы нелинейно возрастает при повышенных температурах (Чупин и др., 1975).

В последнее время все шире применяются разные методики определения состава газовой, силикатных и других фаз индивидуальных включений. Так, с помощью рентгеновского микроанализа стало возможным проводить достаточно полный силикатный анализ (8-10 элементов) расплавных включений размером до 10μ с точностью в большинстве случаев 2-5 отосит. %. В таблице I приведены усредненные анализы включений в минералах из разных типов пород. Колонки I, 7, 8, 9 (к. I, 7, 8, 9) отражают результаты определений, сделанных в ИГиГ СО АН СССР, остальные анализы заимствованы из литературных источников. Сопоставление данных табл. I иллюстрирует соответствие состава включений валовому составу пород (цифры в скобках). Четко фиксируются процессы обогащения расплавов кремнеземом по мере перехода от основных разностей пород (табл. I, к. 2, 3) к более кислым (к. 10, 11, 12). Эта же тенденция сохраняется и для одной породы от более ранних расплавов к более поздним (к. 4 и 5, к. 7 и 8).

Вместе с тем видны заметные отличия составов включений (особенно их стекловатой фазы) от составов пород. Подобные отличия обусловлены, в первую очередь, процессами кристаллизационной дифференциации (как в самом магматическом очаге - для включений, захваченных в разные моменты кристаллизации магм, так и внутри включений - при их раскристаллизации и отложении родственного вещества на стенках включений и в виде кристаллитов, в результате чего состав стекловатой фазы обедняется соответст-

Таблица I

Составы (средние) включений магматических расплавов в минералах вулканических и интрузивных пород

Оксиды	I	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
SiO ₂	57,1(42,32)	48,7	51,7	48,4	57,5	40,8(39,95)	58,9(49,98)	62,1(49,98)	61,7(45,49)	74,2(72,4)	75,1	74,0
TiO ₂	- (0,38)	1,4	2,7	5,6	7,7	9,8(10,52)	0,5(0,86)	0,9(0,86)	0,1(1,22)	- (0,6)	-	-
Al ₂ O ₃	5,0(5,12) (Fe ₂ O ₃ -3,59)	19,3	19,3	13,3	11,3	9,8(10,19) (Fe ₂ O ₃ -0,103)	21,2(15,45) (Fe ₂ O ₃ -5,08)	21,0(15,45) (Fe ₂ O ₃ -5,98)	21,5(11,56) (Fe ₂ O ₃ -5,62)	15,8(13,5) (Fe ₂ O ₃ -2,7)	12,8	12,9
Общ. FeO	8,3(6,39)	7,3	7,6	12,2	17,7	20,7(19,14)	2,7(4,11)	2,4(4,11)	1,9(2,76)	2,3(1,2)	0,9	1,7
MgO	17,7(29,97)	4,9	6,1	3,8	0,13	7,0(7,87)	0,5(5,38)	0,1(5,38)	0,1(4,18)	0,1(0,6)	0,2	0,1
CaO	5,7(5,41)	11,4	10,6	14,0	1,3	11,1(11,31)	1,0(4,91)	0,3(4,91)	0,4(15,88)	0,2(3,4)	0,5	0,9
Na ₂ O	0,2(0,78)	2,3	1,9	-	0,93	0,2(0,39)	5,0(2,40)	4,4(2,40)	4,6(1,67)	2,1(3,8)	2,9	1,7
K ₂ O	3,8(2,89)	2,2	0,4	0,4	2,9	0,05(0,05)	10,1(7,50)	8,4(7,50)	11,4(5,33)	5,6(1,2)	5,5	4,2
Сумма	97,8	97,5	100,3	97,7	99,7	99,5	99,9	99,2	99,6	100,3	97,9	95,5

Примечание: Состав включений расплава: I - в диопсиде (минно-вторичное) биотитового перидотит-порфирифта, Центр.Алдан; 2 - в оливине оливинового базальта, Япония (Komatsu, Yajima, 1970); 3 - в оливине оливинового базальта, Гавайи (Komatsu, Yajima, 1970); 4 - в оливине базальта Луны - 16 (Roedder, Weiblen, 1972); 5 - в ильмените, там же; 6 - гомогенизированное включение в оливине базальта Аполлона - II, Луна (Roedder, Weiblen, 1970); 7 - в оливине псевдолейцитита, Центр.Алдан; 8 - в клинопироксене псевдолейцитита, Центр.Алдан; 9 - в клинопироксене фергусит-порфира, Вост.Памир; 10 - в гиперстене дацита, Япония (Komatsu, Yajima, 1970); 11 - в кварце кварцевого порфира, Япония (Komatsu, Yajima, 1970); 12 - в кварце кислых лав (Clocchiatti, 1971)*.

В скобках - составы пород.

* Много новых данных по включениям в минералах кислых вулканических пород есть в статьях Р.Клокьятти и его монографии (R. Clocchiatti, LES INCLUSIONS VITREUSES DES CRISTAUX DE QUARTZ. Etude optique, thermo-optique et chimique. Applications géologique, Paris, Soc. Géologique de France, 1975, p. 96.

вующими компонентами). Так позднее стекловатое включение остаточного расплава в диопсиде биотитового перидотит-порфирита, хотя и является малоглиноземистым, что характерно для гипербазитов, но значительно более кислое и менее магниезимное, чем сама порода.

Для щелочно-базальтоидных лейцитсодержащих пород из разных регионов аналогичное сравнение валового состава пород и состава расплавов во включениях (к. 7,8,9) четко фиксирует процессы накопления в раскристаллизовавшемся расплаве щелочей, кремнезема и глинозема и обеднения железом, магнием и кальцием. Это, по-видимому, можно связать с кристаллизацией из этих расплавов фемических минералов — оливина, клинопироксена, которые не поглощают компонентов первой группы элементов и осаждают вторую группу.

Иная картина характерна для составов включений (табл. I, к. 10-12) и соответствующих составов пород кислого состава. Сопряженные составы пород и включений оказываются более близкими ввиду того, что соответствующие магмы сами очень близки к остаточным эвтектоидным.*

Таким образом, анализовавшие включения действительно являются реликтами магматических расплавов, а не автодиспергитами, и дают возможность выяснить особенности дифференциации магм.

Чтобы лучше разобраться в процессах дифференциации вещества внутри самих включений, были проанализированы включения, прогретые до определенных температур. Обсудим результаты таких опытов с включениями в пироксене оливинового псевдолейцитита (табл. 2 и рис. 8). При нагревании включений вначале размягчается стекло, затем плавятся кристаллиты, содержащиеся во включениях, и вещество, отложенное на стенках включений. Количество кристаллического вещества, растворяющегося в расплаве, увеличи-

* В последние годы в СССР, Франции, США, Японии и других странах появилось много новых данных, выявивших направленность и истинные масштабы явлений перераспределения вещества во включениях (в связи с процессами отложения материала на стенках включений, процессами диффузии в минерале-«хозяине» и т.д.). Дальше обсуждать эти вопросы в данном кратком сообщении нет возможности.

Таблица 2

Влияние нагревания на состав включений в пироксене оливинового псевдолейцитита

Окислы	1	2	3	4	Компоненты	1	2	3	4
SiO ₂	62,1	58,7	58,2	53,7	Q	2,4	-	-	-
TiO ₂	0,5	0,5	0,7	не опр.	C	2,8	0,4	1,1	-
Al ₂ O ₃	21,0	20,4	19,6	13,4	Or	49,3	51,0	41,3	34,4
FeO(общ)	2,4	3,6	4,1	6,5	Ab	339,2	24,1	30,3	16,7
MgO	0,1	1,4	2,0	5,8	An	1,4	9,9	12,6	6,8
CaO	0,3	2,0	2,6	8,7	Ne	-	5,7	-	2,1
Na ₂ O	4,4	4,0	3,4	2,5	Wo	-	-	-	16,7
K ₂ O	8,4	8,8	7,1	6,1	En	0,4	-	6,9	-
Сумма	99,2	99,4	97,5	96,7	Fs	3,7	-	6,6	-
					Fo	-	3,6	-	14,3
					Fa	-	4,5	-	9,0
					Il	0,8	0,8	1,2	-
					SAL	19,4	10,2	5,8	1,5
					FEM				

Примечание. 1 - стекло из включений в пироксене оливинового псевдолейцитита; 2-3 закаленные включения в пироксене оливинового псевдолейцитита (выдержка при максимальной температуре - 7 мин.): 2 - при 1100°C; 3 - при 1200°C; 4 - при 1300°C.

вается по мере нагревания включений. При температуре близкой к точке гомогенизации расплав во включении отвечает составу изначально захваченного расплава. При дальнейшем нагревании расплав продолжает реагировать со стенками включения (минералом-хозяином) и обогащается фемическими компонентами, т.е. снова не соответствует составу исходной магмы.

По данным анализов включений (непрогретых и прогретых до разных температур) был построен график (рис. 8) в координатах "температура-состав" (в виде нормативного соотношения $\frac{SAL}{FEM}$). На графике линия (II) отношения $\frac{SAL}{FEM}$ отражает состав породы. Она проходит параллельно оси температур. Линия (I) отражает изменения состава расплава в нагреваемом включении и показывает, что при прогреве включений действительно наблюдается уве-

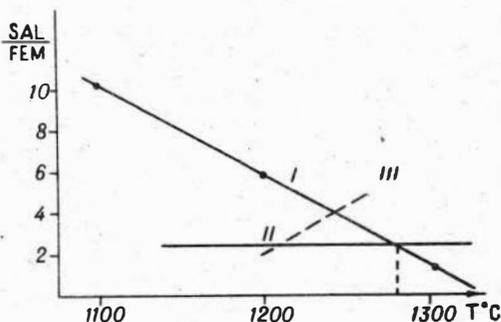


Рис. 8. График изменения состава прогретых закаленных включений в пироксене из псевдолейцитита (в координатах "нормативное отношение $\frac{SAL}{FEM}$ - температура" - линия I. Линия II - состав псевдолейцитита, линия III - гипотетическая кривая изменения состава нагреваемых включений в салическом минерале.

личение доли растворяемых фемических компонентов. Исходя из того, что при перегреве включений состав их стремится к составу минерала-хозяина (пироксен), можно считать, что точка пересечения линий I и II дает максимальную оценку температуры захвата включения (рис. 8). В нашем случае пересечение линий I и II наблюдается при 1280°C. Эта температура выше найденной температуры гомогенизации на 70°C. Разница вызвана тем, что истинный нормативный состав изучаемого расплава, захватываемого включением, в общем случае (кроме самых ранних включений, соответствующих началу кристаллизации магмы), никогда не соот-

ветствует валовому составу породы (граничной линии II на графике). В данном примере несоответствие обусловлено главным образом, непрерывным обогащением состава исходного природного расплава салическими компонентами (по мере кристаллизации вкрапленников феррических минералов) и некоторыми другими причинами.

Однако, имеется возможность и более точного определения неизвестной температуры захвата включения и истинного состава захватываемого минералом расплава путем анализа о д н о в р е м е н н о двух (или более) сингенетических включений, которые находятся в р а з н ы х по составу, одновременно кристаллизующихся минералах, например, в салическом и феррическом. Тогда при нагревании препаратов с этими включениями, вследствие плавления родственного вещества стенок включений состав каждого из них будет стремиться к составу собственного минерала-хозяина (условная кривая III и I на рис. 8). Но при достижении истинной температуры захвата (пересечение кривых III и I) составы обоих включений станут идентичными составу магмы, захватившейся сингенетическими минералами. Эта методика позволит определять по герметичным включениям не только истинные составы магм, но и истинные температуры захвата включений, т.е. независимо контролировать температурные данные, получаемые методом гомогенизации.

Заканчивая сообщение, остановимся на методике определения количества летучих по включениям. Частичное представление о составе летучих, как известно, дают прямые ультрамикрoхимические анализы газовой фазы. Однако, эти анализы полностью не учитывают воду и компоненты, которые находятся в растворенном состоянии в стекловатой фазе включений. Косвенные данные о количестве воды дают температуры гомогенизации включений (путем сравнения их с экспериментальными диаграммами плавкости систем аналогичных составов): в пределах каждой группы пород более низкие температуры соответствуют более водонасыщенным составам.

Имеется возможность дать и прямые оценки полного количества летучих, в том числе и воды. Методика основана на определении следующих параметров. Температура начала плавления твердых фаз в раскристаллизованном включении позволяет определить температуру солидуса данной системы при данном количестве

воды во включении. Эти расчеты справедливы для расплавов, не содержащих соединений фтора, лития и т.д., которые тоже значительно понижают температуру солидуса гранитных систем. По температуре солидуса можно оценить давление воды, используя экспериментальные данные по плавлению соответствующих силикатных систем в присутствии воды, например, системы "гранит-вода" (Кадик, Лебедев, Хитаров, 1971; Харрис, Кеннеди, Скарф, 1972 и др.). Определив давление воды при температуре начала плавления, можно определить ее плотность по справочнику (Варгафтик, 1963) и рассчитать количество воды в объеме интерстиционных пор включения.³⁸ Для этого сначала определяется максимальный объем газового пузырька во включении, охлаждаемом после полного переплавления твердых фаз. С этой величиной суммируется величина объемного эффекта перехода раскристаллизованной массы в стекло (для гранитоидов по справочным данным она равна 7-9 об.%).

Для расчета количества других летучих нами использовались результаты определения состава и объемного соотношения газов в газовой фазе индивидуальных включений, с учетом увеличения объема газовой фазы при вскрытии включений. Кроме того использовались справочные данные по плотностям соответствующих пород и обнаруженных газов при нормальных условиях. Например, таким путем изучая раскристаллизованные включения в кварце автохтонных гранитов удалось установить, что в анатектитовых расплавах гранулитовой фации В-Алданского района содержится около 2 вес.% воды³⁹ и около 0,5 вес.% прочих летучих, в основном CO₂.

³⁸ О плотности интерстициальной воды в расплавных включениях с гетерогенным водно-газовым флюидным обособлением можно судить по температурам гомогенизации этих обособлений (с учетом концентрации гомогенизирующегося водного раствора в обособлении). В зависимости от плотности содержащее обособление гомогенизируется в жидкую или газовую фазу. Первый случай характерен, например, для включений в кварце камерных пегматитов, второй - для некоторых более высокотемпературных гранитов.

³⁹ В остаточных низкотемпературных (до 540°C) гранитоидных расплавах, из которых кристаллизуются камерные пегматиты, количество воды, по расчетам О.Н.Косухина, может превышать 7 вес.%.

ЛИТЕРАТУРА

БАЗАРОВ Л.Ш., КОСАЛС Я.А., СЕНИНА В.А. Включения магматических расплавов в кварце мелкозернистых биотитовых гранитов. - "Докл. АН СССР", 1969, т. 189, № 4, с. 856-858.

БАЗАРОВА Т.Ю., СОБОЛЕВ В.С. Две генерации включений расплава в породообразующих минералах единита.- "Докл. АН СССР", 1969, т. 186, № 3, с. 677-678.

БАКУМЕНКО И.Т., КОЛЯГО С.С., СОБОЛЕВ В.С. Проблема интерпретации термометрических исследований стекловатых включений в минералах и первые результаты проверки на искусственных включениях.- "Докл. АН СССР", 1967, т. 175, № 5, с. 1127-1130.

БАКУМЕНКО И.Т., ЛАПУХОВ А.С., ШТУРОВА Н.А. Раскристаллизованные включения в кварце палеотипных горных пород.- "Докл. АН СССР", 1969, т. 185, № 2, с. 1137-1140.

ВАРГАФИК Н.Б. Справочник по теплофизическим свойствам газов и жидкостей. М., "Физматгиз", 1963, с. 708.

ВЗРЫВНЫЕ КРАТЕРЫ на Земле и планетах. Ред. Станюкович К.П. М., "Мир", 1968, 266 с.

ВИШНЕВСКИЙ С.А., КОВАЛЕВА Л.Т., ПАЛЬЧИК Н.А. Коэсит в породах Попигаийской структуры.- "Геология и геофизика", 1974, №6, с. 140-145.

ЕРМАКОВ Н.П. Геохимические системы включений в минералах. М., "Недра", 1972, 374 с.

КАДИК А.А., ЛЕБЕДЕВ Е.Б., ХИТАРОВ Н.И. Вода в магматических расплавах. М., "Наука", 1971. 267 с.

КАДУЖНЫЙ В.А. Оптические и термометрические исследования включений стекла в фенокристаллах гялодацитов Закарпатья. - "Докл. АН СССР", 1965, т. 160, № 2, с. 438-441.

НАУМОВ В.Б., ПОЛЯКОВ А.И., РОМАНЧЕВ Б.П. Условия кристаллизации вулканических пород рифтовых зон Восточной Африки по данным термометрических исследований.- "Геохимия", 1972, № 6, с. 663-668.

ПОСПЕЛОВ Г.Л. Диспергиты и автодиспергация как важная проблема физики лито-, петро- и тектогенеза.- "Геология и геофизика", 1972, № 12, с. 53-73.

РОДДЕР Э. Лабораторные исследования включений в минералах

гранитных блоков о-ва Вознесения и их петрологическое значение. - В кн.: Проблемы петрологии и генетической минералогии. Т. 2, М., "Наука", 1970, с. 247-258.

РОМАНЧЕВ Б.П. Условия формирования пород некоторых карбонатитовых комплексов Восточной Африки по данным термометрии включений.- "Геохимия", 1972, № 2, с. 172-179.

СПРАВОЧНИК физических констант горных пород. М., "Мир", 1969, 549 с.

СОБОЛЕВ В.С., ПАНИНА Л.И., ЧЕПУРОВ А.И. О температурах кристаллизации минералов в меймечитах по результатам гомогенизации расплавных включений.-"Докл. АН СССР", 1972, т. 205, № 1, с. 201-204.

ТОМИЛЕНКО А.А., ЧУПИН В.П. Изучение включений в кварце мигматитов и гранитов верхнеалданской свиты иенгрской серии. - В кн.: Обзорные карты и общие проблемы метаморфизма. Т.2. Новосибирск, 1972, с. 54-56.

ХАРРИС П., КЕННЕДИ У., СКАРФ К. Соотношения вулканизма и плутонизма в свете вариаций химического состава горных пород. - В кн.: Механизм интрузий магмы. М., "Мир", 1972, с. 160-173.

ЧУПИН В.П., ТОМИЛЕНКО А.А., БАКУМЕНКО И.Т., ШТУРОВА Н.А. Раскристаллизованные включения в кварце автохтонных гранитов и мигматитов Алданского метаморфического комплекса. В кн. Минералогия эндогенных образований (по включениям в минералах), труды ЗСО ВМО, вып. 2, Новосибирск, 1975, с. 14-27.

ЧЕПУРОВ А.И., ЛАВРЕНТЬЕВ Ю.Г., ПОКАЧАЛОВА О.С., МАЛИКОВ Ю.И. Состав включений расплава в минералах псевдолейцитита (Центральный Алдан). "Геология и геофизика", 1974, № 4, с. 55-60.

ШОРТ Н.М. Ударные процессы в геологии.- В кн.: Взрывные кратеры на Земле и планетах. М., "Мир", 1968, с. 30-67.

CLOSSCHIATTI M.R. Composition chimique des inclusions vitreuses des phenocristaux de quartz de quelques laves acides par l'analyse à la microsonde électronique. "C.R. Acad.Sci.", t.272, sér.D, p.2045-2047, (1971).

YAJIMA Y. and KOMATSU M. Studies on Solid Inclusions in the Phenocrysts of Some Volcanic Rocks. "Soc. Mining Japan. Spec. Issue", (1971), S 369.

KOMATSU M., YAJIMA Y., Chemical composition of glass inclusions in the phenocrysts of some volcanic rocks.-"Proc. Jap.Acad.", 1970, 46, №7, 672-677.

ROEDDER E., WEIBLEN P.W. Lunar petrology of silicate melt inclusions, Apollo-11 rocks. - In: Proceedings of the Apollo-11 Lunar Science Conference, v. 1, pp. 801 to 837, 1970.

ROEDDER E., WEIBLEN P.W. Silicate melt inclusions and glasses in lunar soil fragments from the Luna-16 core sample. - "Earth and Planetary Science Letters", 13 (1972), 272-285.

УДК 552.II:548.4

О.Н. Косухин

ОБ ОЦЕНКАХ ВОДОНАСЫЩЕННОСТИ ГРАНИТОИДНЫХ РАСПЛАВОВ

В настоящее время широкое распространение получили оценки водонасыщенности и температур кристаллизации гранитных магм путем сравнения состава пород с данными экспериментального изучения кварц-полевошпатовых котэктик при различном водном давлении (Моторина И.В., 1975 и др.). Однако данные, полученные при изучении расплавных включений в кварце приповерхностных гранитов и их пегматитов, позволяют считать, что такие оценки не всегда правомерны.

Результаты исследований процессов кристаллизации кислых расплавов (по включениям минералообразующей среды, проведенных И.Т.Бакуменко (1970), В.Б.Наумовым (1977), И.В.Моториной (1975) и др. говорят о том, что понижение температур кристаллизации как остаточных порций гранитных магм в гипабиссальных условиях, так и последних порций пемзовых расплавов, сопровождается повышением содержания воды и увеличением давления флюида в магме. Поэтому в расплавных включениях в кварце из камерных пегматитов и в наиболее низкотемпературных включениях в кварце из пемз вулканов Камчатки вода присутствует в виде самостоятельной фазы плотного водного раствора и может быть исследована, например, криометрическим методом (Бакуменко И.Т., Косухин О.Н., 1977). Повышение давления флюида в остаточных порциях кислых

магм в областях активного вулканизма является, как считают некоторые исследователи, причиной вулканических взрывов с выбросом пемзового материала. Повышение давления флюида и накопление воды в остаточных гранитных распадах приводят, очевидно, к образованию в гипабиссальных условиях богатых водой гранитоидных магм с резко пониженной температурой кристаллизации. Так, магматический этап формирования гипабиссальных гранитоидных плутонов в ряде случаев завершается раскристаллизацией богатых водой пегматитовых магм. Температуры кристаллизации кварца из пегматитов могут опускаться до 540°C (Бакуменко И.Т., Косухин О.Н., 1976).

Расплавные включения обнаружены и исследованы в кварце камерных пегматитов из различных районов СССР. Характер распределения расплавных включений в кварце камерных пегматитов Кыринского (Забайкалье), Дельтаусского и Дунгалинского (Казахстан) плутонов показывает, что у исследованных пегматитовых тел наблюдаемая смена агрегатов от периферии к центру, вплоть до пегматоидных структур, объясняется главным образом изменением условий магматической кристаллизации.

Полученные данные термометрических исследований (Бакуменко, Косухин, 1976) дают достаточные основания для предположений о составе остаточного пегматитового расплава. Каждое камерное пегматитовое тело сложено обычно определенным набором структурно-вещественных зон. Химические составы гранитов и пород из различных зон камерных пегматитов Дунгалинского массива, пересчитанные на нормативный кварц-ортоклаз-альбитовый состав, приведены на рис. I. Из рис. I видно, что пегматоидно-гранитные, графические и аплитовые агрегаты в пегматитах могут иметь и большее, и меньшее количество нормативного кварца, чем родственные им граниты. Но, очевидно, чтобы получить представление о составе "сухой" части пегматитового расплава, необходимо суммировать составы магматических зон с учетом занимаемого каждой зоной объема в пегматитовом теле. В рассматриваемом случае 10-40% объема пегматитовых тел занимают пегматоидные агрегаты, 20-40% - графические, менее 20% - аплитовые и пегматоидно-гранитные. Отобрать представительную пробу для изучения химического состава пород из пегматоидных структур трудно. Однако ясно, что

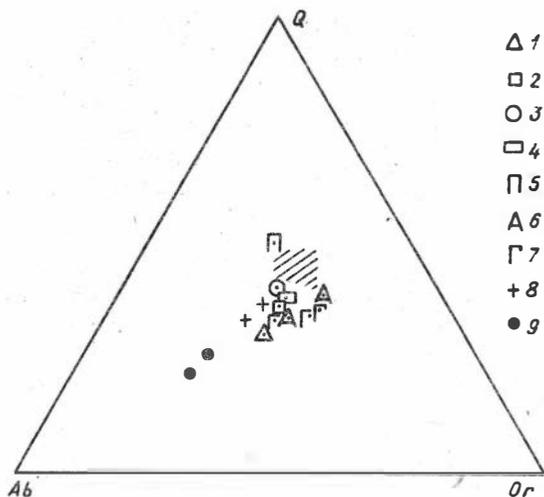


Рис. I. Диаграмма гранитной системы

- 1 - Граниты калбинского типа (наиболее высоко-
 температурная фаза гранитов Дунталинского мас-
 сива, Казахстан); 2 - Граниты главной генера-
 ции (среднетемпературная фаза).
- | | |
|--|------------------------------------|
| 3 - Граниты I дополнительной генерации | } — низко
температурные
фазы |
| 4 - Граниты 2 дополнительной генерации | |
- 5 - Пегматоидно-гранитные зоны пегматитов.
 6 - Аплитовые зоны. 7 - Графические зоны.
 8 - Минимумы в системе. 9 - Эвтектики в системе

по составу эти структуры значительно более обогащены кварцем, чем породы с графической и аплитовой структурой в пегматитах. Содержание свободного кварца в пегматоидных агрегатах изученных пегматитовых тел достигает 40-50 объемных процентов. Из изложенного следует, что суммарный состав той части пегматитовых тел, которая имеет магматическое происхождение, должен располагаться в районе заштрихованной области, показанной на рис. I.

Следовательно, остаточный пегматитовый расплав несомненно был обогащен кремнекислотой относительно гранитного расплава, с которым он генетически связан.

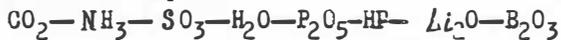
По расположению минимумов и эвтектик в системе кварц-ортоклаз-альбит-вода, изученной Лусом, Жансом и Таттлом в 1964 году (рис. I) видно, что состав остаточного гранитного расплава при чисто водном флюиде должен смещаться в сторону обогащения альбитовым компонентом. Составы же различных фаз гранитов Дунгалинского массива с понижением температуры кристаллизации изменяются в сторону кварцевого компонента. В ходе кристаллизации пегматитовых магм также происходит раскисление остаточного расплава, так как наиболее поздней из установленных магматических зон в пегматитах является обогащенная кварцем пегматоидная зона.

О раскислении остаточного расплава в ходе его раскристаллизации свидетельствует также изучение биотитов из различных зон пегматитовых тел. От более внешних структурно-вещественных зон к более внутренним в составе биотитов уменьшаются отношения кремния к алюминию, суммы щелочей к алюминию, суммы железа и магния к алюминию. Это говорит об уменьшении щелочности минералообразующей среды (Иванов В.С., 1970; Маракушев А.А., Тарарин И.А., 1965) или, иначе, об уменьшении количества нормативного полевого шпата в составе минералообразующей среды в процессе формирования пегматитов из расплава.

Следовательно, имеются отличия в характере кристаллизации природных и экспериментально изучаемых гранитоидных систем. Наиболее вероятной причиной этого является то, что система, изученная Лусом, Жансом и Таттлом (Luth W.C., Jahns R.H., Tuttle O.F., 1964), является упрощенной по отношению ко многим типам природных магм.

Известно, что характерными минералами камерных пегматитов являются флюорит, турмалин, топаз, лепидолит, что свидетельствует об определенной роли фтора, бора и лития в гранитной и пегматитовой магме. Известно также, что соединения фтора и лития, накапливаясь в остаточном расплаве, сильно понижают температуры кристаллизации гранитоидов. Таким образом, обогащенность камерных пегматитов минералами этих элементов вполне понятна.

Влияние бора на кристаллизацию гранитных магм не изучено. По А.А.Маракушеву (1975) компоненты, определяемые в составе гранитных магм, по растворимости в гранитном расплаве могут быть расположены таким образом:



увеличение растворимости в гранитном расплаве

По существующим данным экспериментов, чем более растворим компонент в гранитном расплаве, тем более он понижает температуру его раскристаллизации. Поэтому влияние соединений бора на температуры раскристаллизации гранитоидов может быть еще более велико, чем влияние фтора и лития. Следует сказать, что при 2% (по весу) Li_2O в водном флюиде гранитной магмы температура ее кристаллизации может быть понижена до 550-570°C.

Но влияние соединений фтора, бора и лития не ограничивается, видимо, снижением температуры кристаллизации. Экспериментальные данные по изучению гранитных систем с участием соединений фтора показывают, что весьма небольших содержаний фтора в системе (менее 0,1%) достаточно, чтобы ход кристаллизации расплава гранитного состава, имеющего эвтектический характер кристаллизации при чисто водном флюиде, отличался от эвтектического и даже котектического. В зависимости от особенностей состава фторсодержащего флюида наблюдается обогащение остаточного расплава в гранитной системе либо кварцем, либо полевошпатовыми компонентами (Глюк Д.С., Анфилогов В.Н., 1975).

В камерных пегматитах, видимо, всегда наблюдается обогащение в процессе кристаллизации остаточного расплава кварцем. По-видимому, такой характер магматической кристаллизации пегматитового расплава следует объяснять влиянием тех элементов, которые накапливаются, помимо воды, в остаточных порциях магм (фтор, бор, литий).

В природных условиях, если состав флюида близок к чисто водному, и не наблюдается повышенных концентраций тех элементов, которые могут существенно влиять на характер кристаллизации гранитоидов, состав остаточного расплава может изменяться в соответствии с данными, полученными В.Лусом, Р.Джансом и О.Таттлом, то есть в сторону обогащения альбитовым компонентом.

Таким образом, обогащение остаточного расплава в ходе кристаллизации гранитных систем альбитовым компонентом является одним из частных случаев, возможных в природе. Если же в соответствии с особенностями минерального состава пород можно предполагать существенное влияние других, помимо воды, летучих и флюирующих компонентов в гранитном расплаве, ход кристаллизации такого расплава может иметь совершенно иной характер. Поэтому не всегда обоснованным следует считать распространенные в последнее время оценки давления воды при формировании различных по составу гранитных пород по диаграмме В.Луса, Р.Джанса и О.Таттла. Так, в соответствии с этой диаграммой поздние фазы гранитов Дунгалинского массива и породы из пегматитов следует отнести к высокотемпературным и маловодным, что противоречит данным, полученным при непосредственном изучении микропорций гранитоидных расплавов, зафиксированных в виде включений в кварце гранитов и пегматитов.

ЛИТЕРАТУРА

БАКУМЕНКО И.Т., КОСУХИН О.Н. О магматическом этапе пегматитового процесса. Докл. АН СССР, 1976, т.231, № 2, с. 430-433.

БАКУМЕНКО И.Т., КОСУХИН О.Н. Вода во включениях силикатных расплавов кислого состава. Докл. АН СССР, 1977, т.234, № 1, с. 164-167.

БАКУМЕНКО И.Т., ШУГУРОВА Н.А., ЭРЛИХ Э.Н., ПОПОВА Н.М. Генезис кварца из пемз вулкана Хангар. Докл. АН СССР, 1970, т. 191, № 3, с. 660-663.

ГЛЖК Д.С., АНФЛОГОВ В.Н. Особенности фазовых отношений в кислых силикатных системах с фтором и водой. - В кн.: Гранитообразование и летучие. Свердловск, 1975, с. 38-46.

ИВАНОВ В.С. О влиянии температуры и химической активности калия на состав биотита в гранитоидах. Изв. АН СССР. Сер. геологич., 1970, № 3, с. 20-30.

МАРАКУШЕВ А.А.. Минералогия. - В кн.: Петрография. ч. I, Москва, 1975, с. 35-74.

МОТОРИНА И.В. Температурные условия формирования Хамнида-

гайкового гранитного массива.- В кн.: Исследования по геологии и геофизике Сибири. Новосибирск, ИГиГ СО АН СССР, 1975, с. 63-69.

МАРАКУШЕВ А.А., ТАРАГИН И.А. О минералогических критериях щелочности гранитоидов.- Изв. АН СССР. Сер. геологич., 1965, № 3, с. 20-37.

МАУМОВ В.Б., УЧАМЕИШВИЛИ Н.Е. Тремометрическое исследование включений в минералах магматических пород Тырнаузского района (Северный Кавказ).- Геохимия, 1977, № 4, с. 525-531.

ШТЕЙНБЕРГ Д.С., ФЕРИТТЕР Г.Б. Особенности химического состава гранитов вулканических и плутонических ассоциаций.- Докл. АН СССР, 1968, 182, № 4, с. 918-921.

LUTH W.C., JAHNS R.H., TUTTLE O.F.. The granite system at pressures of 4 to 10 kbars.- J. geophys. Res., 1969, 74, 1964.

УДК 548.0:536

М.Ю. Михайлов.

РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ВКЛЮЧЕНИЙ В МИНЕРАЛАХ ПО РАЗМЕРАМ

Особенности распределения газовой-жидких включений в минералах по размерам рассматривается в ограниченном числе работ (Killingleg, 1974; Ермаков, 1968; Гегузин, 1975), что связано, прежде всего, с трудностями микроскопического измерения размеров включений неправильной формы. Вместе с тем, знание этих закономерностей может оказаться полезным при интерпретации декрептограмм, оценке погрешностей результатов дифференцированного (по температуре) извлечения содержимого включений при нагревании образцов минералов (Москалюк, 1971; Базаров, 1975) и т.д. Обсуждались возможности получения дополнительной генетической информации на основе изучения закономерностей распределения (Демин, 1973).

В последнее время, благодаря применению термовакuumной техники наметились новые возможности в решении этой проблемы (Killingel, 1974; Дёмин, 1973; Долгов, 1968). Сущность предполагаемых методов заключается в изучении статистического распределения амплитуд импульсов давления, фиксируемых в термовакuumном эксперименте, на основе чего можно составить представление о распределении числа включений по объемам, и, следовательно, по размерам.

Так как рассматриваемый метод можно отнести к числу валовых, применение его требует тщательного подбора исходного материала для опытов. Нами, в порядке отработки рабочей методики, проводилось изучение распределения газово-жидких включений по размерам в искусственных минералах (кварц, нефелин), синтез которых осуществлялся при постоянной температуре, а также в образцах природного кварца и флюорита, характеризующихся относительной узостью интервала декрепитации. Такой выбор позволяет, в какой-то мере, застраховать получаемые результаты от нежелательных погрешностей, вносимых наличием включений разных температурных генераций, значительным развитием вторичных включений, явлениями расщуровки и т.д. Очевидно, что по мере совершенствования методики появится возможность изучения распределения включений по размерам и в более сложных случаях.

Для получения достоверных результатов параметры вакуумной установки (скорость откачки S и объем ячейки V) необходимо выбрать таким образом, чтобы за время, соизмеримое с длительностью истечения газа из включения (Δt), не наблюдалось существенной откачки. Инерционность вакуумной системы определяется постоянной времени откачки $T_0 = \frac{V}{S}$ (Горшковский, 1975). Исходя из уравнения нестационарной откачки можно показать, что при выполнении условия $\Delta t \ll T_0$ в объеме ячейки осуществляется операция интегрирования $\Delta P \approx \frac{1}{V} \int_0^{\Delta t} J_H(t) dt$ и амплитуда импульса давления, фиксируемая при взрыве включения в вакууме (ΔP), в этом случае оказывается пропорциональна количеству выделившегося из включения газа $\int_0^{\Delta t} J_H(t) dt$ ($J_H(t)$ - поток газа из вскрывшегося включения).

Таким образом, для правильного выбора параметров вакуумной системы необходимо предварительно оценить длительность истече-

ния газа по системе микротрещин из включения в вакуум. Давление (масса) газа во включении при его разгерметизации изменяется по экспоненте $M(t) \approx M_0 \exp(-\frac{C}{V_{\text{вк}} \cdot t})$, т.е. постоянная времени процесса определяется $\tau_1 = V_{\text{вк}}/C$, где C - пропускная способность отверстия, которая согласно (Глазков, Миловатова, 1971) определяется (по воздуху) $C_g = 20 A$ (A - площадь отверстия). Для $V_{\text{вк}} \approx 1 \cdot 10^{-8} \text{ см}^3$ и $A \approx 10^{-3} \div 10^{-7} \text{ см}^2$ оцениваем $\tau_1 \approx 10^{-12} \div 10^{-2} \text{ сек}$. Длительность истечения газа $\Delta t \approx 3\tau_1$, при этом выделяется 95% газового содержимого включения. Постоянная времени вакуумной системы, определенная методом постоянного объема (Горшковский, 1975) для нашей установки и составляла 3 сек. Дальнейшее увеличение τ_0 признано нецелесообразным из-за потери чувствительности при регистрации импульсов малых амплитуд. Таким образом, на нашей аппаратуре условие $\Delta t \ll \tau_0$ выполняется достаточно точно, однако, учитывая приближенность проделанных оценок Δt (особенно это касается определения A), наилучшие результаты следует ожидать для "мелких" включений, характеризующихся относительно малым Δt .

Результаты проведенного исследования графически представлены на рис. 1. Как видно из проводимых графиков распределение по объемам "мелких" включений удовлетворительно описывается экспоненциальной зависимостью, тогда как для "крупных" включений характер зависимости менее отчетлив из-за значительного разброса экспериментальных данных. Подобное расхождение, как это указывалось выше, может быть обусловлено методическими погрешностями при регистрации взрывов "крупных" включений, хотя не исключено, что в этом случае имеют место процессы вторичного преобразования формы включений (расшнуровка, коагуляция) (Гегузин, 1975), которые также могут привести к разного рода искажениям исходного распределения газовой-жидких включений по размерам. Кроме того, необходимо учитывать, что размер включений, захваченных в процессе свободного роста кристалла, определяется как размером зародыша (т.е. размером дефектной области, обусловившей появление полости на поверхности растущего кристалла и последующий захват включения) так и временем роста включения, которое в общем случае различно для одновременно зародившихся включений.

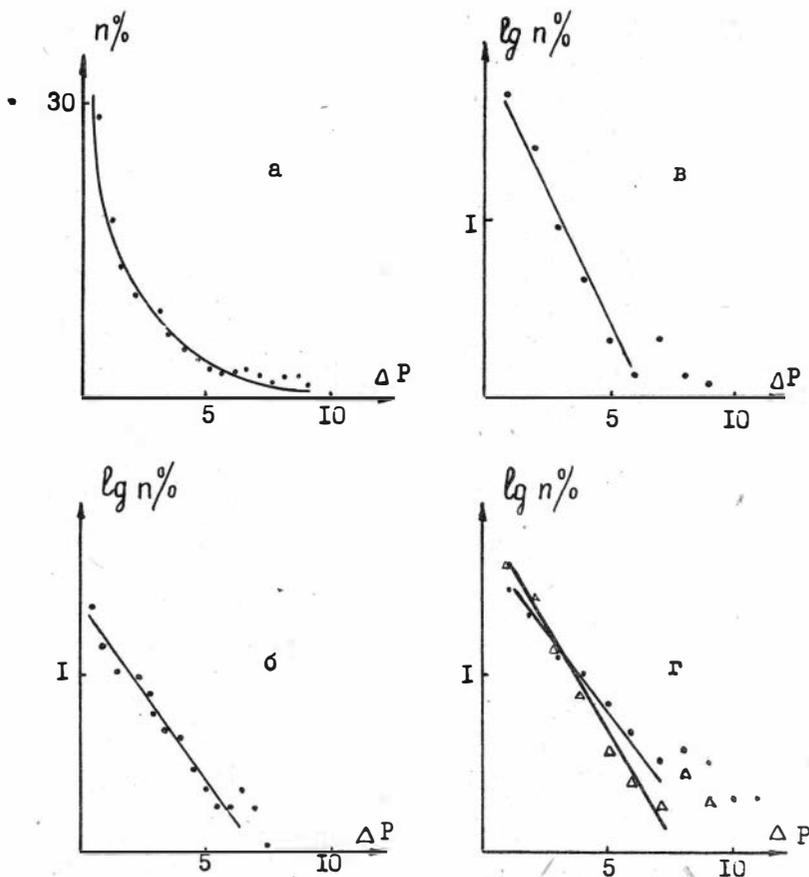


Рис. I. Распределение числа импульсов ($n\%$) по амплитудам (ΔP) (распределение числа включений по объемам):
 а, б - искусственный нефелин ($\Sigma n = 520$);
 в - природный флюорит (Кент) ($\Sigma n = 160$);
 г - Δ искусственный кварц ($\Sigma n = 140$);
 г - \cdot природный кварц (морион, Волянь) ($\Sigma n = 161$)

Можно предположить, что распределение "мелких" включений с относительно небольшим временем роста, определяется преимущественно вероятностью появления "зародыша" соответствующего размера. В этом случае появляется возможность оценки относительного пересыщения в процессе роста минерала, однако подобное предположение нуждается в дополнительной экспериментальной проверке.

Наличие максимума на кривой распределения, установленного в (Гегузия, 1975), в нашем случае не подтвердилось, вероятно, из-за недостаточной чувствительности аппаратуры при регистрации взрывов мелких включений.

В связи с применением обсуждаемого метода необходимо провести оценку степени сохранности включений в процессе измельчения образца, на основе чего выбрать оптимальный размер фракции изучаемого минерала. Это тем более важно, что длительная практика применения нагревания для высвобождения содержимого включений до настоящего времени не привела к разработке единых рекомендаций по этому вопросу.

Было установлено (Наумов, 1968), что зависимость суммарного числа импульсов от размера используемой фракции имеет отчетливый максимум, положение которого в общем случае непостоянно для различных минералов (рис. 2). Качественно такую зависимость можно объяснить тем, что уменьшение размера фракции (и соответствующее увеличение поверхности образца) приводит к тому, что большая часть включений оказывается расположена вблизи поверхности и легко разгерметизируется при незначительном перегреве выше температур гомогенизации. Вместе с тем при достаточной степени измельчения большое число включений оказывается вскрытыми еще в процессе дробления, что и определяет меньшее число "взрывов" в декрепитационном опыте с использованием мелких фракций. Будем считать, что в зернах с линейным размером R и площадью поверхности $S_{\text{пов}} \propto R^2$ включения, отстоящие от поверхности на расстоянии, соизмеримом с их линейными размерами (z), окажутся разгерметизированными в процессе дробления. Тогда из соотношения между объемом зерна $V \propto R^3$ и той его части, где включения окажутся вскрытыми, $V' \propto R^2 \cdot z$ нетрудно получить соотношения, характеризующие степень сохранности включений в процессе измельчения образца: $Q = \frac{V - V'}{V} = \frac{R^3 - R^2 \cdot z}{R^3} =$

$= 1 - \frac{z}{R}$ (для случая $z \ll R$), где Q - доля "уцелевших" включений. Учет геометрической формы обломков для зерен кубической и сферической формы приводит к выражению $Q = (1 - \frac{z}{R})^3$ (предполагается, что взрываются включения, центры которых отстоят от поверхности зерна на расстоянии $= \frac{z}{2}$).

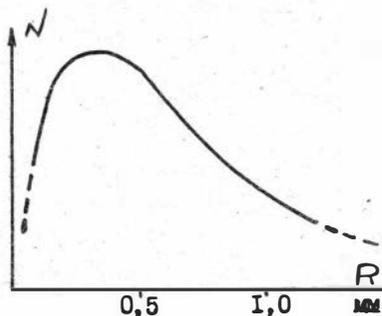


Рис. 2. Зависимость суммарного числа импульсов от размера фракции. По результатам (10)

Из рассмотрения графиков соответствующих функций (рис. 3) можно заключить, что наилучшие результаты можно получить используя фракцию удовлетворяющую условию $R = 8 \pm 12z$ (z - в данном случае размер "крупных" включений). Использование более мелких фракций приводит к значительным потерям при измельчении образца, тогда как при работе с фракцией $R > 10$ ухудшаются условия вскрытия включений при нагревании, и большая часть включений может сохранить герметичность при перегреве на несколько сот градусов. Отметим, что наш вывод совпадает с полученным ранее эмпирическим соотношением $\frac{R}{z_{cp}} = 8 + 10$ (Труфанов, 1969).

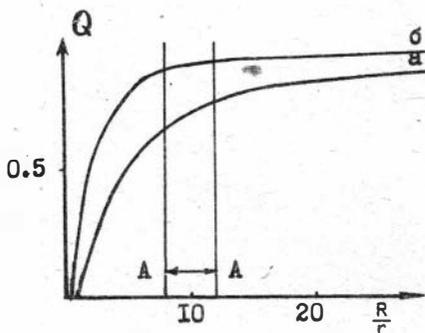


Рис. 3. Зависимость степени сохранности включений от размера фракции. А-А - оптимальный размер фракции

Вкратце характеризуя результаты проделанной работы, отметим следующее:

1. Показана перспективность использования термовакuumной техники при исследовании распределения газовой-жидких включений по размерам.

2. Для получения достоверных результатов инерционность вакуумной системы должна быть достаточно большой (~ 5 сек).

3. Распределение "мелких" включений определяется экспоненциальным законом; характер распределения "крупных" включений менее отчетлив из-за значительного разброса экспериментальных данных. Возможность получения дополнительной информации об условиях роста минерала на основе характера распределения газовой-жидких включений по размерам нуждается в дополнительном теоретическом и экспериментальном обосновании.

4. Выработаны критерии оценки оптимального размера фракции исследуемого минерала при термическом способе вскрытия включений.

ЛИТЕРАТУРА

БАЗАРОВ Л.Ш., СУРЖО А.С., ОРЛОВА Л.М. Химический состав водной фазы включений раствор-расплавов в сподуменах.- В кн.: Минералогия эндогенных образований (Труды ЗСОВМО, выпуск 2). Новосибирск, 1975, с. 81-92.

ГЕГУЗИН Я.Е. Преобразование формы включений.- В кн.: Проблемы современной кристаллографии. М., "Наука", 1975, с. 110-127.

ГЛАЗКОВ А.А., МИЛОВАНОВА Р.А. Учебная лаборатория вакуумной техники. М., "Атомиздат", 1971, с. 24-36.

ГОРШКОВСКИЙ Я. Техники высокого вакуума. М., "Мир", 1975. 622 с.

ДЕМИН В.М., КУРШЕВ С.А. Определение размеров включений в минералах методом декрепитации.- В кн.: Тезисы докладов IУ регионального совещания по термобарогеохимии процессов минералообразования. Ростов, 1973, с.291.

ДОЛГОВ Ю.А., СЕРЕБРЕННИКОВ А.И. Техника и результаты термобарических исследований температур по включениям растворов.

В кн.: Минералогическая термометрия и барометрия. т. П., М., "Наука", 1968, с. 34-37.

ЕРМАКОВ Е.П., ГРОМОВ А.В. Применение и обоснование декрепитометрической съемки при поисках слепых рудных тел и математическая обработка её результатов.—В кн.: Минералогическая термометрия и барометрия, т. I, М., "Наука", 1968, с. 215-224.

МОСКАЛЮК А.А. Применение метода водных вытяжек к изучению состава включений в минералах.—В кн.: Исследование минералообразующих растворов и расплавов по включениям в минералах. (Труды ВНИИСИМС, т. XIV), М., 1971, с. 102-106.

НАУМОВ В.Б. К вопросу об определении температур минералообразования методом декрепитации.—В кн.: Минералогическая термометрия и барометрия, т. П. М., "Наука", 1968, с. 37-42.

ТРУФАНОВ В.Н. Минералогия и термодинамика хрусталеносных полостей гранитных пегматитов. Ростов, 1969, с. 104.

KILLINGLEY YON, C. MUCNOW DAVID W.. A mass spectrometric method for the determination of the size distribution of CO₂ inclusions in olivine.—"American Mineralogist" 1974, v. 59, N 7-8, p.863-867.

УДК 552.1:548.4,553.543:552.321.5/6

О.Г. Коновалова

ВКЛЮЧЕНИЯ В МИНЕРАЛАХ
УЛЬТРАОСНОВНЫХ ПОРОД ДУНИТ-ГАРЦЕБУРГИТОВОЙ ФОРМАЦИИ
И НЕКОТОРЫЕ ВОПРОСЫ ИХ ГЕНЕЗИСА*

Большинство гипотез о происхождении ультраосновных пород строится на общих геологических соображениях и субъективной интерпретации тех или иных факторов. Для того, чтобы подойти к

* Печатается в порядке обсуждения

характеристике условий формирования пород дунит-гарцбургитовой формации с "мерой и числом", мы провели минералотермобарометрическое изучение этих пород по включениям в пороодообразующих минералах.

Лабораторные работы сопровождались полевым изучением массивов ультраосновных пород Кузнецкого Алатау, Салаира, Казахстана, заключающемся в картировании, составлении разрезов, всестороннем опробовании и т.п. Автором использовались также свои более ранние материалы по гипербазитам указанных регионов.

Включения исследовались в образцах гипербазитов из массивов гор Становой хребет, Чемодан, Бархатной, Зеленой, Северной, расположенных в Кузнецком Алатау, в меньшем объеме образцы из Тогул-Сунгайского и Мартыново-Шалапского массивов Салаира и из массивов Чарского пояса Восточного Казахстана.

Изучено более 300 пластинок из наиболее свежих и крупнокристаллических образцов дунитов, гарцбургитов, верлитов, пироксенитов, серпентинитов. В минералах перечисленных пород расплавленные, раскристаллизованные и газовой-жидкие включения не обнаружены.

Минеральные включения в оливинах данной формации в литературе описаны в единичных случаях (Агафонов, Чепуров, 1974; Чепуров, 1974). В частности, закономерно ориентированные включения магнетита, диоксида, магнетита в смеси с диоксидом в оливине гипербазитов Корякии описаны Л.В.Агафоновым, А.И.Чепуровым, Ю.Г.Лаврентьевым и О.С.Покачаловой.

По данным указанных авторов "эти образования представляют продукт распада изначально высокотемпературного магматического оливина, обогащенного Cr^{+3} , Fe^{+3} , Са (Агафонов и др., 1974).

Нашими работами в оливине дунитов и дунит-пегматитов выявлены обильные своеобразные зонально-кристаллические включения и инкрустированные пустоты и поры, весьма напоминающие по внешнему виду газовой-жидкие или раскристаллизованные включения. Сходство с известными типами включений, широкое распространение и закономерное развитие их в дунитах указанной формации дали нам основание изучить эти включения и привести ниже их характеристику.

Пустоты и поры, содержащие зональные кристаллические агрегаты имеют округлую, клиновидную, трубчато-иероглифическую фор-

му часто с одной стороны не имеют замкнутого контура и тогда постепенно сливаются с основной массой оливина. В замкнутой части пустотки обычно располагается одна или несколько кристаллических фаз в виде округлых концентрически-зональных, реже неправильной формы образований, состоящих из трех зон: центральной черно-коричневой в виде точки, средней коричневой и внешней наиболее светлой коричневато-оранжевой или буровато-желтовато-зеленой.

Контуров зон кристаллической фазы волнистые заливчатые. Подобные зональные образования встречаются и вне пустот непосредственно в основной массе породы, полностью заполняя мелкие поры. Кроме того, в оливине содержатся кучечные скопления параллельноориентированных столбчатых кристалликов пироксена, вкрапленники хромшпинелидов, магнетита. В него включены также зеленые ромбоздрические листочки хлорита, кристаллики шпинели (?). В полосах-реликтах, замещенного оливином изотропного серпентина, сохранившегося между ячейками с новообразованным оливином, и по трещинам в оливине наблюдается тонкая сыпь магнетита, возможно, маггемита (?), окислы железа.

По внешнему виду пустоты с кристаллической фазой напоминают газово-жидкие или раскристаллизованные включения, поэтому, естественно, мы подвергли их термометрическому анализу по методу визуальной гомогенизации. При нагревании от 0 до 500°C "включения" оставались неизменными. От 500 до 600-650°C кристаллическая фаза во "включениях" расширилась и несколько сместилась. При повышении температуры до 750°C общие контуры "включений"—пустот уменьшились, два из них потемнели, а кристаллические фазы оставались на прежнем месте и отчетливее проявили свое зональное строение. При температуре 800°C все вакуоли уменьшились в размере, изменили свою первоначальную форму и три из четырех совершенно потемнели. Температура в 840°C привела к новому изменению формы. Четвертое "включение" тоже становится темным. После охлаждения "включения" не восстанавливают ни своей формы, ни своего строения; остаются такими же, какими они были при 840°C. Все эти превращения указывают на отсутствие содержания газа и жидкости во "включениях".

В некоторых случаях при нагревании, дополнительно к одной

кристаллической фазы появляется вторая, но "включение" не темнеет. Иногда кристаллическая фаза "расплавается" по стенкам его, но ни в одном случае не наблюдалось нормальной гомогенизации и возвращения "включения" к первоначальному состоянию. С целью проверки данных гомогенизации, образцы дунитов подвергались декрепитации с нагреванием до 1000°C. Опыты показали полное отсутствие взрывов или очень малое количество их в интервале температур до 250°C и 500–550°C. При нагревании порошка дунита или дунит-пегматита на мембране микрофона декрепитографа конденсировалось заметное количество воды (до 5 вес.% к 2-х граммовой навеске), хотя степень серпентинизации дунита незначительна (поровая вода). Повышенное содержание воды в дуните подтверждается также данными определения пп. в свежих не серпентинизированных его разностях.

Определение содержания газов в пустотах волюмометрическим методом (Шугурова Н.А.) показало, что они заполнены смесью азота, углекислоты и иногда сернистых газов. При раздавливании пластинки газовая смесь из вскрытой пустотки выделяется очень слабо, без увеличения или даже с уменьшением ее объема, что свидетельствует о невысоком давлении газов в пустоте, равном атмосферному или, иногда, даже несколько ниже атмосферного.

Валовый анализ газов, выделяемый из исследуемых дунитов при нагревании на хроматографе (аналитик Н.Ю.Осоргин) подтвердил в их составе повышенное содержание углекислоты.

Как уже указывалось, зонально-кристаллический агрегат имеет колломорфное строение и состоит из 3-х зон с неровными заливчатыми контурами. В центральной части в большинстве случаев наблюдается черная точка, вокруг которой располагается коричневая и темная зеленовато-коричневая зона, оконтуренная с внешней стороны бурой или желтовато-зеленой бахромчатой каймой. Диагностика этого неиндивидуализированного материала зон затруднена. Судя по некоторому улавливаемому сферолитовому угасанию, низким цветам интерференции, зеленовато-желтой и буровато-коричневой окраске, зоны, вероятно, сложены хлорит-гидрослюдисто-серпентиновым (жеролитовым) материалом. Для уточнения их состава были проведены рентгеноспектральные исследования на микрозонде. Установлено, что колломорфные образования не содержат сколько-

нибудь повышенных (более чем в оливине) количества железа или хрома. По содержанию магния, кремния, алюминия и др. элементов они также не отличаются от фонового оливина.

Методом оплавления дунита с NaOH и последующим растворением сплава в HCl выделен нерастворимый остаток, а из него углестое вещество, которое, вероятно, составляет центральную черную изотропную точечную часть зонально-колломорфного образования, явившуюся центром кристаллизации. Для проверки этого определены один из образцов исследуемых дунитов, макроскопически наиболее богатый зонально-колломорфными образованиями, был подвергнут геохимическому анализу, которым установлено в дуните 0,11% органического углерода и 0,004% светло-желтого парафинистого битума (Коновалова, Прусевич, 1977).

Инкрустированные пустоты располагаются в зернах оливина концентрическими и прямолинейными зонами, полосами и кучечными скоплениями, не выходящими за пределы зерен. Эти полосы и зоны пустот образуют внутри зерен оливина ромбоздрический рисунок, согласующийся с его кристаллографическими элементами.

Таким образом, включения пустот носят закономерно ориентированный характер.

Зонально располагающиеся пустоты пересекаются спайностью оливина, трещиноватостью, полосами темных хлопьевидных сгустков (аморфных минералов) и т.п. Независимость ориентировки и расположения зон пустот от спайности, трещиноватости и других более поздних вторичных образований, ограничение их распространения контурами зерен оливина говорят за их раннее, сингенетическое оливиновое образование. Зональные кристаллические агрегаты, в отличие от заполненных ими пустот, распространены по всей породе, иногда концентрируются в шнурах серпентина, и в трещинках, поэтому можно предположить их позднее, эпигенетическое по отношению к пустотам и оливину и вообще породе образование.

Из проведенного изучения вытекает вывод, что эти закономерные включения в дунитах, очевидно, представляют собой инкрустированные пустоты.

Последние трактуются как дефекты кристаллизации и дислокаций (Тоттрелл А.Ф., 1858; „Разрушение”, т. I, под. ред. Г.Либовиц, 1973), а зонально-колломорфные образования — продукт эпигенетической низкотемпературной минерализации.

Итак, включения инкрустированных пустот в оливине дунитов дунит-гарцбургитовой формации являются закономерными и в некоторой степени, характеризуют условия формирования дунитов. А именно, обильная пористость дунитов может служить некоторым основанием для отнесения их к типу ретечерированных дунитов, образовавшихся за счет преобразования менее плотных серпентинитов или других разновидностей гипербазитов (Коновалова, Долгов, Симонов, Стоцкий, 1976). Поры возникают за счет разности в объемах. Средняя плотность изучавшихся дунитов 2,87, серпентинитов - 2,64 г/см³. Об этом же говорят характерные для дунитов гломеро- и кристаллобластовые структуры и атакситовые текстуры дунитов, их приуроченность к определенным участкам массивов и зонам, связанным с разрывными нарушениями, их состав, "свежесть" и другие факты.

Заполнение микроскопических, изолированных от внешней среды пор и пустот в породе гидрохлорит-гидрослюдисто-керолитовым материалом по составу близким к составу материнской породы позволяет с некоторой вероятностью считать, что их минерализация осуществлялась без существенного привноса-выноса. Инкрустация пор протекала главным образом, за счет внутренней перегруппировки (растворения, перетолжения, преобразования) вещества материнской породы (Долгов, 1965). То есть, в общем виде весь процесс можно представить как дегидратацию раздробленного серпентинита (Морковкина, 1974), протекающую с уменьшением объема и образованием пор, пустот. За счет освобождающейся при дегидратации воды, реагирующей с остатками серпентина и др. минералов, формировались вышеазванные водные алюмосиликаты (гидрохлорит, гидрослюда, керолит), заполняющие поры и пустоты.

Положив в основу изложенные данные по включениям в кузнецко-алатауских ультраосновных породах, приведем кратко особенности их размещения и строения (выявленные в процессе геолого-петрографического и структурно-тектонического картирования, Коновалова, Прусевич, 1977) и выскажем предположение о их генезисе.

Гипербазиты Кузнецко-Алатаусского и Салаирского поясов тесно ассоциируют с габброидами и эффузивновидными породами, составляя базит-гипербазитовые ассоциации. Последние обнаруживают сходство с офиолитовым комплексом. Однако параллелизма

между классическим офиолитовым комплексом и характеризуемыми базит-гипербазитовыми ассоциациями провести нельзя.

Базит-гипербазитовые ассоциации имеют генеральную зонально-кольцевую в плане и воронкообразную в разрезе форму, представляя собой в целом воронкообразные слоистые тела с южным склонением. Краевая зона "воронки" представлена гипербазитами, средняя габброидами и центральная брекчированными эффузивоидными породами (Коновалова, 1968). Кольцевые структуры зонально-кольцевых ассоциаций не идеальны. Зоны прерывисты и не выдержаны по мощности. Внешние зоны из-за наклона воронкообразных тел в плане имеют форму дуг. Наряду с дугообразными встречаются и обособленные линейно-вытянутые линзовидные, каплевидные тела гипербазитов, висячем контакте которых также располагаются габброиды, а затем эффузивы.

Дугообразные и линейные базит-гипербазитовые ассоциации залегают, как правило, среди метаморфизованных осадочных пород протерозойского (?) возраста, в составе которых выделяются характерные углисто-кремнисто-серицитовые, амфиболовые, эпидот-гранат-плагиоклазовые и хлоритовые сланцы, филлиты, с прослоями мраморизованных известняков, метаморфизованных эффузивов, даек.

Характерно, что во всех случаях линейные массивы и дугообразные зоны гипербазитов имеют одинаковую пространственную ориентировку. Массивы гипербазитов вытянуты в субмеридиональном (ССВ или ССЗ) направлении, также как дугообразные зоны их всегда обращены выпуклой частью к югу, юго-востоку или юго-западу, а открытой - к северу, северо-западу, северо-востоку. С внутренней стороны дуг гипербазиты сменяются дугообразными, согласными с гипербазитами зонами полосчатых гнейсовидных клиноцитит-амфиболовых, уралит-сосюритовых, плагиоклаз-роговообманковых габброидов, габбро-амфиболитов, горнблендитов с останцами перидотитов и габбро-пироксенитовыми брекчиями замещения. Зоны габброидов далее к центру кольцевых структур сменяются брекчированными эффузивно- и туфовидными породами диабазового, габбро-диоритового, порфиритового облика. В поле развития габброидов и эффузивов содержатся многочисленные мелкие, без четких границ, пестрые по составу полнокристаллические, субвулканические дайкообразные и жерловые тела гранитоидов и габброидов, иногда

со щелочной специализацией, а также сохраняются реликты — останцы карбонатно-сланцевых пород. В осевой части структуры относительно симметрично подковообразной гипербазитовой зоне среди эффузивов располагается расслоенное тело дунит-пироксенит-габбрового состава, что подчеркивает зональный план формирования общей структуры.

Дугообразные зоны ультраосновных и габбровых пород, вместе с внутрикольцевыми разнообразными туфо- и эффузивовидными породами и брекчиями, названы нами кольцевыми базами и гипербазитовыми ассоциациями. Они четко выделяются относительно высокими магнитными аномалиями на фоне ровного нулевого магнитного поля. Конфигурация магнитных аномалий и изолиний магнитного поля указывает на кольцевое строение ассоциаций и на их небольшое (1-4 км) распространение на глубину. Гипербазитовые зоны по данным картирования представляют собой серии разнородных по составу, степени и размеру (от нескольких метров до 1-2 и более километров) тектонических блоков. Эти олоки имеют следы пластической деформации и резкие дизъюнктивные границы, как между собой, так и с вмещающими породами, хотя хорошо согласованы с последними в общем структурном плане. Контактного воздействия ультраосновных пород на вмещающие породы, не наблюдается. Среди гипербазитов содержатся тектонические отторженцы протерозойских черных углисто-кремнисто-серпичитовых сланцев, обычно с резкими контактами.

Все внутрикольцевые ассоциации пород, включая и гипербазитовые массивы, рассечены радиальными телами долеритов, кератофиров, лампробфилов и своеобразными прямолинейными трещинами, заполненными брекчиевыми породами.

На основе несогласного расположения протоструктур по отношению к современным структурным элементам массивов (форме, вытянутости, метасоматической полосчатости и т.п.), сильной нарушенности пород, явлений будинажа, наличия мощных зон расщеливания и дробления гипербазитов в контактах, угловатого, клиновидного характера контактов и их согласованности с региональными тектоническими зонами, примыкания гипербазитов к различным по возрасту и составу породам, а также глубокого преобразования материнских пород массивов, сделан вывод, что рассмотренные

нами гипербазитовые тела вторглись в окружающие их породы в твердом, раскристаллизованном или в пластическом — литофлюидитном (Поспелов, 1969) состоянии.

Химическая полярность гипербазитов по отношению к вмещающим толщам и исключительная нарушенность, раздробленность, дислоцированность гипербазитов, возникшая при вторжении их в твердом состоянии, способствует активным метаморфическим преобразованиям. В южных краевых частях гипербазитовой зоны, являющихся передовым фронтом при продвижении блоков гипербазитов, в области внешнекольцевого эндоконтакта проявляется брекчирование и динамометаморфизм, сопровождающийся образованием зон брекчий, гнейсовидных оливин-антигоритовых, оливинитовых пород и антигоритовых серпентинитов, развитых также вдоль тектонических зон. Массивы и зоны гипербазитов в своем основании сложены дунитами, наиболее крупные тела которых именуемые как "дунитовые ядра", "дунитовые слои" или "подводящие каналы" тяготеют к южным оконечностям отдельных массивов или их дугообразных зон. Далее вверх и к центру воронкообразной структуры дуниты постепенно сменяются перидотитами, последние — полосчатым верлит-дунит-клинопироксенитовым комплексом и далее полосчатыми габброидами.

Такая вертикальная зональность является результатом интенсивного проявления метаморфизма. Входящие в ту или иную кольцевую зону разно ориентированные и различные по первичному составу тектонические блоки (массивы тела) гипербазитов объединяются метаморфическим полосчатым комплексом в единое тело кольцевого плана.

Интенсивное проявление тектонических и метаморфических процессов дают основание определять линейные и кольцевые базит-гипербазитовые ассоциации как тектоно-метаморфические.

Таким образом, гипербазиты Кузнецкого Алатау и Салаира обладают некоторыми специфическими особенностями, объяснить которые с позиций существующих (магматической, метасоматической, протрузивной, блоково-мантийной, рифтогенной) генетических моделей не представляется возможным. Например, постоянная субмеридиональная ориентированность отдельных тел или слагаемых ими дугообразных зон. Базит-гипербазитовые ассоциации слагают воронкообразной формы тела с южным склонением, отчего в плане,

составляющие их породы, в том числе гипербазиты, образуют дугообразные зоны. О том, что дугообразные зоны не обязаны случайной комбинации тектонических разрывов, а являются генетически едиными и закономерными образованиями, свидетельствует их пространственное расположение. Подковообразные зоны гипербазитов всегда ориентированы замкнутой стороной к югу, а открытой — к северу. Более того, главная масса дунитов и хромитов сосредоточены, как правило, в южных оконечностях массивов или в южных "замковых" частях дугообразных зон, а перидотиты полосчатой комплекс — в северных.

Эти черты строения присущи также подавляющему большинству известных нам по литературе и личным наблюдениям гипербазитовых массивов Урала.

Сказанное выше не означает, что дунит-хромитовые метасоматические скопления не могут проявляться в других участках массивов. Они постоянно образуются в зонах перехода перидотитов в полосчатый комплекс и последнего в габброиды, но масштабы таких образований относительно главных "южных" масс — не велики.

Отмеченным особенностям не уделялось должного внимания из-за традиционного подхода к гипербазитам как интрузивам, для которых они не объяснимы.

Также трудно понять эти особенности с точки зрения метасоматического генезиса пород и руд гипербазитов. Вряд ли сам по себе метасоматический способ может привести к закономерно избирательной концентрации таких, как например, в Кемпирсайском массиве, громадных масс дунитов и хромитов, хотя и те и другие несут явные следы метасоматоза.

Обособленные крупные дунит-хромитовые массы обычно трактовались как магмоподводящие каналы. Но, магматическая кристаллизация ультраосновного расплава в коровых условиях по вышеупомянутым фактам отрицается; а перемещенный пластообразный (чешуеобразный, блоковый) характер протрузий не допускает возможности сохранения магмоподводящих каналов. С позиций магматического и протрузивного генезисов не объяснимо не только существование уходящих вглубь узких магмоподводящих каналов, но и закономерная их приуроченность к южному эндоконтакту массивов. К логическому объяснению отмеченных особенностей строения и состава

гипербазитовых массивов ближе всего стоит гипотеза, которая рассматривает гипербазиты в качестве перемещенных стратифицированных слоев верхней мантии и земной коры, находящихся в основании палеозойской эвгеосинклинали (Дергунов, Ефимов и др., 1974; Москалёва, 1974 и др.), выведенных на поверхность в процессе глобальных покровных перемещений (Пейве и др.) или раздвижения океанического дна при его прогибании в процессе заложения и формирования эвгеосинклиналей. Обогащение дунит-хромитовых масс могло происходить в мантийных условиях.

Отмеченные гипотезы "холодного" внедрения гипербазитов логично объясняющие глубинный характер стратификации гипербазитов, также как магматическая не объясняют причин определенной (меридиональной) ориентированности воронкообразных гипербазитовых тел, их формы, закономерной концентрации наиболее тяжелых главных масс дунитов и хромитов в южных более погруженных, по сравнению с северными, частях массивов и их дугообразных зон, унифицированность и постоянство состава, широкого развития меланжа и трещин взрыва, содержащих высокобарические минералы, интенсивное дробление пород и своеобразный зональный метаморфизм и прочее. Если эти особенности, отчетливо наблюдающиеся в Кузнецком Алатау, на Салаире и на Урале окажутся глобальными, то для объяснения их причин допустимо также предположение о влиянии других, возможно космогенных факторов.

Достижения в области астрономии, астронавтики и метеоритики, указывающие на более широкий, чем это считалось ранее, материальный обмен между нашей планетой и космическими телами, дают основание обратить внимание и на это вновь зарождающееся направление в геологии (Dietz, 1960-1964; Vishopp, 1962; Смирнов, 1973; Зейлик, Сейтмуратова, 1974; Масайтис и др., 1975 и др.).

Считая гипербазиты полигенными, автор для изученных им регионов допускает существование космогенных астероидных гипербазитов.

Наряду с вышеотмеченными аргументами в пользу этого предположения также говорят данные о небольшой глубине распространения гипербазитовых массивов от современного эрозионного среза.

Контакты гипербазитовых массивов Кузнецкого Алатау и Са-

лаира; хорошо картируемые по рельефу, по данным геофизики и бурения падают под массивы. В верхней части они крутые, но затем резко выгораживают. В разрезе массивы имеют субпластовую, лополитообразную, линзовидную, будинообразную формы. Вертикальная мощность ультраосновных пород (по данным Н.Н.Бостоногова, В.Е.Бескочкина, Ф.И.Рубаха и др.) наиболее крупного и изученного массива гор Чемодан-Становой Хребет составляет порядка 1000 м. По мнению других авторов, нижняя граница ультраосновных пород массивов Кузнецкого Алатау может опускаться до 2-4 км. Магнитные аномалии над массивами имеют в основном кольцевое строение с мозаичным характером магнитного поля. Участки положительного магнитного поля интенсивностью до 13000 гамм чередуются с отрицательными, что по мнению геофизиков свидетельствует о блоковом строении и неглубоком залегании возмущающих масс.

Имеющиеся в литературе данные показывают, что глубины распространения гипербазитов на Урале по ориентировочным определениям разных авторов не более 10 км, а по данным геофизических исследований до 5 км при площадях массивов в 1000 и более км².

Мощности массивов по сравнению с их площадями несоизмеримо малы и составляют величины порядка 1:450 (Кемпирсайский массив), 1:700 (Шевченковский массив). "Основная по количеству масса пород, слагающих массивы Урала сосредоточена в самой верхней части коры, до глубины 5-6 км..., а многие массивы до глубины 4-3 км при громадной протяженности пояса (Беллавин, Таврин, 1974, с. 80-82). К аналогичным выводам, пишут указанные авторы, пришли геологи Казахстана (Колмогоров, 1969), Америки (Hamilton, Mayers, 1967), Африки (Deboracé, 1968), Англии (Bott, Scott 1967). "Таким образом, отмеченная закономерность справедлива не только для Урала, но и в планетарном масштабе" (Беллавин, Таврин, с. 80).

В последнее десятилетие с появлением гипотезы "холодного" внедрения гипербазитов, исследователи обратили внимание на их особое тектоническое положение и интенсивный динамометаморфизм. Вторжение гипербазитовых массивов сопровождается разрушением окружающих пород и самих массивов гипербазитов, вплоть до кливажирования, тонкого раздробления пород и даже руд, заключенных глубоко в недрах массивов. Около массивов и внутри их образует-

ся ныне широко известный "меланж" и брекчии взрыва. "Меланж", ранее неизвестный, в настоящее время является предметом обсуждения, а данные картирования говорят о его широком в районе гипербазитовых массивов распространении (Пейве и др., 1971; Книппер, 1965, 1971; И.И.Поспелов, Руженцев, 1972; Михайлов, 1955, 1962; Радугин, 1964; Волохов, 1956, и многие другие).

В районе гор Зеленой, Северной, Заячьей, Бархатной, в местах сочленения одноименных с горами массивов, образующих полукольцо (120 км по периметру) наблюдаются мощные зоны "меланжа" протяженностью до 10 км. Зоны состоят из милонита, содержащего "ядра" скорлуповатого строения ультраосновных и вмещающих пород. В зоне меланжа между массивами Северным и Заячьим наряду с крупными блоками относительно свежих дунитов, перидотитов, различных габброидов и эффузивов содержатся метаморфизованные и раздробленные породы, такие как серпентиниты, листвениты, талькиты, линзы пирит-пирротитовых сыпучек, а также метаморфические и карбонатно-кремнистые сланцы.

Детальное изучение брекчий, сопровождающих гипербазитовые массивы Кузнецкого Алатау и Салаира, а также Горного Алтая и гипербазиты Чарского пояса в Восточном Казахстане привели автора к выводу о их закономерном проявлении и своеобразии. Брекчии, существенно ультраосновного состава несут следы интенсивных тектонических воздействий и взрывных эффектов. Включения в брекчиях изогнуты, сплоены, сгфрированы, изотропизированы. Встречаются оплавленные обломки кварца, звездчатые агрегаты раздробления. От тел брекчий во вмещающие породы обычно наблюдается радиальная система трещин. Вмещающие породы также разрушены, сплоены, рассланцованы и содержат колеччатые жилы, гнезда родингитов, жадеит-диопсид-роговообманковых, альбит-эпидотовых, везувиановых, сколецитовых, нефритовых жил. Химический анализ брекчий показывает повышенное содержание в них Na (до 2,2%) и K (до 1,15%). В шлихах из протолок брекчий содержатся муассонит, пироп, сульфиды, шпинель. Муассонит отмечается в перидотитовых ксенолитах трубки "Мир" (Бобривич, 1957), троилит в ультраосновных породах (Пинус, Донцова, 1971; Бетехтин, 1954; Золотухин, 1966; Леснов и др., 1967). Масштабы явлений разрушения, присутствие высокобарических минералов и ультраосновных брекчий

взрыва согласуются с указаниями некоторых исследователей на высокие нагрузки, сопровождающие внедрение гипербазитовых массивов (Ваганов, Кузнецов, 1974; Михалева и др., 1974; Лучицкий и др., 1967). Брекчии взрыва нами сравниваются с импактитами, а "меланж" с автохтонными и аллогенными брекчиями, описываемыми В.Л.Масайтисом (1975) и другими исследователями метеоритных кратеров.

Выше было показано, что зональность базит-гипербазитовых ассоциаций имеет метаморфическую породу, а ее структурная согласованность с вмещающими толщами, говорит о ее формировании *in situ*.

Этот вывод находится в полном согласии с обсуждаемой концепцией, и с позиции которой зональность массивов можно сопоставить с зональностью, образующейся в астероидах при их соударении по Г.П.Вдовыкину (Вдовыкин, 1970). На геологической карте наиболее типичной кольцевой зоны гор Чемадан-Становой Хребет (Коновалова, 1977) видно, что в замковой части дугообразной гипербазитовой зоны располагаются гнейсовидные оливин-антигоритовые породы, антигоритовые серпентиниты, обогащенные магнетитом оливиниты, т.е. породы, несущие следы динамических воздействий и которые можно сопоставить с зоной 3, выделяемой Г.П.Вдовыкиным (рис. 1). Зону перекристаллизованных (метаморфических, равнозернистых, пегматоидных дунитов, леридотитов - с зоной 2б, окаймляющие блоки гипербазитов, сланцевато-полосчатые дунит-верлит-клинопироксенитовые породы и полосчатые габброиды - с зоной 2а, брекчированные эффузивовидные, дайкообразные породы, туфы, брекчии, напоминающие импактиты и продукты плавления - псевдовулканические породы центральной части кольцевой структуры - с зоной 1. При этом необходимо учитывать, что гипербазиты в их последующей геологической истории претерпели интенсивные и многократные метаморфические преобразования, выветривание, а стекла - девитрификацию. Б.Мэйсон и другие обращают внимание на трудность диагностики астроблемных структур, осложненных также магматизмом, тектоникой, денудацией и т.п.

Рассматривая данный вопрос, нельзя не обратить внимание на сходство минерального и химического составов гипербазитов и каменных метеоритов (Кваша, 1946; Виноградов, 1961; Кринов, 1955;

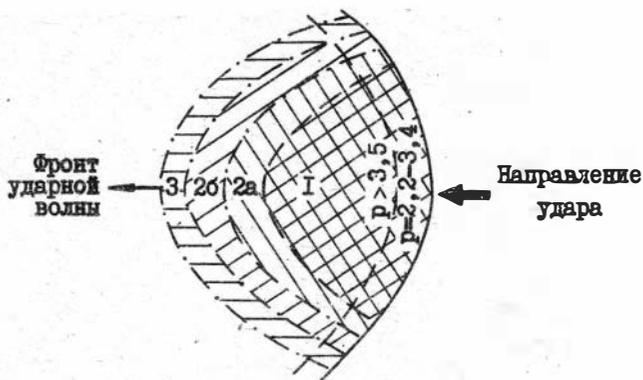


Рис. 1. Предполагаемая схема изменения вещества астероидов при соударении в коомичеокм пространстве, по Г.П.Вдовыкину (1970)

I - зона испарения, распыления и полного разрушения вещества, 2 - зоны остаточных деформаций (2а - оильного разрушения: перекристаллизация вещества; 2б - среднего и частичного разрушения: брекчированнооть, жидковатооть и т.д.); 3 - зона упругих деформаций

Мэйсон, 1965 и др.). Среди каменных метеоритов выделяются энстатитовые, оливин-пихонитовые (диаллаговые) пироксен-плаггиоклазовые, авгитовые, диопсид-оливиновые и другие ахондриты и хондриты. В каменных метеоритах содержатся все минералы, которые входят в состав пород габбро-гипербазитовых комплексов. Близка и их геохимия. В земных гипербазитах содержатся характерные для метеоритов: хром, никель, сульфиды, отмечаются в них находки алмазов. Существенным отличием минерального состава гипербазитов от метеоритов является малое содержание в метеоритах серпентина, представленного в метеоритах хлорито-серпентином (Кваша, 1948). Также как и в метеоритах, минералы гипербазитов нередко характеризуются раздроблением, полимеризацией, сочетанием высокобарических и низкобарических минералов, ортопироксен при ударе видоизменяется в клинопироксен (Вдовыкин, 1970), ду-

ниты обладают пористостью, содержат органический углерод, битумы, они легко поддаются выветриванию с образованием глиноподобных продуктов, углистые дуниты в отдельных случаях имеют текстурное сходство с хондритовыми метеоритами, напоминая агломерат. Хондровидные кристаллические участки в дунитах нередко обладают структурой, напоминающей колосниковую сложную-колосниковую и особенно часто микроперфировую (Заварицкий, 1956).

По данным геохимического анализа углистые дуниты Куанецкого Алатау содержат 0,11% органического углерода и 0,004 - хлороформенного битума.

Химический состав хондритов разных типов, по Б.Мэйсону (1965, с. 91-93) следующий: SiO_2 - 27,81-39,93; TiO_2 - 0,08-0,15; Al_2O_3 - 1,78-2,18; MnO - 0,02-0,33; FeO - 0,23-27,34; MgO - 19,46-24,71; CaO - 1,03-2,41; Na_2O - 0,64-0,78; K_2O - 0,05-0,23; P_2O_5 - сл-0,31; H_2O -0,10, 12,86; Cr_2O_3 - 0,23-0,58; NiO - 0-1,53; CoO -0-0,0; C - 0,3-2,48. Средние химические составы дунитов и перидотитов сопоставимы с приведенными. В отдельных случаях состав каменных метеоритов (Крваша, 1948) идентичен составу вердитов.

Подводя итог разбору гипотез происхождения гипербазитов отметим, что постоянная ассоциация гипербазитов с габброидами, эффузивовидными и дайкообразными породами в виде неизменного вертикально-зонального комплекса, в расположении членов которого наблюдается определенная последовательность и другие особенности могут быть объяснены только глобальными причинами. Причины этих глобальных закономерностей исследователи логично связывают с планетарными явлениями - подкоровыми процессами, рифтогенезом, покровными шарьяжными перемещениями и другими. Но встречаемые этими гипотезами трудноразрешимые препятствия заставляют обратить внимание на возможный древне-астероидный генезис гипербазитов, подвергавшихся после их выпадения на Землю реакционно-контактной габброизации и различным процессам метаморфизма. Перечислим кратко основные аргументы в пользу сделанного предположения.

Морфологическое сходство описываемых кольцевых структур базит-гипербазитовых ассоциаций с метеоритными кратерами:

Кольцевой характер магнитных аномалий над базит-гипербазит-

товыми ассоциациями с понижением магнитной напряженности в центре кольцевых структур.

Воронкообразная, чашеобразная, линзовидная будинообразная форма массивов и зон гипербазитовых массивов; первая свойственна крупным массивам, вторая — небольшим.

Их неглубокое распространение от современного эрозионного среза в Кузнецком Алатау это 1—4 км, на Урале 0,8—10 км.

Законмерная ориентированность тел гипербазитов и их зон в субмеридиональном направлении.

Приуроченность главных дунит-хромитовых, наиболее тяжелых, масс (за счет большего момента движения) к голове движущегося тела, т.е. к южным и юго-восточным его частям.

Унифицированность строения базит-гипербазитовых ассоциаций, состоящих (снизу вверх) из оливин-антигоритовых пород, дунитов, перидотитов, сланцевато-полосчатого дунит-верлит-клинофлюксового или дунит-перидотитового комплекса, полосчатых габброидов, габбро-диабазов, брекчированных эффузивовидных дайкообразных пород, туфов, брекчий. Эта характерная зональность базит-гипербазитовых ассоциаций хотя и отдаленно, но напоминает предполагаемую Г.П.Вдовыкиным зональность соударяющихся астероидов.

С гипербазитами пространственно связаны характерные, существенно ультраосновные брекчии ("меланж"), которые можно сопоставить с ударными брекчиями — импактитами, автохтонными и аллогенными брекчиями.

Содержание в брекчиях муассонита, пироба, а на участках их развития — жадеит-диопсидовых жил, указывающих на высокobarические условия.

Постоянство и сходство минералогического и химического составов гипербазитов и каменных метеоритов.

Интенсивные и широко протекающие процессы метаморфизма, чему способствовали химическая полярность гипербазитов по отношению к вмещающим алюмосиликатным породам и их дробление при вторжении в литосферу.

Предположение о возможном существовании, наряду с мелкими крупными метеоритных тел гипербазитового состава носит весьма предварительный характер. Оно требует тщательной провер-

ки, теоретических обоснований (плотность атмосферы того времени, скорость выпадения) и специального геологического изучения.

Признание космогенных ни в какой мере не исключает существования общепринятых гипербазитов мантийного, а возможно (при особых условиях) и магматического генезиса.

Основываясь на сделанных учеными выводах о родстве составов верхней мантии, земных гипербазитов и некоторых разновидностей метеоритов, будет более правильным допускать, гетерогенность гипербазитов.

ЛИТЕРАТУРА

АГАФОНОВ Л.В., ЧЕПУРОВ А.И., ЛАВРЕНТЬЕВ Ю.Г., ПОКАЧАЛОВА О.С. Закономерно ориентированные включения в оливинах гипербазитов Корякии.—"Геология и геофизика", 1974, № 6, с. 49-60.

БЕЛЛАВИН О.В., ТАВРИН И.Ф. Размещение в земной коре Урала гранитных и гипербазитовых массивов.—В кн.: Тектоника и магматизм Южного Урала. М., "Наука", 1974, с. 79-84.

БЕТЕХТИН А.Г. Общая характеристика гидротермальных месторождений на Урале.—В кн.: Минералогия Урала, т. I. М., Изд-во АН СССР, 1954.

БОБРИЕВИЧ А.П., КАЛЮЖНЫЙ В.А., СМЕРНОВ Г.И. Муассонит в кимберлитах Восточно-Сибирской платформы.—Докл. АН СССР, 1957, т. 115, № 6, с. 1189-1192.

ВАГАНОВ В.И., КУЗНЕЦОВ И.Е. Взаимоотношения между ультрабазитами дунит-гарцбургитовой и дунит-пироксенит-габбровой ассоциаций в свете экспериментальных данных.—Тез. докл. Третьего Уральского петрограф. совещ., т. П. Свердловск, "Полиграфист", 1974, с. 15-16.

ВИНОГРАДОВ А.П. О происхождении вещества Земной коры. Сообщение I.—"Геохимия", 1961, № 1, с. 3-30.

ВДОВЫКИН Г.П. Алмазы в метеоритах. М., "Наука", 1970, 123с.

ДЕРГУНОВ А.Б., ЕФИМОВ А.А., МОЛДАВАНЦЕВ Ю.Е., ПЕРФИЛЬЕВ А.С., САВЕЛЬЕВА Г.Н., САВЕЛЬЕВ А.А. Основные черты строения и структурное положение габбро-гипербазитовых массивов Полярного Урала.—В кн.: Магматизм, метаморфизм и оруденение в геологической

ДОЛГОВ Ю.А. Об адиабатической мобилизации рудообразующих растворов и рудоотложении. — "Геология и геофизика", 1965, № 8.

ЗАВАРИЦКИЙ А.Н. Работы по метеоритике. М., Изд-во АН СССР, 1956.

ЗЕЙЛИК Б.С., СЕЙТМУРАТОВА Э.Ю. Метеоритная структура в центральном Казахстане и ее магмоконтролирующая роль. — Докл. АН, 1974, т. 218, № 1.

ЗОЛОТУХИН В.В., ВАСИЛЬЕВ Ю.Р., СЕРЕБРЕННИКОВ А.И., ЗЮЗИН Н.И. О температурах образования пирротитов и находке троилита в некоторых трапзовых интрузиях. — "Геология и геофизика", 1966, № 2.

КВАША Л.Р. Исследования каменного метеорита Старое Борискино. — В кн.: Метеоритика, вып. IV. М., 1958, с. 83-96.

КНИППЕР А.Л. История развития серпентинитового меланжа Малого Кавказа. — "Геотектоника", 1971, № 6, с. 87-100.

КОЛМОГОРОВ Ю.А. Изучение морфологии гранитоидных массивов Казахстана комплексом геолого-геофизических методов. — Информац. сообщ., Мингео Каз.ССР, вып. 20, Алма-Ата, 1969.

КОНОВАЛОВА О.Г. Геолого-тектоническая позиция и структурно-морфологические особенности дунит-гарцбургитовых массивов Кузнецкого Алатау. — В кн.: Новые данные по магматизму и рудоносности Алтае-Саянской складчатой области. Новосибирск, СНИИГГИМС, 1968, с. 119-121.

КОНОВАЛОВА О.Г. К оценке перспектив и методике поисков хромитовых месторождений. — "Разведка и охрана недр", 1975, с. 9-14.

КОНОВАЛОВА О.Г., ДОЛГОВ Ю.А., СИМОНОВ В.А., СТОГНИЙ Г.А. Включения в минералах негранитных пегматитов массивов основных и ультраосновных пород в геосинклиналиях. В кн.: Генетические исследования в минералогии. Новосибирск, ИГИГ СО АН СССР, 1976, с. 63-67.

КОНОВАЛОВА О.Г., ПРУСЕВИЧ Н.А. Дунит-гарцбургитовые массивы Кузнецкого Алатау и Салаира. Новосибирск, "Наука", 1977, 167 с.

КОТРЕЛЛ А.Х. Дислокации и пластическое течение в кристаллах. М., "Металлургия", 1958.

КРИНОВ Е.Л. Основы метеоритики. М., Изд-во Техничко-теоретической литературы, 1955. 386 с.

ЛЕСНОВ Ф.П., ЗЮЗИН Н.И., ЛЕСНОВА Э.А. О находке троилита в рудах Чайского никеленосного плутона (Северное Прибайкалье). Новосибирск, 1967. (Матер. к конференц. молодых ученых и аспирантов ИГиГ СО АН СССР).

ЛУЧИЦКИЙ И.В., ГРОМИН В.И., УШАКОВ Г.Д. Эксперименты по деформации горных пород в обстановке высоких давлений и температур. Новосибирск, "Наука", 1967. 74 с.

МАСАЙГИС В.Л., МИХАЙЛОВ М.В., СЕЛИВАНОВСКАЯ Т.В. Попигаиский метеоритный кратер. М., "Наука", 1975. 124 с.

МИХАЙЛОВ А.Ф. Геолого-петрологическая характеристика гипербазитов, гипербазитовых брекчий юго-западной части Пенжинского кряжа. Л., ВСЕГЕИ, 1962, с. III-132 (Тр. ВСЕГЕИ, т. 73, Петрографич. сб. № 4).

МИХАЛЕВА Д.А., ДЕРГАЧЕВА Т.Н., ЗЕРКАЛОВА М.И., НЕПЕИНА Л. А. Включения ультраосновных пород в щелочных базальтоидах Восточного Забайкалья.—В кн.: Минералогия эндогенных образований. Новосибирск, ИГиГ, 1974. с. 30-50.

МОРКОВКИНА В.Ф. Петрология гипербазитов Севанского хребта. М., "Наука", 1974. 114 с.

МОСКАЛЕВА С.В. Гипербазиты и их хромитоносность. Л., "Недра", 1974. 279 с.

МЭЙСОН Б. Метеориты. М., "Мир", 1965. 305 с.

ПЕЙВЕ А.В., ШТРЕЙС А.С., ПЕРФИЛЬЕВ А.С., ПОСПЕЛОВ И.И., РУЖЕНЦЕВ С.В., САМЫГИН С.Г. Структурное положение гипербазитов на западном склоне Южного Урала.—В кн.: Проблемы теоретической и региональной тектоники. М., "Наука", 1971. с. 9-24.

ПИЛУС Г.В., ДОНЦОВА Е.И. Изотопные отношения кислорода оливина ультраосновных пород различного генезиса.—"Геология и геофизика", 1971, №8.

ПОСПЕЛОВ И.И., РУЖЕНЦЕВ С.В. Офиолитовый комплекс центральной части Сакмарской зоны Южного Урала.—"Докл. АН СССР", 1972, т. 203, № 1, с. 179-186.

РАДУГИН К.В. О гипербазитах Красноярского края. В кн.: Материалы по минералогии, петрографии и полезным ископаемым Западной Сибири и Красноярского края. Томск, ТГУ, 1964. с. 197-209.

РАЗРУШЕНИЕ. т. I, под ред. Г. Либовиц. М., "Мир", 1973.

СМИРНОВ В.И. Метеоритная гипотеза происхождения Садбери.—

Геол. рудн. м-ний, 1973, т. XV, № 2, с. 3-12.

ЧЕПУРОВ А.И. Термометрическое исследование включений метасоматоза в оливинах дунитов массива Инагли (Центрально-Алданский район) — В кн.: Минералогия эндогенных образований. Новосибирск. ИГиГ СО АН СССР, 1974, с. 126-131.

BISHOPP D.W. Discussion on the paper. "The Vredefort ring: a further consideration" by Robert S. Dietz.—Authors reply.—"J. Geol.", 1962, 70, N 4, 500-504.

BOTT M.H.P., SCOTT B. Gravity investigation of subsur shape and distributions of granite batholiths.—"Bull. Geol. Soc. America", 1967, v. 78, N7.

DEBORACH A.E. A gravity investigation of the Lirnei Jounger Granite Ring Complex of northem Nigeria.—"Geol. Mag.", v. 105, N 3, 1969.

DIETZ R.S. Vredefort ring structure: an astrobleme (meteorite impact structure). "Bull. Geol. Soc. America", 1960, v71, N 12, Part 2, p2093.

DIETZ R.S. Vredefort ring complex impact eventane lunar maria.—"Geol. Soc. America. Spec. Paper", 1963, N 73, p35.

DIETZ R.S. Sudbury structure as an Astrobleme.—"J. Geol.", 1964, v. 72, N 4, 412-434.

FRENCH B. Possible reletion between meteorite impact and igneous petrogenesis as indicated by the Sudbury structure, Ontario, Canada, 1969.

HAMILTON W., MAYERS W.B. The nature of batholiths. U.S. Washington, 1967.

Г.А.Стогний, Л.А.Шоханова

О ЛЕТУЧИХ, УЧАСТВОВАВШИХ В ФОРМИРОВАНИИ ПОРОД
КАРАТАССКОГО УЛЬТРАБАЗИТОВОГО МАССИВА (МУГОДЖАРЫ)

Изучение обнаруженных включений в минералах ультрабазитового Каратасского массива и вмещающих его пород, а также сравнительная характеристика состава минералообразующей среды, принимавшей участие в образовании пород массива и вмещающей толщи, является целью настоящей работы.

Породы вмещающей толщи Каратасского массива представлены биотитовыми и амфиболитовыми гнейсами, а также гранито-гнейсами, среди последних часто встречаются перекристаллизованные пегматоидные участки.

В кварце из биотитовых и амфиболитовых гнейсов наблюдаются многочисленные группы мелких (3–5 мкм) черных включений. В гранате из биотитовых гнейсов обнаружены как полосы вторичных^ж газозо-жидких включений, так и обособленные группы первично-вторичных многофазовых включений. Последние при 20⁰С состоят из жидкой фазы и 2–3 твердых фаз, при охлаждении таких включений до +10⁰С появляется газовый пузырек, полное замерзание жидкой фазы включений наступает при температуре –56,6⁰С, что соответствует тройной точке углекислоты.

В кварце из гранито-гнейсов обнаружены лишь вторичные включения: а) газозо-жидкие с гомогенизацией в жидкую фазу при 220–280⁰С (25 замеров); б) трёхфазовые (газ+жидкость+кристаллик). Газовый пузырек исчезает, а кристаллик растворяется в жидкой фазе в интервале 180–240⁰С.

Зерна кварца из пегматоидных участков в гранито-гнейсах довольно часто пересечены полосками вторичных однофазовых включений раствора. Кроме того, в минерале присутствуют первично-вторичные газозо-жидкие включения. Если для первых при охлажде-

^ж Здесь и в дальнейшем отнесение включений к определенной группе соответственно классификации Н.П.Ермакова (1972).

нии до -100°C эвтектика наступает при -24°C , то для вторых — температура эвтектики равна (-54°C). Температура эвтектики определяется составом раствора (Борисенко, 1977). В растворе с эвтектикой (-54°C) преобладают CaCl_2 и KCl , а с эвтектикой (-24°C) — NaCl и KCl , то есть состав раствора в процессе образования пегматоидных разностей в гранито-гнейсах меняется от Са-содержащего до существенно натриевого. Это подтверждается также и минералогическими наблюдениями. В породе крупные зерна плагиоклаза (№ 50–55) по трещинкам замещаются альбитом, мелкие зерна которого также заполняют промежутки между выделениями андезина.

Состав газовой фазы изученных включений в минералах вмещающих пород Каратасского массива вынесен на диаграмме $\text{CO}+\text{H}_2$ — углеводороды — азот+ р.г. — H_2S , SO_2 , NH_3 , HCl , HF , CO_2 (кислые) (рис. 1). Анализ диаграммы показывает, что в составе газовой фазы включений из минералов амфиболитовых и биотитовых гнейсов присутствуют группа "кислых газов" и группа "азот+ редкие газы (р.г)". Криометрические исследования включений подтверждают присутствие и преобладание среди группы "кислых" газов CO_2 . Газовая фаза включений в кварце из пегматоидных участков кроме групп "кислых" газов и "азот+р.г." содержит еще CO и H_2 (до 30 объемн.%).

Каратасский ультрабазитовый массив. Центральная часть его сложена серпентинитами, а во внешней зоне мощностью до 200 м прослежены породы следующего состава: шпинель+энстатит+амфибол; амфибол+шпинель+магнетит+анортит+клинопироксен; анортит+роговая обманка; корунд+шпинель+сапфирин+анортит+жэдрит+роговая обманка; плагиоклаз+эпидот+амфибол; кварц+андезин+мусковит; кварц.

Оливинсодержащие породы массива почти целиком превращены в серпентины, а сохранившиеся участки амфиболитованы. На предмет включений было просмотрено более 10 пластинок (3–4 см). В пироксене выявлены лишь твердые включения (шпинель и амфибол), а в амфиболе двухфазовые газопо-жидкие, располагающиеся вдоль удлинения минерала и приуроченные обычно к центральной части кристалла. Газовый пузырек исчезает при $335\text{--}340^{\circ}\text{C}$.

В пироксене из шпинель-энстатитовых пород присутствуют

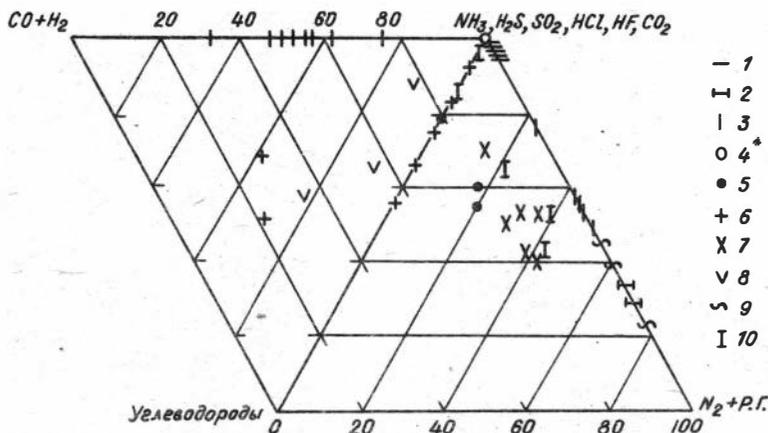


Рис. I. Состав газовой фазы индивидуальных включений в минералах Каратасского массива и вмещающих его пород (на диаграмме анализы вынесены лишь для подчеркнутых минералов)

Вмещающие породы: I - гранат+биотит+кварц+плагиоклаз; 2 - магнетит+кварц+роговая обманка+плагиоклаз; 3 - гранат+кварц+микроклин+плагиоклаз. Каратасский массив: 4 - оливин+шпинель+клиноамфибол+бронзит; 5 - клиноамфибол+шпинель+энстатит; 6 - анортит+роговая обманка; 7 - корунд+шпинель+снпфирин+анортит+жедрит+роговая обманка; 8 - гранат+анортит+диопсид; 9 - эпидот+плагиоклаз; 10 - кварц+андезин+мусковит, кварц

редкие и очень мелкие (до 3 мкм) включения, состоящие на 60–70% из слабoprеломляющей твердой фазы, остальной объем приходится на газовую и жидкую фазы. Т гом = 780–800°C (16 замеров).

Анортит–роговообманковые породы представляют собой крайне неравномерные как по содержанию плагиоклаза (10–50%), так и по крупности зерна разности. Включения в амфиболе обычно вытянуты вдоль спайности минерала и принадлежат к 2 типам: а) твердая частичка с прилипшей гетерогенной (газ+жидкость) капелькой раствора. Гомогенизация раствора наблюдается при 320–330°C; б) первично–вторичные многофазовые (газ+жидкость+несколько твердых фаз) включения, они часто расшнурованы и имеют "усики", что чаще всего указывает на разгерметизацию включений. Эти включения мы не изучали.

Для плагиоклаза характерны полосы вторичных многофазовых (газ+жидкость+твердая фаза) включений, Т гом = 520–540°C. Значительно реже встречаются первично–вторичные включения, состоящие из газовой и жидкой фаз (20–30 объемн.%) и твердой фазы (70–80 объемн.%), Т гом = 680–700°C.

Корундсодержащие породы по составу и геологической позиции аналогичны широко развитым в Пиренеях корундовым амфиболитам (Monchoux P., Roux L., 1975 (1976)).

Первично–вторичные включения в корунде состоят из жидкой и газообразной углекислоты и твердой фазы, по нашему мнению, представленной гидроокислами корунда. Газовый пузырек CO₂ исчезает при 25–27°C и твердая фаза полностью растворяется в жидкости при 570–590°C (22 замера).

Давление, при котором образовался корунд, вычислено по методике, предложенной Ю.А. Долговым (1970), и соответствует 2 кбар.

Эпидот–плагиоклазовые жилки, а также отдельные зерна эпидота встречаются в габброидах довольно часто. Минералогические наблюдения показывают, что эпидот кристаллизовался за счет более поздних процессов при температуре, не превышающей 400°C (Т газ+жидких включений 335–340°C).

В кварце из мономинеральных кварцевых и кварц–полевшпатовых жил, прослеженных в пределах массива, установлены: а) первично–вторичные газовой–жидкие включения с Т гом = 320–355°C (12

замеров); б) вторичные газопо-жидкие включения с $T_{\text{гом}} = 200-220^{\circ}\text{C}$.

Состав газовой фазы индивидуальных включений в минералах Каратаасского массива вынесен на диаграмме углеводороды - азот + р.г. - NH_3 ; H_2S , SO_2 , HCl , HF , CO_2 -(группа "кислых" газов) (рис. 1).

Для газовой фазы первично-вторичных включений в пироксене, плагиоклазе, роговой обманке; корунде и кварце характерен почти одинаковый набор компонентов: группа "кислых" газов, углеводороды и в двух последних минералах присутствует группа "азот+р.г.". Состав газовой фазы в нескольких минералах из одной ассоциации одинаков, например, в корунде и роговой обманке.

Эпидот и амфибол, замещающий ортопироксены, судя по минералогическим наблюдениям, образовались после кристаллизации основных минералов. В составе газовой фазы включений в этих минералах нет углеводородов. В первом присутствуют группы кислых газов и "азот+р.г.", а в амфиболе лишь группа "кислых" газов. Такой же набор газов отмечается и в составе газовой фазы явно вторичных включений в плагиоклазе, роговой обманке и пироксене (имеющиеся 6 анализов не вынесены на диаграмме).

Состав летучих, принимавших участие в формировании пород Каратаасского массива, по-видимому, определялся в первую очередь приуроченностью массива к зоне глубинного разлома. В отличие от летучих из вмещающих гнейсов существенную роль при образовании пород массива играли углеводороды. В заключительный этап формирования массива (в момент кристаллизации эпидота и актинолита) состав летучих существенно изменился в сторону группы "кислых" газов и H_2O .

ЛИТЕРАТУРА

ДОЛГОВ Ю.А. Включения в минералах метаморфических пород как показатель условий метаморфизма. - В кн.: Проблемы петрологии и генетической минералогии, т.2. М., "Наука", 1970. с.272-280.

ЕРМАКОВ Н.П. Геохимические системы включений в минералах. М., "Недра", 1972. с. 375.

В.А. Симонов

ОСОБЕННОСТИ МИНЕРАЛООБРАЗОВАНИЯ В ГОРНБЛЕНДИТ-
-ПЕГМАТИТЕ

В Ильменском-минералогическом заповеднике горнблендит-пегматиты были отмечены многими исследователями (Заварицкий, 1958; Успенский, 1968 и др.). В копи № 13 (копь роговой обманки) вскрывается крупная жила горнблендит-пегматита. Жильное тело пегматита состоит из пучков гигантских кристаллов роговой обманки, достигающих одного метра в длину и нескольких сантиметров толщины. Пучки эти располагаются субпараллельно, часто радиально расходятся. Слюда примешивается к роговой обманке иногда в виде крупных таблиц между кристаллами амфибола. Из более редких минералов следует отметить циркон, сфен, апатит, полевой шпат и кварц (ксеноморфный, с отпечатками штриховатых граней роговой обманки).

Для выяснения некоторых особенностей минералообразования в горнблендит-пегматите копи № 13 методами термобарогеохимии изучались включения минералообразующих сред в роговой обманке, кварце и слюде.

Р о г о в а я о б м а н к а. Включения в роговой обманке в подавляющем большинстве имеют вытянутые формы в виде трубочек и ориентированы вдоль оси С минерала. Здесь можно выделить явно вторичные включения, аномальные, состоящие иногда практически полностью из рудных фаз. Другую более малочисленную группу включений составляют, по всей вероятности, включения первичные. С полной достоверностью причислить данные включения к первичным мы вряд ли можем, т.к. нами не были найдены такие признаки, как приуроченность включений к зонам роста минерала и т.п., которые бы однозначно свидетельствовали о первичной природе включений.

В ходе исследования включений оказалось возможным выделить по морфологическим особенностям и концентрации минералов-узников три довольно четко различающиеся группы включений (табл. I).

I. К первой группе были отнесены трубчатые объемные вклю-

чения (рис. 1), содержащие более 50% от всего включения кристаллических фаз (табл. 1). Эти включения по классификации Н.П. Ермакова (Ермаков, 1972) можно отнести к кристалло-флюидным включениям расплавов-рассолов. Фазовый состав включений: газ - около 25% жидкость - около 15%, соли (NaCl иногда по всей вероятности присутствует KCl) - около 60%, часто также наблюдаются карбонаты до 20% и рудные фазы до 25% (P_y - на рис. 1). Карбонаты были определены по сильному дупреломлению и по отчетливой псевдоабсорбции. Они не имеют ясно выраженных кристаллографических форм. Галит чаще всего образует правильные кубики; также встречаются прямоугольники и гексагональные формы, получившиеся в результате роста aCl в замкнутом ограниченном пространстве включений. Сильвин имеет форму кубиков с сильно округленными вершинами, приближающуюся к шарообразной. Рудные минералы обычно бесформенные, но иногда встречаются кристаллики с ясно выраженными гранями. Несколько раз были найдены во включениях минералы, которые не удалось определить.

При исследовании включений этого типа в микротермокамере были получены некоторые интересные результаты. Уже при $150-160^{\circ}\text{C}$ начинают таять кристаллики солей. При этом KCl уменьшается быстрее чем NaCl . Первым исчезает газовый пузырек. Температуры частичных гомогенизаций $360-380^{\circ}\text{C}$. При дальнейшем повышении температуры растворяется KCl , начинают оплавляться карбонаты и рудные фазы. Последние кристаллики солей (NaCl) переходят в рассол (расплав-рассол) при температуре $465-485^{\circ}\text{C}$. Если во включениях присутствовали карбонаты или рудные фазы, то они сохранялись и при очень длительных выдержках и больших перегревах. Таким образом, температуры полных гомогенизаций включений лежат в интервале $465-485^{\circ}\text{C}$.

У некоторых включений частичная гомогенизация происходила при $290-320^{\circ}\text{C}$. Но все эти включения взрывались при дальнейшем нагреве ($T = 390-420^{\circ}\text{C}$, табл. 3). При наблюдении за поведением включений в процессе нагрева было обнаружено, что часть включений взрывается сразу после частичной гомогенизации ($T_{D_1} = 390-420^{\circ}\text{C}$), основная же масса включений взрывается при полной гомогенизации ($T_{D_2} = 450-480^{\circ}\text{C}$).

Зная температуру исчезновения последнего кристаллика NaCl

I

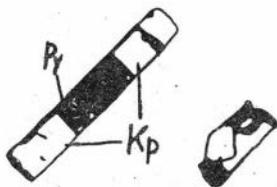


Рис. 1. Включения первого типа в роговой обманке (Py - рудная фаза, Кр - кристаллические фазы)

II

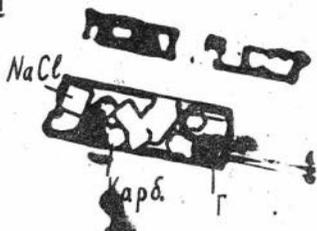


Рис. 2. Включения второго типа в роговой обманке (Карб - карбонаты, Г - газовая фаза)

III

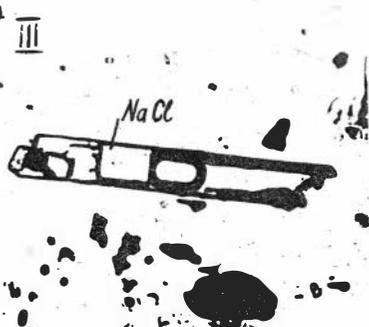


Рис. 3. Включения третьего типа в роговой обманке

во включениях (температура полной гомогенизации), мы можем определить концентрацию NaCl в рассоле, используя диаграммы NaCl -вода. В изученных включениях концентрация NaCl достигала 54–55 вес.% (Табл. 2).

Давление, развивающееся во включениях при полной гомогенизации, определялось по диаграмме поправок к температурам гомогенизации на давлений для 30%-ного раствора NaCl (Леймлейн, Клевцов, 1961). Предварительно была подсчитана разница между температурами частичных гомогенизаций и полных гомогенизаций ($\Delta T = 120^\circ\text{C}$) (Табл. 2). Давление достигало 1500 атм.

Были проведены анализы состава газовой фазы включений. Обращает на себя внимание разнообразие газов (Табл. 4). В значительном количестве присутствуют CO , H_2 , N_2 + редкие газы, наблюдается некоторая корреляция состава газовой фазы с минеральным составом минералов-узников. При наличии рудной фазы присутствуют только CO_2 , группа кислых газов (H_2S , SO_2 , SO_3 и т.п.) и углеводороды.

Таблица 1

№	К, %	Фазовый состав				
		газ	жидк.	соли	карб.	рудн.
1	60	25	15	60	0–20	0–25
2	50	25	25	35	10	5
3	35	15	55	30	0	0–5

Примечание: К – процентное содержание минералов-узников

Таблица 2

№	T_1 °C	T_2 °C	T °C	$P_{\text{атм.}}$	$K_{\text{вес.}\%}$
1	360–380	465–485	120	1500	54–55
2	330–370	470–480	140	1700	53–55
3	320–350	475–485	160	1900	54–55

Примечание: T_1 – температуры частичных гомогенизаций, T_2 – температуры полных гомогенизаций, T – разница между T_2 и T_1 , P – давления во включениях в момент полной гомогенизации, K – концентрация NaCl в рассоле.

Таблица 3

№	T_I °C	T_{D_1} °C	T_2 °C	T_{D_2} °C
1	290-320	390-420	465-485	450-480
	360-380			
2	330-370	390-430	470-480	460-480
3	320-350	420-440	475-485	460-480
4		390		470-510

Примечание: T_{D_1} и T_{D_2} - интервалы температур декрепитаций; 1, 2, 3 - различные типы включений; 4 - данные получены на декрепитографе.

Таблица 4

№	H_2S , SO_2 , CO_2 SO_3 , HCl и т.п.	углевод.	O_2	CO	H_2	N_2 + ред. газы
1	88	12				
	54	25,5	0,0	11,5	9	
	44,5	0,0	0,0	0,0	18,5	37
	100					
2	82,5	17,5				
	100					
3	67,5	32,5				
	100					
	93,5	6,5				

Примечание: Концентрации даны в объемных процентах. Аналитик Л.А.Шохорова.

2. Включения второго типа плоские, имеют вытянутые прямоугольные формы (рис. 2). Содержат около 50% от всего объема включения кристаллических фаз. Фазовый состав практически такой же и у включений первой группы, есть отличие только по содержанию некоторых компонентов (табл. 1). Газ занимает 25%, жидкости несколько больше - 25%, значительно меньше солей - 35%. Практи-

чекки постоянно, в отличие от включений первого типа, присутствуют карбонаты (до 10%) и рудные фазы (около 5%).

Температуры частичных гомогенизаций (330–370°C) несколько ниже, чем у предыдущей группы включений. Полная гомогенизация наступает практически при тех же температурах 470–480°C.

Здесь также наблюдалось два интервала взрывов включений ($T_{D_1} = 390\text{--}430^\circ\text{C}$, $T_{D_2} = 460\text{--}480^\circ\text{C}$). Значительная часть включений взрывалась тотчас же при наступлении полной гомогенизации (Табл. 3).

Концентрация NaCl в рассоле аналогична концентрации во включениях первой группы (53–55 вес.%).

Температуры частичных гомогенизаций несколько ниже, чем в предыдущем случае, поэтому увеличилась разница между температурами частичных и полных гомогенизаций $\Delta T = 140^\circ\text{C}$ и поэтому давление также возросло до 1700 атм. (Табл. 2).

При анализе газовой фазы выяснилось, что во включениях присутствуют только H_2S , SO_2 , SO_3 и т.п., CO_2 и незначительное количество углеводородов, чем эти включения существенно отличаются от предыдущей группы (Табл. 4).

3. В третью группу были отнесены включения, содер­жащие около 35% кристаллических фаз. (Табл. I). Эти включения удли­ненной трубчатой формы имеют в своем составе 15% газа, 55% жид­кости, около 30% солей и незначительное количество рудных фаз (рис. 3). Карбонаты не были замечены.

Газовый пузырек исчезает в интервале температур 320–350°C, т.е. температуры частичной гомогенизации значительно ниже, чем у предыдущих включений. Полная гомогенизация наступает при 475–485°C.

Часть включений взрывалась при относительно небольшом перегреве выше температур частичных гомогенизаций ($T_{D_1} = 420\text{--}440^\circ\text{C}$) (Табл. 3). Другие включения взрывались при температурах близких к температурам полной гомогенизации ($T_{D_2} = 460\text{--}480^\circ\text{C}$).

Концентрация NaCl в рассоле такая же как и в предыдущих случаях 54–55 вес.% (Табл. 2).

ΔT больше и поэтому давление во включениях при полной гомогенизации больше, чем в первых двух группах включений – 1900 атм.

В составе газовой фазы преобладают кислые газы (H_2S , SO_2 , SO_3 и т.п.), CO_2 и углеводороды.

Образцы роговой обманки исследовались на декрепитографе. Было получено несколько интервалов наиболее многочисленных и интенсивных декрепитаций: $340\text{--}370^\circ\text{C}$, $390\text{--}420^\circ\text{C}$, $470\text{--}510^\circ\text{C}$ и свыше 750°C . Первый пик является результатом интенсивного растрескивания многочисленных вторичных аномальных включений, что очень хорошо наблюдалось непосредственно при нагревании в микротермокамере. В интервале $390\text{--}420^\circ\text{C}$ взрывается часть, по всей вероятности, первичных включений (табл. 3). Интенсивные декрепитации при $470\text{--}510^\circ\text{C}$ связаны со взрывами включений сразу же после полной гомогенизации. Свыше 750°C , по всей вероятности, происходит разложение амфибола.

В результате изучения включения включений минералообразующих сред можно сделать некоторые выводы:

1. С уменьшением содержания минералов-узников во включениях закономерно изменяются некоторые свойства. Понижается температура частичных гомогенизаций при постоянной температуре полных гомогенизаций. Увеличивается разница между этими температурами. Растет давление во включениях. В то же время остается постоянным концентрация NaCl в рассоле. Таким образом, включения захватывались при постоянной температуре из рассола с постоянной концентрацией NaCl , но при разных давлениях, причем включения захваченные при больших давлениях образовывали меньшее количество минералов-узников.

2. Данные, полученные на декрепитографе, подтверждаются визуальными наблюдениями за взрывами включений. Начало массовых декрепитаций при температурах $470\text{--}510^\circ\text{C}$ соответствует температурам полных гомогенизаций и может быть принято за температуру образования роговой обманки.

С л ю д а. В слюде были найдены очень редкие газопо-жидкие включения, взрывающиеся до гомогенизации при температуре 360°C . То есть можно предположить, что слюды образовывались при температурах свыше 360°C .

К в а р ц. Включения в кварце очень мелкие, типично газопо-жидкие. Развиваются по ясно различимым трещинкам, т.е. явно вторичные. Температуры гомогенизаций в жидкость около 320°C .

Т.к. кварц довольно редок среди кристаллов роговой обманки, то более детальных исследований провести не удалось. Полученные результаты показывают, что развитие кварца происходило при температурах выше 320°C .

В результате проведенных исследований включений в минералах пегматита были выяснены некоторые особенности минералообразования в горнблендите-пегматите.

1. Первыми при температурах $470-480^{\circ}\text{C}$ формировались при непосредственном участии остаточных расплавов-рассолов гигантские кристаллы роговой обманки.

2. Давление в этом процессе менялось от 1900 до 1500 атм.

3. В составе рассолов преобладали соли натрия (NaCl 54-55 вес.% с незначительной примесью хлоридов калия). В расплавах-рассолах включений присутствовали также карбонаты, рудные фазы и некоторые неизвестные минералы.

4. В составе газов, участвовавших в процессе образования роговой обманки, преобладали, в основном, кислые газы (H_2S , SO_2 , SO_3 , HCl и т.п.), CO_2 и углеводороды. Довольно обычны были CO , H_2 и N_2 + редкие газы, появившиеся при понижении давления до 1500 атм.

5. Слюда формировалась позже роговой обманки при температурах выше 360°C .

6. Кварц кристаллизовался из растворов при температурах выше 320°C в интерстициях между гигантскими кристаллами роговой обманки.

ЛИТЕРАТУРА

- ЕРМАКОВ Н.П. Геохимические системы включений в минералах. М., "Недра", 1972, с. 175.
- ЗАВАРИЦКИЙ А.Н. Избранные труды. Т. 2. М., Изд-во АН СССР, 1958, с. 735.
- ЛЕММЛЕЙН Г.Г., КЛЕВЦОВ П.В. Соотношения основных термодинамических параметров для части системы $\text{H}_2\text{O}-\text{NaCl}$. - "Геохимия", 1961, № 2, с. 22-25.
- УСПЕНСКИЙ Н.М. Негранитные пегматиты. М., "Недра", 1968. с. 320.

ИЗМЕНЕНИЕ ХИМИЧЕСКОГО СОСТАВА ЖИЛКОЙ ФАЗЫ ВКЛЮЧЕНИЙ В ПРОЦЕССЕ ФОРМИРОВАНИЯ РЕДКОМЕТАЛЬНОГО ПЕГМАТИТА

К настоящему времени основные выводы об эволюционном изменении химического состава минералообразующих растворов в процессе формирования пегматита сделаны на основе изучения химического состава минералов и их парагенезисов. При этом важный вопрос о роли легкорастворимых солей и соединений в пегматитовом процессе оставался малоизученным. На основе разработанного автором метода последовательных водных вытяжек (Базаров и др., 1975) предпринята попытка оценки состава и концентраций легко растворимых соединений на разных стадиях пегматитового процесса.

Рудное поле изучавшихся редкометалльных пегматитов расположено в приконтактной части биотитовых гранитов нижнепермского возраста и имеет сложную конфигурацию. Редкометалльные пегматиты в пределах поля группируются в несколько "жильных" серий или "жильных свит", разобщенных участками вмещающих пород, практически лишенных жил. Все пегматиты в свитах полого падают к ЗСЗ в соответствии с общим склонением рудного поля. Пегматитовые рудные жилы имеют разнообразную морфологию. Преимущественное развитие получили плитообразные, линзообразные и приближающиеся к линзообразным жилы. Минеральный состав жил весьма сложен и представлен более чем 70-ю минералами, но определяющее значение имеют только 8 основных минералов: микроклин, кварц, аьбит, слюды, сподумен, колумбит-танталит, берилл, касситерит.

Изучавшееся пегматитовое тело приурочено к северо-западной части поля, представленной совокупностью пегматитов альбитового и микроклин-альбитового состава со сподуменом и танталит-касситерит-берилловым оруденением. В его составе до 100 пегматитовых жил с протяженностью по простиранию до нескольких сотен метров при мощности от 5 до 20 метров.

Во внутреннем строении пегматитов довольно четко выделяются структурно-минералогические зоны с парагенетические комплексы замещения. От периферии к центру жилы выделяются апографическая, блоковая зоны, зона кварцевого ядра; кварц-мусковитовый,

кварц-клевеландит-сподуменовый, кварц-клевеландитовый и другие комплексы. Аплитовая и графическая зоны развиты незначительно. Комплексы замещения по структурному признаку практически не различаются, за исключением собственно альбитовых, где выделяются мелкозернистые (сахаровидные), мелкопластинчатые и крупнопластинчатые структуры. Зоны в крупных пегматитовых жилах обычно представлены в виде удлинённых линз и полос. Мелкие жилы могут быть сложены одной-двумя зонами. Отмечается закономерная приуроченность зон к пространственным участкам жил. Так, зона ядерного кварца всегда расположена в их центральной части, зона блокового микроклина в висячих боках жил, а разнозернистые и пегматоидные зоны в приальбандовых участках. Комплексы замещения имеют самые разнообразные размеры и морфологию и не имеют четкой пространственной приуроченности. Исключения составляют лишь мусковитовые комплексы: кварц-мусковитовый развит по периферии комплекса сахаровидного альбита, а комплекс мелкочешуйчатого мусковита - в лежащем боку зоны ядерного кварца.

Методами термодинамической геохимии (Н.П.Ермаков, 1950; Л.Ш.Базаров, 1968; Л.Ш.Базаров и др., 1975; Л.Ш.Базаров, М.Ю. Михайлов, 1975 и др.) исследовался состав жидкой фазы включений в кварцах из апографической, блоковой, ядерной зон и кварц-мусковитового комплекса редкометалльного пегматита микроклин-альбитового состава.

Ориентировочные интервалы температур и давлений, существовавших в процессе кристаллизации структурно-минералогических зон: апографической - $T - 780-690^{\circ}$, $P - 1000-3000$ атм.; блоковой - $T - 720-600^{\circ}$, $P - 1000-3000$ атм.; ядерной - $T - 650-520^{\circ}$, $P - 1000-3000$ атм; кварц-мусковитового комплекса - $T - 520-460^{\circ}$, $P - 1000-3000$ атм.

Определение состава жидкой фазы включений осуществлялось методом последовательных водных вытяжек (Л.Ш.Базаров и др., 1975), заключающемся в термическом вскрытии определенной группы включений и в последующей экстракции содержимого их водой. Вскрытие включений проводилось путем стадийного последовательного нагревания препаратов до 200, 300, 400, 500 и 600 $^{\circ}$ C. Экстракцию солей из включений производили бидистиллированной водой (80 $^{\circ}$ C) после каждого очередного прогрева. Анализировали растворы лишь

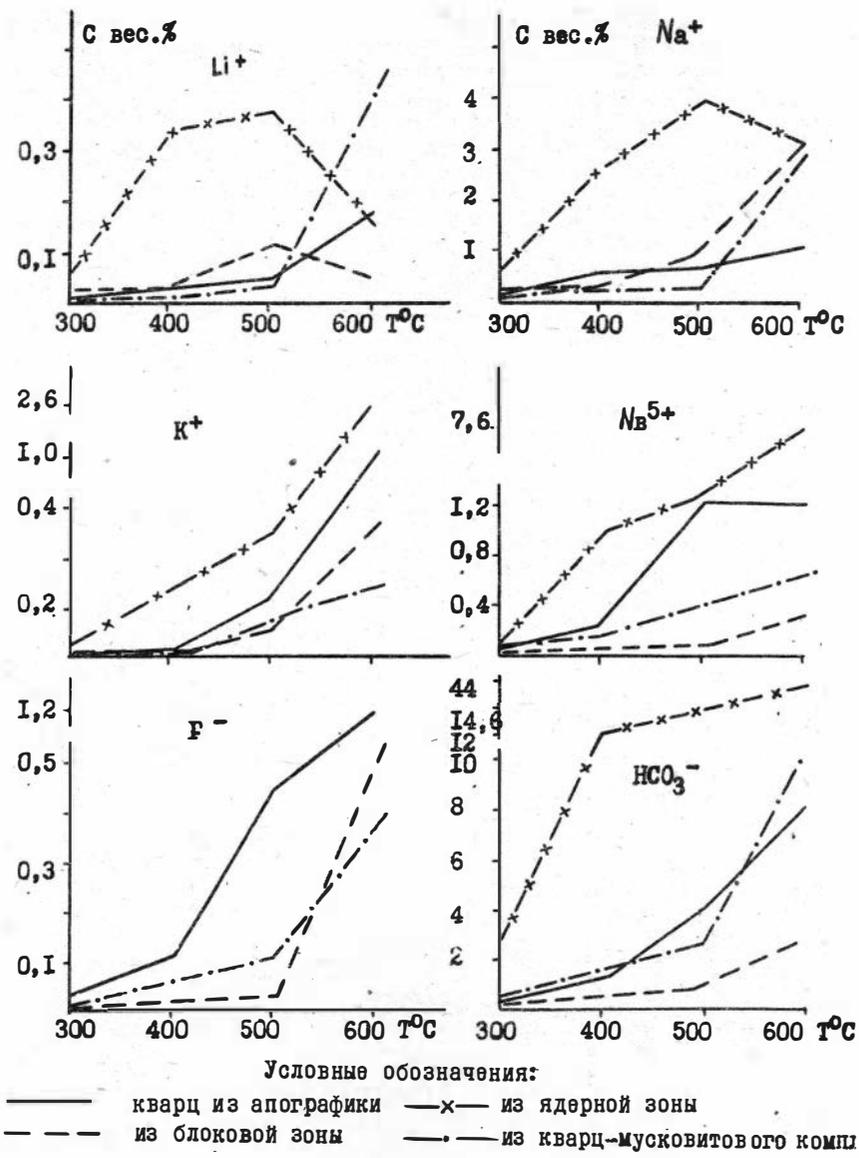


Рис. 1. Изменение концентрации компонентов в процессе кристаллизации кварца.

первичных и мнимовторичных включений в кварце. Вытяжки содержимого вторичных включений до 200° не анализировались.

Для определения концентрации солей в растворе включений параллельно с экстракцией и химико-аналитическими исследованиями растворов водных вытяжек определяли содержание воды и углекислоты, отвечающее условию гомогенности минералообразующего раствора (Л.Ш.Базаров, М.Ю.Михайлов, 1975).

Химический анализ водных вытяжек выполнен с необходимой точностью с применением стандартных приемов полумикрохимического анализа. Величина расхождений между суммой катионов и суммой анионов в мг-экв. почти во всех пробах находится в допустимых пределах (от 3,3 до 16,6%).

В составе жидкой фазы включений в кварце из различных зон редкометалльного пегматита обнаружены следующие компоненты: Li^+ , Na^+ , K^+ , Ta^{5+} , Nb^{5+} , F^- , Cl^- , HCO_3^- , SO_4^{--}

Ни в одном растворе включений не обнаружены Ca, Mg и Al, что объясняется, по-видимому, или тем, что их содержание в растворах водных вытяжек было ниже чувствительности применяемых методов анализа, или выпадением их в виде устойчивых соединений.

Учитывая богатый минеральный состав пегматита, можно предполагать, что состав минералообразующих растворов в пегматитах очень сложен. На наш взгляд, элементы, обнаруженные анализами в растворах включений вместе с SiO_2 и Al_2O_3 , можно считать главными компонентами, участвовавшими в процессе кристаллизации пегматита.

Имея данные о содержании воды и CO_2 в каждой группе включений, а также состав и количество ионов, рассчитывали их концентрацию.

Результаты анализов водных вытяжек из кварцев апографической, блоковой, ядерной зон и кварц-мусковитового комплекса представлены в таблице и изображены графически в координатах: концентрация ионов (С вес.%) — температура ($T^{\circ}C$) (рис. 1). При построении графиков использовались лишь компоненты, содержащиеся во всех растворах в ощутимых, значимых количествах.

Анализируя полученные результаты, представляется очевидным, во всех зонах пегматита концентрация практически всех компонентов, а, следовательно, и минералообразующих растворов, понижа-

Таблица

Название компонент- тов	Концентрация элементов (в вес.%) в жидкой фазе включений в кварце			
	из апогра- фики	из блоковой зоны	из ядерной зоны	из кварц-муско- витового ком- плекса
I	2	3	4	5

Интервал температур 200-300°C

<i>Li</i> ⁺	0,003	0,03	0,059	0,012
K ⁺	0,008	0,018	0,067	0,003
<i>Na</i> ⁺	0,164	0,229	0,669	0,193
<i>Nb</i> ⁵⁺	0,075	0,014	0,095	0,114
Ta ⁵⁺	0,035	следи	0,001	0,005
Cl ⁻	0,0	0,408	0,607	0,0
F ⁻	0,037	0,0	0,0	0,024
HCO ₃ ⁻	0,506	0,509	2,782	0,686
SO ₄ ²⁻	0,065	0,0	0,0	0,0
минерали- зация	0,893	1,208	4,28	1,037
CO ₂	2,270	5,981	7,353	2,616
H ₂ O	95,96	92,80	88,293	96,36

Интервал температур 300-400°C

<i>Li</i> ⁺	0,032	0,031	0,341	0,011
K ⁺	0,037	0,014	0,274	0,0
<i>Na</i> ⁺	0,584	0,344	2,588	0,406
<i>Ta</i> ⁵⁺	0,227	0,048	1,104	0,212
Ta ⁵⁺	0,238	0,0	0,014	0,019
Cl ⁻	0,0	0,493	0,0	0,0
F ⁻	0,107	0,022	0,0	0,057
HCO ₃ ⁻	1,434	0,816	12,011	1,532
SO ₄ ²⁻	0,451	0,0	0,0	0,0
минерали- зация	3,11	1,768	16,332	2,237
CO ₂	1,873	3,88	4,922	2,132
H ₂ O	94,890	94,320	78,758	95,640

Продолжение таблицы

I	2	3	4	5
Интервал температур 400-500°C				
Li ⁺	0,053	0,115	0,384	0,042
K ⁺	0,245	0,122	0,499	0,167
Na ⁺	0,725	0,907	3,927	0,292
Ta ⁵⁺	1,226	0,077	1,310	0,418
Ta ⁵⁺	0,626	0,001	следи	0,021
Cl ⁻	0,0	0,860	3,333	0,0
F ⁻	0,448	0,030	0,0	0,105
HCO ₃ ⁻	4,028	0,999	14,580	2,198
SO ₄ ⁻²	1,207	0,477	0,0	0,0
минерализация	8,556	3,588	24,033	3,843
CO ₂	3,683	6,840	11,097	5,061
H ₂ O	87,720	89,620	64,874	91,090
Интервал температур 500-600°C				
Li ⁺	0,192	0,048	0,155	0,439
K ⁺	1,086	0,532	2,601	0,291
Na ⁺	1,067	2,756	3,055	2,886
Na ⁵⁺	1,207	0,352	7,582	0,730
Ta ⁵⁺	0,783	0,003	следи	0,048
Cl ⁻	0,0	1,124	0,0	0,0
F ⁻	1,235	0,483	0,0	0,365
HCO ₃ ⁻	8,116	2,939	43,885	10,324
SO ₄ ⁻²	1,485	0,771	0,0	0,0
минерализация	15,171	9,008	57,278	15,083
CO ₂	0,959	1,190	5,091	4,454
H ₂ O	83,85	89,740	37,631	80,460

лась в ходе кристаллизации кварца. В кварце из апографической зоны общая минерализация растворов включений понизилась от 15,2 до 0,9 вес.%; из блоковой — от 9,0 до 1,2 вес.%; из ядерной — от 57,3 до 4,3 вес.%; из кварц-мусковитового комплекса — от 15,1 до 1,0 вес.%.

Обращает на себя внимание высокая степень минерализации растворов во включениях кварца из ядерной зоны. При 600°C она достигала 57,3 вес.%.

В составе жидкой фазы включений в кварце из апографической зоны обнаружены бикарбонаты, фториды и сульфаты щелочных металлов, тантала и ниобия. Здесь содержание фторидов и сульфатов в отличие от других зон максимально, хлориды отсутствуют.

Для растворов блокового кварца характерно присутствие хлоридов, бикарбонатов и частично в начальные этапы кристаллизации блоковой зоны сульфатов и фторидов щелочных металлов и ниобия. Тантал присутствует в ничтожных количествах (до 0,001 вес.%).

Жидкая фаза включений в кварце из кварц-мусковитового комплекса представлена бикарбонатами и фторидами. Хлориды и сульфаты не обнаружены. В растворе включений, отвечающих температуре 600°C, присутствует наибольшее из всех исследованных проб пегматита количество лития (0,44 вес.%).

Растворы включений ядерного кварца обогащены солями бикарбонатов и хлоридов щелочных металлов и ниобия, концентрация которых достигает во включениях максимальных размеров. Тантал присутствует лишь в виде "следов", фтор и сульфат-ион не обнаружены ни в одном растворе.

Изменение концентрации CO₂ во включениях кварцев из различных зон пегматита в процессе кристаллизации имеет переменный характер. В интервале температур от 600 до 500°C содержание CO₂ возрастает, достигая максимума при 500°, затем наблюдается спад в интервале 500-400° и снова увеличение в интервале от 400 до 300°.

В ы в о д ы

1. Растворы включений в кварцах редкометального пегматита характеризуются относительно невысокой минерализацией, исключение составляет ядерный кварц, растворы включений которого наиболее концентрированы.

2. В пределах каждой зоны пегматита наблюдается четкое уменьшение концентрации растворов включений в ходе кристаллизации кварца.

3. В процессе формирования апографической и ядерной зон менялось соотношение галогенидов. Растворы внешней апографической зоны имеют фторид-сульфат-бикарбонатный состав, а растворы внутренней ядерной зоны - хлоридно-бикарбонатный.

4. Бикарбонаты присутствуют в наибольших количествах во всех зонах и являются, по-видимому, главными участниками минералообразования.

5. Отмечается повышенное содержание редких элементов (лития, ниобия) в жидкой фазе включений из центральных зон пегматита. Однако для тантала характерно уменьшение его содержания во включениях в кварце от внешних зон пегматита к ядру, и его концентрация во всех растворах значительно ниже концентраций ниобия.

6. Во всех включениях присутствует углекислота, её содержание во включениях ядерного кварца максимальное.

Автор признателен М.Ю.Михайлову и А.С.Суржо за активную помощь в проведении анализов.

ЛИТЕРАТУРА

БАЗАРОВ Л.Ш. Изменение физико-химических условий в процессе формирования пегматитов Центрального Казахстана.- В кн.: Минералогическая термометрия и барометрия, т. 1. Новосибирск, "Наука", 1968, с. 70-78.

БАЗАРОВ Л.Ш., СУРЖО А.С., ОРЛОВА Л.М. Химический состав водной фазы включений растворов-расплавов в сподуменах.- В кн.: минералогия эндогенных образований. Новосибирск, 1975. (Тр. ЗСОВМО, вып. 2.

БАЗАРОВ Л.Ш., МИХАЙЛОВ М.Ю. Определение содержания воды (H_2O) и углекислоты (CO_2) во включениях в минералах.—В кн.: Минералогия эндогенных образований. Новосибирск, 1975. (Тр. ЗСОВМО, вып. 2).

ЕРМАКОВ Н.П. Исследование минералообразующих растворов. Харьков, 1950, 459 с.

УДК 549.1

Ю.А. Долгов

МОБИЛИЗАЦИЯ БЕРИЛЛИЯ, ТИТАНА И ДРУГИХ ЭЛЕМЕНТОВ ПРИ ОБРАЗОВАНИИ СЛЮДЯНЫХ ПЕГМАТИТОВ

В последнее время изучение распределения различных элементов вблизи от места их локализации приобретает особый смысл. Еще совсем недавно усилия исследователей были направлены на изучение распределения элементов и их соединений в зонах измененных пород, которые захватывали сравнительно небольшие участки от стенок жил. Отбор проб для анализов за зонами измененных пород считался бесполезным,

так как большинство исследователей считали бесперспективным способ локализации рудного и жильного вещества за счет выноса его из вмещающих пород.

Подавляющее большинство концепций локализации рудного вещества опирались на пульсационную гипотезу С.С.Смирнова. В последнее время эта гипотеза утрачивает свое господствующее значение, т.к. не может показать многих фактов, провозглашенных ею. Неясности касаются основных деталей этой модели рудообразования. Так, например, никто не знает, что собой представляют рудогенерирующие очаги, каковы признаки рудоподводящих каналов, как и в силу каких причин отлагается рудное вещество и многие другие вопросы.

Для поддержки основного принципа - выноса рудных компонент из магматического очага, привлекались различные объяснения, но все же стало давно ясно, что большинство рудных жил - слепые трещины, а возникновение некоторых из них происходило после раокристаллизации магматического очага. Таким образом - связь рудных жил с магматическим очагом - недоказуема, или в большинстве случаев можно доказать, что она просто отсутствует.

Начиная с 1964 г., была предложена новая модель рудообразования, основные принципы действия которой возникли из изучения включений в минералах.

Накопление наблюдений началось с того, что вторичные включения, как правило, имеют более низкую гомогенную плотность (меньшую степень заполнения), пониженные по сравнению с первичными включениями, температуры гомогенизации и пониженные давления. Все эти отклонения от некоего эволюционного фона развития параметров рудообразующих растворов показывают, что причиной охлаждения, понижения давления и плотности были унаследованы приоткрывания трещин в процессе охлаждения пород, прогретых магматическим теплом или в процессе охлаждения и растрескивания ракристаллизованных магматических пород. Контракция и тектонические напряжения - две основные причины механических перемещений твердых, жидких и газообразных веществ в земной коре. Адиабатическое расширение является причиной снижения температур, давлений и плотностей рудообразующих растворов в трещине. Создаются градиенты этих параметров.

Трещина, в которой происходит накопление рудного и жильного вещества вступает в теплообмен и массообмен с вмещающими породами. Для восстановления давления и плотности в системе трещина и поры вмещающих пород развивается массообмен под действием градиента давления от пор вмещающих пород к трещине. В этом же направлении от вмещающих пород к трещине по порам движутся летучие компоненты частично сепарируясь по закону Льюиса-Рендалла. Летучие переносят рудные и нерудные компоненты и отлагают их в трещине - области пониженных температур. Нет необходимости детализировать весь процесс. Отметим только, что он по всем параметрам однозначно подтверждается включениями в минералах. Имея в руках доказанный механизм, возбуждающий перемещение руд-

ного вещества из вмещающих пород и отложение его в трещине, возникла необходимость проверить масштабы выноса рудного вещества.

Для этого проведены аналитические и расчетные работы, которые показали, что действительно вынос рудного вещества из вмещающих пород в трещину идет всякий раз после приоткрывания трещин. При самом обычном (кларковом) содержании вещества происходит его вынос и отложение в количествах, достаточных для образования промышленных рудных жил. Иногда вынос рудного вещества носит избирательный характер и тогда создается впечатление о привносе его снизу (из магматического очага). На самом деле вынос идет по трещине из области более концентрированных, более высокотемпературных растворов, или из области, обладающей большей пористостью и большим содержанием рудного компонента. Извлечение должно быть одинаковым при равных свойствах и состояниях вмещающих пород, а также равномерном содержании рудного компонента.

Однако это далеко не всегда соблюдается и интенсивность выноса меняется и по падению и простиранию рудонакопляющей трещины.

Преыдушие измерения были проведены для фтора, свинца, цинка, меди, молибдена, вольфрама, золота, железа и других элементов. Большой интерес представляла подвижность бериллия. Общее мнение сводилось к очень незначительной подвижности бериллия. Для проверки этого предположения было исследовано несколько разрезов через бериллсодержащие жилки мамских пегматитов. Пробы, отобранные по разрезу, представлены В.М.Макагоном. Спектральные анализы показали вынос бериллия из вмещающих пород, который может объяснить его повышенное содержание в пегматитовой жиле. Интересно, что вместе с бериллием в жиле накапливается в больших количествах олово. Поведение этих двух элементов аналогично. Из других элементов оригинально ведет себя титан. В одном случае его содержание совсем не повышает по направлению от вмещающих пород к жиле, а в другом случае, присутствуя во вмещающих породах в количестве 0,2-0,4%, он совершенно отсутствует в пегматитовой жиле. Такую же картину в этом случае высокотемпературной локализации показывает цинк. Содержание его резко падает в пегматитовой жиле. В берилле из пегматитовой жилы были изучены

включения. Они оказались представлены расплав-растворными и просто газовой-жидкими при отсутствии углекислых и солевых включений. Температуры гомогенизации от 400 до 600°C показывают, что температуры кристаллизации не были выше 700°C. Но интересно, что по данным включений берилл кристаллизуется не только из "растворов в расплаве", но и из обычных жидких растворов. Это было известно при изучении включений в вольтских бериллах, а сейчас подтверждено синтезом изумрудов из гидротермальных растворов.

УДК 553.411

С.К. К н ы ш

ВЕРТИКАЛЬНАЯ ЗОНАЛЬНОСТЬ ЗОЛОТОГО ОРУДЕНЕНИЯ
В ОДНОМ ИЗ РАЙОНОВ ВОСТОЧНОГО САЯНА
ПО ДАННЫМ ТЕРМОБАРОГЕОХИМИИ

При оценке перспективности оруденения на глубину и решении вопросов связанных с его генезисом важным является не только сам факт существования эндогенной зональности, но и её причины. В зависимости от того с какой позиции объясняется зональность оруденения, совершенно по разному решаются и эти вопросы. Наиболее полно различие взглядов на причины зональности нашло своё отражение в материалах Пражской конференции 1963 г. и в ряде других работ.

Для месторождений, которые расположены в юго-восточной части Восточного Саяна проблема зональности золотого оруденения обсуждалась на страницах немногочисленных работ. Согласно представлениям В.В.Левитского (1966) зональность оруденения в пределах отдельных рудных полей и узлов объяснялась во многом литологическими особенностями вмещающих пород и составом интрузивных образований близких по возрасту к оруденению.

Другую точку зрения по этому вопросу высказал Г.А.Феофилак-

тов (1970), который основной причиной зональности считает степень дифференциации растворенных компонентов в зависимости от длины путей миграции растворов каждой минеральной зоны.

В настоящее время для решения вопросов зональности широко привлекаются данные по термобарогеохимии, поэтому приводимый ниже фактический материал представляет определенный интерес. Геологическая позиция района отражена во многих опубликованных работах (Левицкий, 1966; Авдонцев, 1967; Феофилактов, 1970 и др.) и определяется расположением в пределах Гаргано-Бутугольской антиклинальной зоны. Рудные тела месторождений локализируются в мощной зоне катаклаза северо-западного простирания и относятся к типично гидротермально-жильному типу с мало- до умеренно сульфидной по Н.В.Петровской формацией руд. Вмещающими породами для кварцевых жил являются чаще всего гнейсо-плагиограниты китойского, реже гранитоиды холбинского комплексов, известняки, сланцы и доломиты монгошинской свиты. Парагенетически золотое оруденение связывается с холбинским интрузивным комплексом, возраст которого определяется как нижнепалеозойский (Феофилактов, 1970 и др.).

Все изученные месторождения сформировались в одинаковых тектонических условиях. В рудном процессе выделяется четыре стадии (или ступени) минералообразования: I - стадия темно-серого безрудного кварца; 2 - стадия серого, светло-серого с пиритом кварца (слабо золотоносная); 3 - золото - кварц - полиметаллическая (продуктивная) и 4 - кварц - карбонатная (заклучительная). Эта схема выдерживается на всех месторождениях.

Продуктивная минеральная ассоциация представлена в основном сульфидами (пирит, пирротин, сфалерит, халькопирит, галенит, блеклые руды), теллуридами, золотом, серебром и кварцем. Эндогенная зональность рудного узла выражена в изменении количественного соотношения сульфидов в рудных телах месторождений. По преобладанию тех или иных сульфидов в кварцевых жилах выделяется четыре минеральных типа, связанных с формированием одной продуктивной стадией рудного процесса. Этим типам соответствуют четыре минеральных зоны: а) пирит - халькопирит - сфалерит - галенитовая; б) галенит - блеклорудная; в) галенит - теллуридовая; г) серебро - пирит - сфалерит - галенитовая. Число прост-

ранственная разобщенность минеральных зон, отсутствие каких-либо взаимопересечений или наложения выделенных типов минерализации являются доказательством того, что данные минеральные типы представляют собой продукты единой стадии минерализации. Не выясненным остается вопрос о взаимном их переходе по падению рудных тел.

Анализ распределения минеральных типов в пространстве показывает, что первый характерен для месторождений расположенных в северо-западной части рудного узла (Зун-Холбинское, Барун-Холбинское, Водораздельное, Сумсу-Нурское). В вертикальном разрезе рудные тела месторождений распложены на самых нижних гипсометрических уровнях (рис. 1). В центральной части рудного узла развиты второй и третий минеральные типы. Они характеризуются рудами Ильчирского, Динамитного, Зеленого, Пионерского, Сямартинского, Гранитного, Золотого и Среднего месторождений. Эрозионным срезом рудные тела этих месторождений вскрыты на 22-25-горизонтах. Четвертый минеральный тип распространен в юго-восточной части и представлен золото-серебряными рудами Зун-Оспинского, Сфалеритового и Штокверкового месторождений, которые занимают самые высокие гипсометрические уровни (горизонты 24-26). Наблюдаемая в плане горизонтальная зональность золотого оруденения является, как видно из фиг. 1, отражением вертикальной зональности.

Данные термобарогеохимических исследований газово-жидких включений в кварцах определенным образом указывают на то, что причиной закономерного распределения минеральных типов в вертикальном разрезе являются физико-химические условия образования, главным образом - температура.

На рис. 2 отчетливо устанавливается постепенное падение температуры декрепитации кварцев различных типов минерализации с уменьшением глубины залегания рудных тел. При этом, первый тип (пирит-халькопирит-сфалерит-галенитовый) формируется из растворов, температура которых составляла 320-280°C. Выше по падению с постепенным падением температуры он сменяется вторым и третьим типом (галенит-блеклорудный и галенит-теллуридовый). И самые низкие температуры декрепитации устанавливаются для золото-серебряных руд Зун-Оспинского, Штокверкового и Сфалеритового месторождений.

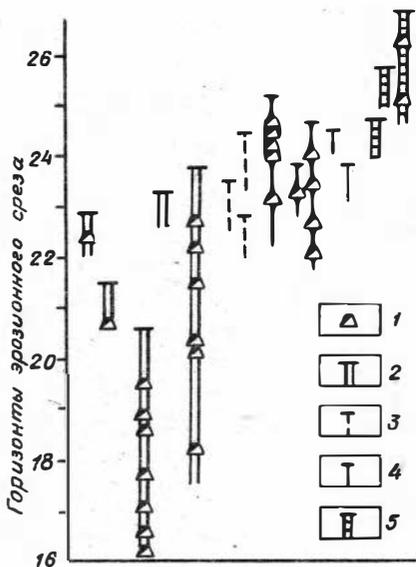


Рис. 1. Схема расположения продуктивных минеральных типов в вертикальном разрезе. Условные обозначения: I - штольневые горизонты; 2 - пирит-халькопирит-сфалерит-галенитовая зона; 3 - галенит-блеклорудная зона; 4 - галенит-теллуридная зона; 5 - серебро-пирит-сфалерит-галенитовая зона

Данные гомогенизации газовой-жидких включений (рис. 3) не только подтверждают выявленную закономерность, но и показывают, что в начальные и конечные стадии (или ступени) рудного процесса изменчивость температурного поля по вертикали была различной.

Постепенное изменение температуры теплового поля в момент проявления продуктивной стадии явилось главной причиной дифференциации рудных компонентов одной порции гидротермального раствора. Результатом этого явилось закономерное расположение по восстанию разных минеральных типов продуктивной ассоциации. Данный вывод подтверждается также соответствующим изменением полупроводниковых свойств пирита (рис. 4).

Для изучаемых месторождений золота эмпирически установлена смена дырочной проводимости пирита на электронно-дырочную и электронную в направлении от месторождений залегающих в верхних частях эрозионного среза к нижним. Анализируя изменение доли

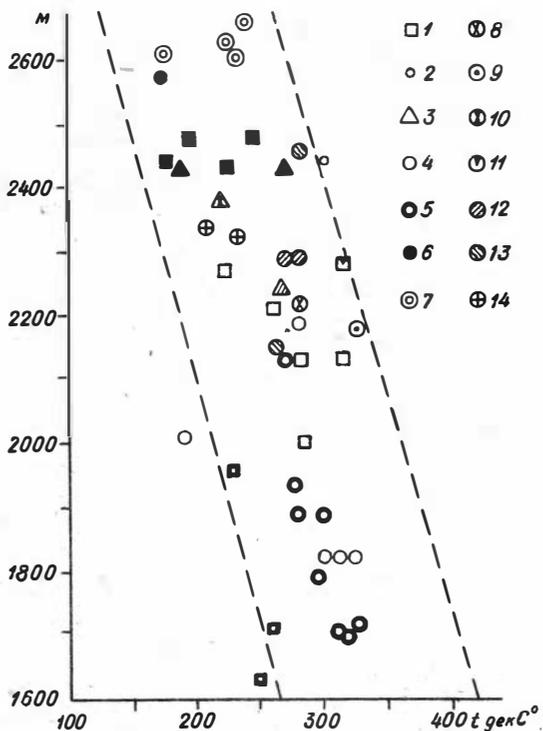


Рис. 2. Изменение температуры декрепитаций продуктивного кварца от глубины эрозионного среза.

I - пирит-кварцевые; 2 - кварц-полиметаллические; 3 - кварц-теллуридовые жидки. Месторождения: 4 - Зун-Холбинское; 5 - Барун-Холбинское; 6 - Пионерское; 7 - Зун-Оспинское; 8 - Золотое, Среднее; 9 - Влдораздельное; 10 - Самартинское, Гранитное; 11 - Новое; 12 - Ильчирское; 13 - Зеленое, Динамитное; 14 - Сумсу-Нурское

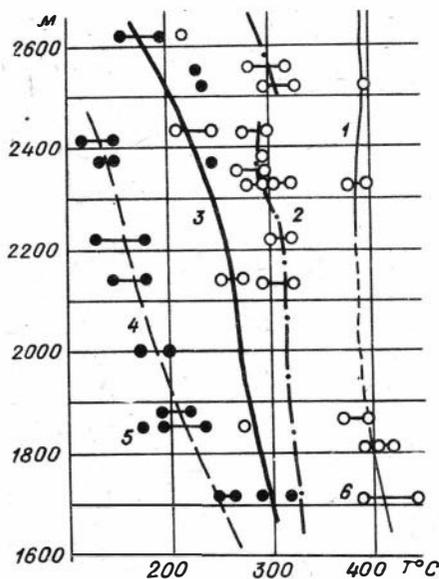


Рис. 3. Зависимость температуры гомогенизации газожидких включений в кварцах различных стадий от глубины эрозионного среза.

1 - темно-серый безрудный кварц; 2 - пирит-кварцевая стадия; 3 - золото-кварц-полиметаллическая стадия; 4 - кварц-карбонатная стадия; 5 - интервал гомогенизации.

электронной (D_n) и дырочной (D_p) проводимости пирита в зависимости от глубины эрозионного среза (рис. 4) можно отметить следующие особенности. Пириты из рудных тел Зун-Оспинского, Штокверковского месторождений, залегающих в верхних (26-27) горизонтах обладают существенно дырочной ($D_p = 84,5\%$) проводимостью и характеризуются наибольшей величиной отношения $D_p : D_n = 5,45$. С понижением абсолютных отметок доля (p) - проводимости уменьшается скачкообразно и на горизонте 23,5 отношение $D_p : D_n = 1,07$. Ниже горизонта 23 доля (p) - проводимости резко снижается, а доля (n) - проводимости увеличивается. На этих же уровнях устанавливаются пириты с "нулевой" проводимостью, доля которых достигает максимума (43,7%) на горизонте 22. Для этого горизонта характерны пириты из жил Зун-Холбинского, реже Кварцевого и Водораздельного месторождений. Пириты самых нижних горизонтов характеризуются преобладанием (n) - пиритов. Отношение $D_p : D_n$ составляет 0,74-0,14.

На четкую зависимость термоэлектрических свойств пирита от

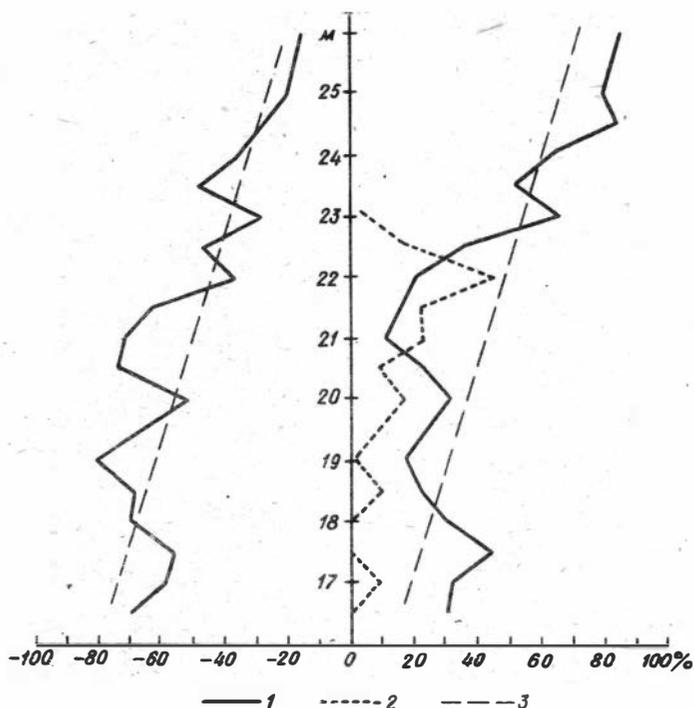


Рис.4. Изменение электронной (-), дырочной (+) и "нулевой" проводимости пирита в зависимости от глубины эрозионного среза: 1 - доля электронной, дырочной проводимостей; 2 - доля нулевой проводимости. 3 - общая тенденция изменения электронной и дырочной проводимостей

градиента температур указывают многие исследователи (Горбатов, 1957; Розова, 1969 и др.).

Резюмируя выше изложенное, можно сделать следующие выводы:

I. Рудный процесс развивался многостадийно, что подтверждает основные положения известной пульсационной теории С.С.Смирнова.

2. Наблюдаемую для описываемых месторождений зональность золотого оруденения можно трактовать, как зональность отложения в пределах одной стадии рудного процесса.

3. В проявлении вертикальной зональности определенную роль сыграла, по-видимому, древняя поверхность рудообразования, а не контакт гранитной интрузии, как считает Г.А.Феофилактов.

ЛИТЕРАТУРА

АВДОНЦЕВ Н.А. Гранитоиды Барганской глыбы. Д., "Наука", 1967.

ГОРБАТОВ Г.А. Термоэлектрические свойства пирита и галенита и возможная их связь с температурой минералообразования.— В кн.: Методы исследования минерального сырья. М., ВИМС, 1957.

ЛЕВИЦКИЙ В.В. Структуры и закономерность золотого оруденения в типичном рудном поясе Сибири.— В кн.: Вопросы генезиса и закономерности размещения эндогенных месторождений. М., "Наука", 1966, с. 316–327.

РОЗОВА Е.В. Об изменчивости термоэлектрических свойств пиритов золоторудных месторождений.— "Тр. ЦНИГРИ", вып. 86, 1969.

ФЕОФИЛАКТОВ Г.А. О моноасцендентном типе эндогенной зональности вокруг рудоносной интрузии на примере Китайско-Урикского золоторудного узла (Восточный Саян).— В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Бурятской АССР, вып. XIII, Улан-Удэ, 1970.

ПРОБЛЕМЫ постмагматического образования. М., "Наука", 1965.

С.К.Кныш, Н.А.Шугурова

СОСТАВ ГАЗОВОЙ ФАЗЫ ВКЛЮЧЕНИЙ В МИНЕРАЛАХ
ИЗ НЕКОТОРЫХ ЗОЛОТОРУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ВОСТОЧНОГО САЯНА

Для большинства золоторудных месторождений вопросы генезиса останутся актуальными и по сегодняшний день. Нет единого мнения по этим вопросам и для месторождений, которые расположены в юго-восточной части Восточного Саяна в пределах Гаргано-Бутгольской антиклинальной зоны. Рудные тела месторождений локализируются вдоль контактовой полосы холбинской нижнепалеозойской интрузии (Феофилактов, 1970, Авдонцев, 1967; Левицкий, 1966; Волков, 1966) и относятся к типично гидротермально-жильному типу с мало- до умеренносурьфидной (по Н.В.Петровской, 1960, 1973) формацией руд. Парагенетически золотое оруденение связано с выше названной интрузией (Феофилактов, 1970 и др.), а по глубине образования относится к среднеглубинным. Однако, учитывая проявления в районе гидротермальной деятельности, связанной с мезозойской тектоно-магматической активизацией (Семеновский, 1966; Зилов, 1960), некоторые исследователи (Глоба, 1970; Левицкий, 1966) ставят под сомнение вывод о генетической связи оруденения только с холбинской интрузией. Широкое развитие в рудах теллуровой минерализации и наличие в отдельных случаях колломорфно-зональных текстур сближает эти месторождения, в какой-то степени, с близповерхностными.

Рудные тела залегают в гнейсо-плагиограните, граните, битуминозных известняках, углистых сланцах, лиственитах или же на их контактах (табл. I). По составу руды относятся к трем продуктивным минеральным ассоциациям: золото-кварц-полиметаллической; золото-пирит-кварцевой с теллуридами и золото-серебряно-кварц-полиметаллической. Пространственно минеральные ассоциации совпадают. В нижней части вертикального разреза (горизонт 1705-2200 м) вскрыты руды Барун-Холбинского, Зун-Холбинского и Сумсу-Цурского месторождений, представленные золото-кварц-полиметаллической минеральной ассоциацией. Выше (горизонт 2300-2500м)

СОСТАВ ГАЗОВОЙ ФАЗЫ (об.%) ИНДИВИДУАЛЬНЫХ ВКЛЮЧЕНИЙ В МИНЕРАЛАХ ЗОЛОТОРУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Таблица I

№ п/п	Месторождения	Минеральные ассоциации и вмещающая порода	Т том С	D Пузыря, взятого на анализ	Концентрация в объемных %											
					H ₂ S, SO ₂ NH ₃ , HF, HCl	CO ₂	CH ₄	CO	H ₂	H ₂ + p.r.						
1	Зун-Ооцимское 5214 -"-	Золото-серебро-кварц-полиметаллическая	200	0,0066	74,5	29,0	25,15	-	-	-						
340			0,0114	30,0							15,0	26,0				
390			0,0198	-							-	11,0				
4	6653 6653 6633 -" -"	Рудные тела залегают в контакте дакритов и гранатов	265	0,0312	-	-	-	-	-	100,0						
265			0,018	-	-	-	-	-	100,0							
340			0,0174	-	36,5	-	25,5	14,5	23,5							
340			0,0192	-	33,5	-	-	-	20,0	46,5						
385			0,0126	-	-	-	47,0	29,0	24,0							
9	Ключ Золотой 41a -"	Золото-пирит-кварцевая с о теллуридами	260	0,0066	74,0	88,0	26,0	-	-	-						
305			0,012	88,0							12,0	-				
380			0,012	88,0							12,0	-				
10	12 12	Гнейсоплагиограниты в контакте с известняками	430	0,0144	-	-	-	42,0	-	58,0						
13			Сумоу-Нурское	160	0,0216	96,5	-	-	-	-	3,6					
14	5095 -"	Граниты	195	0,0108	-	92,0	-	-	-	100,0						
15			275	0,015							-	-	-	8,0		
16	Зун-Холбиное 5517 -" -" -" 5553 -" -"	Золото-кварц-полиметаллическая Битуминозные известняки, сланцы, граниты, гранодиориты	128	0,0168	73,5	-	11,0	13,0	2,5	-						
17			170	0,0102							96,0	4,0	-			
18			200	0,0294							57,0	-	12,5	-	30,5	
19			320	0,0156							100,0	-	-	-	-	
20			320	0,0096							100,0	-	-	-	-	
21			135	0,0102							31,0	-	24,5	17,5	-	15,0
22			170	0,012							94,0	-	6,0	-	-	
23			260	0,009							35,5	-	25,5	-	-	39,0
24			Барун-Холбиное 5687 5137a -" -" -"	Золото-кварц-полиметаллические граниты, гнейсоплагитограниты							220	0,0114	85,5	-	14,5	-
25	375	0,012			100	-	-	-								
26	320	0,0258			97,5	-	-	-	2,5							
27	380	0,0108			-	-	-	-	100,0							
28	380	0,008			100,0	-	-	-	-							
29	430	0,015			82,5	9,5	-	-	8,0							

Примечание: аналитик Л.А.Шохозова

залегают руды Пионерского, ключа Золотого месторождений, а для верхней части разреза (горизонт 2500–2600 м) характерно золото-серебряно-кварц полиметаллическая ассоциация Зун-Оспинского месторождения.

Авторами предпринята попытка изучения газового состава гидротермальных растворов, сформировавших золотое оруденение, по газовой-жидким включениям в минералах. Изучение было проведено методом ультрамикрочимического газового анализа индивидуальных включений. Принципы и обоснования этого метода изложены в ряде работ (Шугурова, 1965, 1968; Долгов, Шугурова, 1966). Результаты анализа приведены в табл. I. Анализируя данные, можно отметить, что газовый состав гидротермальных растворов по своему составу прост и представлен углекислотой (в сумме с кислыми газами), азотом (в сумме с редкими газами), водородом, углеводородами и окисью углерода. Их содержание не постоянно и варьирует в широких пределах. Наибольшим распространением пользуются кислые газы (в сумме с углекислотой). Они установлены в 82,1% от общего числа проб (рис. I). Содержание кислых газов с углекислотой составляют в среднем 65,6%. На широкое участие углекислоты указывают также газовой-жидкие включения с жидкой фазой CO_2 . В меньшем количестве проб (60,7%) присутствует азот (в сумме с редкими газами). Среднее значение содержания азота значительно меньше, чем для включений из близповерхностных и среднеглубинных месторождений (фиг. I). Спорадически отмечаются углеводороды (с частотой 39,2%), окись углерода (25%) и водород (21,4%). Среднее содержание их во включениях низкие и не превышают 6,7 объемных процентов. Совершенно не обнаружен в анализируемых пробах кислород.

Сопоставляя состав газовой фазы включений по отдельным месторождениям, можно отметить, что углеводороды чаще устанавливаются в месторождениях, залегающих в битуминозных известняках и углестых сланцах (Зун-Холбинское) или в незначительном удалении от последних (ключ Золотой). Для месторождений, залегающих в кислых интрузивных породах углеводороды отмечаются спорадически (Зун-Оспинское, Барун-Холбинское, Сумсу-Нурское). Обращает на себя внимание увеличение азота (в сумме с кислыми газами), водорода и уменьшения углекислоты от более глубоинных месторожде-

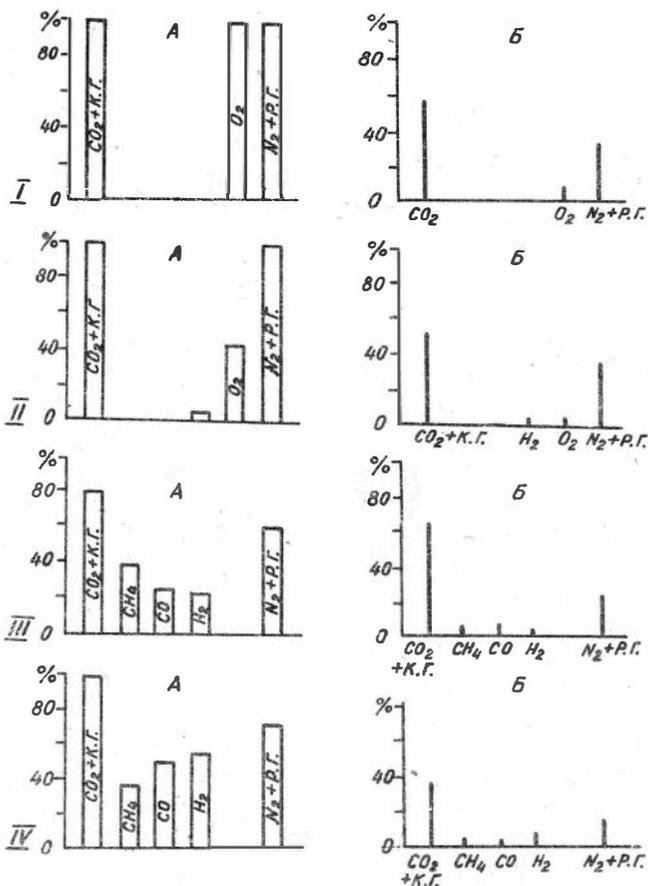


Рис. 1. Гистограммы распределения (а) и средние значения (б) составляющих газовой фазы включений из минералов

I - Золото-серебряные (Агатовское, Хаканджинское, Карамкенское). II - Золоторудное (Беркульское). III - Золоторудные (юго-восточная часть Восточного Саяна). IV - Полиметаллические (Вавидовское, Тишинское, Рубцовское)

ний (Барун-Холбинское, Зун-Холбинское) к менее глубинным (Зун-Оспинское). Подобное изменение состава газовой фазы отмечает также Н.И. Андрусенко (1975) для продуктивных минеральных ассоциаций Балейского месторождения. Из сравнения гистограмм распространения составляющих газовой фазы изученных месторождений с гистограммами состава близповерхностных золото-серебряных (Агатовское, Хаканджинское, Карамкенское - Гончарова, Шугурова, 1973), среднеглубинных (Берикульское - Рослякова и др., 1976) и полиметаллических месторождений Рудного Алтая (Вавиловское, Тишинское, Рубцовское - Гибшер, Шохонова, 1975) можно сделать следующие выводы:

а) Газовый состав минералообразующих растворов, сформировавших рудные тела месторождений Урик-Китойской зоны является азотно-кислым.

б) Для описанных месторождений в отличие от близповерхностных и среднеглубинных характерно отсутствие кислорода и присутствие H_2 , CO_2 , углеводородов. Среднее значение концентраций CO_2 (в сумме с кислыми газами) больше.

в) По качественному набору составляющих газовой фазы месторождений Урик-Китойской зоны близки к полиметаллическим месторождениям Рудного Алтая, но отличаются от последних меньшими концентрациями CO_2 , азота (в сумме с редкими газами).

ЛИТЕРАТУРА

АВДОНЦЕВ Н.А. Гранитоиды Гарганской глыбы. Д., "Наука", 1967, 99 с.

ВОДКОВ Д.С. Металлогения Гарганского срединного массива (Вост.Саян). - В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Бурятской АССР, вып. 10. Улан-Удэ, 1966, с. 26-40.

ГИБШЕР Н.А., ШОХОНОВА Л.А. Состав газовой фазы включений в минералах из сульфидных месторождений Рудного Алтая. - В кн.: Термобарогеохимическая и генетическая минералогия. Новосибирск, 1975, с. III-III4.

ГОНЧАРОВ В.И., ШУГУРОВА Н.А. Состав летучих компонентов гидротермальных растворов близкоповерхностного типа (на примере

золото-серебряных месторождений северо-востока СССР).—Геохимия, 1973, № 10, с. 1583-1585.

ГОНЧАРОВ В.И., СИДОРОВ А.А., ЛИТВИН О.Н. Газовый состав гидротерм вулканогенных месторождений.— В кн.: Тезисы докладов У Всесоюзного совещания по термобарогеохимии. Уфа, 1976, с.180-181.

ГЛОБА В.А. Некоторые структурные и петрохимические черты палеозойского магматизма Урикско-Китойского золоторудного района Восточного Саяна.— В кн.: Вопросы геологии месторождений золота. Томск, 1970, с. 115-123.

ДОЛГОВ Ю.А., ШУГУРОВА Н.А. Исследование состава индивидуальных включений.— В кн.: Материалы по генетической и экспериментальной минералогии. Т. IV, Новосибирск, "Наука", 1966, с. 163-173.

ЗИЛОВ А.Р. К вопросу о мезозойских интрузивных образованиях гранитоидов в Центральной части Восточного Саяна.— В кн.: Материалы совещания по расчленению гранитоидов Забайкалья. Улан-Удэ, 1960, с. 164-167.

ЛЕВИЦКИЙ В.В. Структуры и зональность золоторудного оруденения в типичном рудном поясе Сибири.— В кн.: Вопросы генезиса и закономерности размещения эндогенных месторождений. М., "Наука", 1966, с. 316-327.

ПЕТРОВСКАЯ Н.В. Характер золотоносных минеральных ассоциаций и формаций золотых руд СССР.— В кн.: Генетические проблемы руд. М. 1960, с. 145-159, (МГК, XXI сессия. Докл. сов.геол. № 16).

ПЕТРОВСКАЯ Н.В. Самородное золото. М., "Наука", 1973, 347с.

РОСЛЯКОВА Н.В., ЦИМБАЛИСТ В.Г., ШУГУРОВА Н.А. Состав рудообразующих растворов Бериккульского золоторудного месторождения.— В кн.: Генетические типы и закономерности размещения месторождений золота Дальнего Востока. Новосибирск, 1976, с. 64-71.

СЕМИНСКИЙ Ж.В. О проявлении мезозойского тектономагматического цикла на территории Восточного Саяна.— В кн.: Вопросы генезиса и закономерности размещения эндогенных месторождений. М., "Наука", 1966, с. 348-353.

ФЕОФЛАКТОВ Г.А. О генетической связи золотого оруденения с гранитоидными массивами Китойско-Урикского рудного узла (Вос-

точный Саян).— В кн.: Рудоносность и структуры рудных месторождений Бурятской АССР. Улан-Удэ, 1970, о. 90-100.

ШУТУРОВА Н.А. О методике ультрамикрoхимического газового анализа индивидуальных включений в минералах.— В кн.: II Всесоюзное совещание по геотермобарометрии. Новооибирок, 1965, о. 97-98.

ШУТУРОВА Н.А. Химические обоснования методики газового анализа индивидуальных включений в минералах.— В кн.: Минералогическая термометрия и барометрия, Т. 2. М., "Наука", 1968, о. 18-23.

УДК 553.411:548,4/571.17/

В.А.Будыльников, Н.П.Денисенко, Т.А.Андреева

ТЕМПЕРАТУРНЫЕ УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ КВАРЦЕВЫХ ЖИЛ
ЦЕНТРАЛЬНОГО ЗОЛОТОРУДНОГО ПОЛЯ
(КУЗНЕЦКИЙ АЛАТАУ)

Центральное рудное поле расположено внутри одноименного гранитоидного плутона лакколитообразной формы, полого погружающегося на юг к Кузнецкому глубинному разлому. Оно вытянуто в меридиональном направлении и включает обособленные рудные участки, сформированные в местах пересечения субмеридионального Мартайгинского разлома с поперечными трещинными зонами. Участки Октябрьский, Центральный, Юбилейный, Хребтовый и другие развиты в пределах относительно слабо эродированного гранодиоритового ядра плутона, а Варваринский и Бурлевский — в южной эвадоконтактной зоне, сложенной гибридными диоритами и примыкающей к глубинной "ножке" плутона.

Д.А.Тимофеевский различает пять стадий рудообразования:

1) черный и серый кварц, пирит, молибденит; 2) белый и серый кварц, апатит и др.; 3) мелкозернистый мозаичный и шестоватый

Таблица I

Результаты изучения включений методами термобарогеохимии

Рудный участок	цвет	Температура (°C)			Декре- пит. актив- ность	Содержание газа * $\frac{\text{см}^3}{\text{кг}}$			
		гомо- гени- зации	замер- зания	декрепи- тации		H ₂	CO ₂	CH ₄	Всего
Октябрьский	б с	160-240	4,2-4,6	200-360 240-380	26	1,7	6,2	0,2	8,1
Центральный	б с	190-290 210-310	4,6-5,9	- -	- -	3,0	7,9	0,1	11,0
Юбилейный	б с	210-320 210-330	5,1-6,1	- -	- -	5,8	3,7	-	9,5
Хребтовый	б с	140-240	3,4-3,7	180-280 220-300	51 107	1,2	4,6	0,1	5,9
Варваринский	б с	240-320	6,1-6,5	340-390 300-400	55 82	0,7	1,1	-	1,8
Бурлевский	б с	250-360	6,6-6,7	300-400 320-400	38 55	1,2	0,4	-	1,6

* Состав газов включений исследовался валовым хроматографическим методом

кварц, пирит, шезлит, арсенопирит и др.; 4) фломбоидальный кварц, пирит, сфалерит, галенит, висмутин, золото и др.; 5) халцедоно-видный кварц, кальцит, пирит. На юге поля в составе рудных жил преобладают ранние минеральные ассоциации, а на севере — поздние. Кварц южного фланга поля, по сравнению с северным, сильно обогащен примесью хрома, ванадия, никеля, кобальта, меди и обеднен примесью мышьяка, цинка, свинца, сурьмы, ртути, серебра и щелочей (калий, натрий). В направлении с севера на юг поля отмечается снижение продуктивности жил, сокращение количества сульфидов в них, а так же увеличение крупности зерен золта и повышение его пробы.

Изменяются и термолуминесцентные свойства кварца (I). Кварц самого северного Октябрьского участка имеет преимущественно двухпиковый характер свечения. На этом участке отмечаются наиболее высокие показатели интенсивности термовысвечивания кварца и самые низкие значения температур начала его свечения, первого и второго пиков. По мере продвижения в южном направлении в рудных участках происходит постепенное понижение значений интенсивности свечения и повышение температур ТЛ кварца.

Термодинамические параметры кварцево-сульфидных жил определялись посредством исследования первичных газовой-жидких включений в белом (б) и сером (с) кварце методами двойной гомогенизации, декрепитации и валовым газовым анализом.

Результаты изучения включений сведены в таблицу.

Включения в кварце распределены неравномерно, чаще в виде пятен и струй, иногда по зонам роста кристаллов. Включения мелкие — от субмикроскопических до 0,001 мм, по форме эллипсовидные округлые, неправильно ограниченные, идиоморфные. Идиоморфность включений в кварце растет от южного фланга рудного поля — к северному. Включения, в основном, двухфазовые, относящиеся к классу жидких (2). На Бурлевском участке встречаются иногда трехфазовые включения, содержащие минерал-"узник", гомогенизирующийся до газового пузырька. На Октябрьском участке трехфазовые включения содержат жидкую углекислоту.

По характеру гомогенизации и агрегатному состоянию включений можно полагать, что кварцевые жилы были сформированы из остывающих гидротермальных растворов, в стадию развития водного

флюида при значительном перепаде температур (340–160°C). На простой температурный режим формирования кварцевых жил указывает соотношение газовой и жидкой фаз. Газовая фаза составляет обычно 7–18% от всей вакуоли и гомогенизируется всегда в жидкую фазу. Небольшая величина газовой составляющей указывает на невысокие температуры образования жил.

Используя зависимость растворимости кварца от температуры, можно высказать предположение о том, что более глубинные прикорневые части кварцево-жильных систем южного фланга рудного поля были сформированы из наиболее концентрированных растворов и с большей скоростью, чем слабо эродированные жилы северного фланга поля. С понижением температуры гидротермальные растворы обогащаются углекислотой. К концу процесса образования жил углекислота часто проявляется в виде жидкой фазы. Давление, рассчитанное по частичной и полной гомогенизации трехфазовых включений с жидкой углекислотой, не превышает 600–750 бар (3).

Декрепитационным термовзвучковым анализом установлено, что декрепитационная активность и температуры максимума декрепитации белого кварца, как правило, ниже серого. Температурные интервалы начала и окончания декрепитаций кварца, вероятно, смещены по температуре. Величина смещения увеличивается при продвижении с юга на север рудного поля.

Концентрация гидротермальных растворов была невысокой, о чем свидетельствуют низкие (от -3,4°C до 6,7°C) температуры замерзания водных растворов во включениях и отсутствие в большинстве рудных участков поля минералов-"узников". Анализ температуры замерзания водных растворов показал, что с понижением температуры гомогенизации, уменьшается концентрация солей в растворе. Изменялся и характер среды от слабо щелочной до кислой. Присутствие шеелита и турмалина в жилах Варваринского и Бурлевского участков указывает на слабо щелочную среду (6). Обилие трехфазовых включений с жидкой углекислотой в кварце Октябрьского участка говорит о том, что среда стала кислой.

Состав газов во включениях в кварце исследовался валовым методом (7). В составе газовой фазы кварцево-сульфидных жил присутствуют углеводородные газы. Жилы северного фланга рудного поля, характеризующиеся повышенной продуктивностью, более обогащены углеводородными газами, чем жилы южного фланга.

Отмеченные изменения термодинамических параметров кварца обусловлены, скорее всего, разной глубиной формирования рудных участков и неодинаковой степенью их эродированности. Предполагается, что на озере поля эрозией вскрыты фронтальные и центральные части кварцево-жильных систем, а на юге — прикорневые.

ЛИТЕРАТУРА

АКЧУРИНА В.Н., БУЛГАКОВ В.Б., БУЛЫННИКОВ В.А. и др. Использование термолуминоцентного метода при прогнозной оценке эндогенного оруденения (методические рекомендации). Новосибирск, 1976.

ЕРМАКОВ Н.П. Геохимические системы включений в минералах. М., "Недра", 1972.

ДОЛГОВ Ю.А. Включения в минералах метаморфических пород, как показатель условий метаморфизма.— В кн.: Проблемы петрологии и генетической минералогии. М., "Наука", 1970.

НАУМОВ В.Б. К вопросу об определении температур минералообразования методом декрепитации.— В кн.: Минералогическая термометрия и барометрия. М., "Наука", 1968.

СМИТ Ф.Г. Геологическая термометрия по включениям в минералах. М., Изд-во иностр. лит-ры, 1956.

КОРЖИНСКИЙ А.Ф. Гидротермально измененные породы редкометалльных месторождений Восточной Сибири. М., "Наука", 1967.

АГАФОНОВ Д.В., АНДРЕЕВА Т.А. Газы в адытипотипных гипербазитах Анадырско-Коряжской складчатой системы.— "Докл. АН СССР", 1973, т. 210, № 3, с. 689-692.

Н. А. Гибшер

ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ
РУБЦОВСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ (РУДНЫЙ АЛТАЙ)

Рубцовское месторождение расположено в северо-восточной части Алейского антиклинория. По данным И.Г. Чинакова и А.П. Беляева (1973) месторождение приурочено к кольцевой вулканической депрессии, представляющей эродированный вулканический конус с кальдерообразным прогибом центральной части. Оруденение, по данным этих же исследователей, сформировано двумя способами гидротермально-осадочным и гидротермально-метасоматическим. Гидротермально-осадочные руды полиметаллического состава сосредоточены в одном рудном теле пластовой формы, согласно залегающем с вмещающими девонскими вулканогенно-осадочными породами, с которыми, как считает И.Г. Чинаков (1976), синхронно формировались и руды. Рудные тела этого типа сложены прожилково-вкрапленными, массивными, сажиноподобными и глиноподобными рудными скоплениями.

Гидротермально-метасоматические руды барит-полиметаллического состава частично накладываются на гидротермально-осадочные руды и образуют тела штокверкообразной и линзообразной формы. Генетически этот тип руд связан с заключительными этапами формирования верхнедевонских субвулканических тел - липарит-дацитовых порфиров (И.Г. Чинаков, 1976).

Руды этих генетических типов сложены сфалеритом, галенитом, халькопиритом, пиритом и другими более редкими сульфидами, а также нерудными минералами - кварцем, хлоритом, карбонатом, гидрослюдами. Барит присутствует в рудах гидротермально-метасоматического типа. Сульфидное оруденение как гидротермально-осадочного, так и гидротермально-метасоматического типов сопровождается околорудными метасоматитами кварц-гидрослюдистого состава.

Физико-химические условия формирования Рубцовского барит-полиметаллического месторождения исследовались по газово-жидким

включениям. В таблице I и 2 приведены результаты исследования только первичных включений. Включения изучались в минералах кварц-гидрослюдистых метасоматитов, гидротермально-осадочных и гидротермально-метасоматических руд, а также в пострудных кварц-карбонатных прожилках.

В процессе формирования кварц-гидрослюдистых околорудных метасоматитов характерно появление пустот выщелачивания, особенно интенсивно развитых в кварцевых порфирах. Стенки пустот покрыты корочками прозрачного призматического кварца, в котором обнаружены первичные газово-жидкие включения, приуроченные главным образом к центральной части кристаллов. Температура гомогенизации этих включений не превышает 300°C (скв. I39а, гл. I30 м), а гомогенизация их осуществляется в жидкую фазу. Первичные газово-жидкие включения имеют неправильную форму вакуолей с размерами 0,01–0,03 мм. Количество этих включений мало по сравнению со вторичными. Последние приурочены к плоскостям залеченных трещин и представлены двумя генерациями. Первая генерация вторичных включений гомогенизируется при температурах ниже 230°C , а вторая – ниже 150°C .

В кварцевых вкрапленниках кварцевых порфиров, подвергшихся метасоматическим преобразованиям присутствуют газово-жидкие включения. Эти включения являются вторичными образованиями, первичные же включения во вкрапленниках представлены расплавленными и в данной работе не изучались. Газово-жидкие включения в кварцевых вкрапленниках идентичны по своим термобарогеохимическим характеристикам (скв. 72, гл. I70 м) первичным включениям кварцевых кристаллов из пустот выщелачивания. А это дает основание считать, что снятые с этих включений данные характеризуют физико-химические условия формирования кварц-гидрослюдистых метасоматитов Рубцовского месторождения, приведенные в таблицах I и 2.

В гидротермально-осадочном типе руд полиметаллического состава исследовались вкрапленные, прожилковые, массивно-полосчатые и сажистые мелкозернистые руды.

Вкрапленное сульфидное оруденение в кварц-гидрослюдистом метасоматите (скв. 30, гл. I58 м). Сульфиды представлены сфалеритом, галенитом, пиритом, халькопиритом, из жильных присутствует кварц. Исследованы газово-жидкие включения в сфалерите и

Таблица I
Физико-химические параметры формирования
Рубцовского месторождения

Ассоциация	№ пп	№ образ- ца	Минерал	Макс. Т _{гом} °С	Кол-во опр.	Т, °С заме- рания	эвтек- тики	Кол- во опр.
кварц-гид- рослюдастая	I	скв.139а г.130м	кварц	300	2I	-3-5	-15-20	8
	2	скв.72, г.170м	кварц	300	18	-3-5	-18-20	6
полиметал- лическая	3	скв.30, г.158м	сфалерит кварц	270 265	24 12	0-2 -2	-10-12 -10	6 5
	4	скв.72, г.170м	сфалерит	260	25	-1-2	-10-12	7
	5	скв.56, г.138м	сфалерит	260	28	-2-3	-10-15	4
	6	скв.139, г.119м	сфалерит	275	40	-1-3	-10-15	6
	7	скв.118, г.134м	сфалерит	275	22	-1-2	-10-12	3
барит- полиметал- лическая	8	скв.118, г.140м	барит	230	14	-1-2	-10	3
	9	скв.101, г.199м	барит кварц	230 250	36 19	-2-3	-9-10	5
	10	скв.95, г.185м	барит кварц	200 230	18 13	-1-2	-10	3
кварц- карбонат- ная	II	скв.101, г.99м	кварц	150	23	0+I	-6-7	8
	12	скв.95, г.185м	карбонат	160	3I	0+I	-6-7	7

Таблица 2
Газовый состав индивидуальных газово-жидких
включений из минералов Рубцовского месторождения

№ пп.х)	Средний состав газовой фазы, об.%						Количество определен
	H ₂ S, SO ₂ , SO ₃	CO ₂	угле- водо- роды	CO	H ₂	N ₂ +р.г.	
I	7	25	0-22	6	47	18	13
2	8	30	0-26	0	46	22	5
3	42	30	17	0	0	10	3
4	39	32	15	0	4	10	2
5	27	30	25	5	5	8	3
6	54	33	0	9	4	0	2
7	28	30	20	0	7	0	4
8	43	46	4	5	0	0	3
9	45	47	3	3	0	0	3
10	39	38	0	0	14	14	4
II	43	42	5	0	10	0	3

х) порядковые номера соответствуют номерам табл. I
Газовый анализ проведен Л.А.Моховой.

кварце. Максимальные температуры гомогенизации первичных газо-во-жидких включений не превышают для сфалерита 270°C , для кварца - 265°C . Кроме первичных включений в этих минералах присутствуют вторичные, четко подразделяемые на две генерации. Вторичные включения первой генерации гомогенизируются при температурах ниже 200°C , а второй - ниже 140°C . Кроме этих включений присутствует большое разнообразие аномальных.

Прожилковое сульфидное орудование в окварцованных порфирах (скв. 72, гл. 170 м). Прожилки сложены сфалеритом, пиритом, галенитом, халькопиритом, кварцем. Последний выделяется как в виде идиоморфных кристаллов; так и в виде типичных колломорфных образований - халцедон-кварцевых сферолитов. Исследованные газозо-жидкие включения в сфалерите имеют довольно крупные размеры (до 0,1 мм), форма их вакуолей большей частью негативная. Температура гомогенизации первичных включений не превышает 260°C . Вторичные включения по своим характеристикам аналогичны включениям из сфалерита вышеописанных вкрапленных руд. Кроме сфалерита газозо-жидкие включения изучались в идиоморфных выделениях кварца и халцедон-кварцевых сферолитах. В идиоморфном кварце максимальные температуры гомогенизации многочисленных газозо-жидких включений не превышают 270°C . В кварц-халцедонных сферолитах найдены единичные мельчайшие (меньше 0,001 мм) удлинённо-изогнутые двухфазовые газозо-жидкие включения. Из-за малых размеров провести исследования с ними не удалось.

Массивно-полосчатая полиметаллическая руда (скв. 56, гл. 138 м), полосчатость в которой подчеркнута чередованием слоев, обогащенных сфалеритом, халькопиритом либо пиритом. В интерстициях между зёрнами рудных минералов присутствуют в незначительных количествах жильные минералы, представленные кварцем и серицитом (возможно гидрослюдами). Первичные включения в сфалерите имеют негативную форму вакуолей, температура гомогенизации таких включений не превышает 260°C . Кроме первичных включений присутствуют вторичные двух генераций, аналогичные вышеописанным.

Сажистая мелкозернистая полиметаллическая руда сложена пиритом, халькопиритом, сфалеритом, галенитом с незначительным присутствием жильных минералов - кварца и гидрослюд, располо-

женных в интерстициях между зернами рудных минералов (обр. скв. I39, гл. II9 м и скв. II8, гл. I34 м). Исследовались газово-жидкие включения в различно окрашенных зернах сфалерита. Включения двухфазовые с негативной формой вакуолей, различных размеров. Максимальные температуры гомогенизации первичных включений не превышали 275⁰C. Кроме первичных включений в незначительных количествах присутствуют вторичные газово-жидкие и жидкие включения, аналогичные по своим термобарогеохимическим характеристикам включениям из прожилково-вкрапленных и массивно-полосчатых руд.

Исследование декрепитационной активности мономинеральных фракций пирита и сфалерита из прожилково-вкрапленных, массивно-полосчатых и сажистых мелкозернистых руд показало вполне удовлетворительную сходимость с результатами гомогенизации, максимум количества взрывов газово-жидких включений приходится на температуру 300±30⁰C. Различия заключаются в различной насыщенности пирита и сфалерита газово-жидкими включениями. Декрепитационная активность сфалерита иногда в 10-20 раз превышает активность пирита.

Таким образом, исследование температур гомогенизации первичных газово-жидких включений в сфалеритах из прожилково-вкрапленных, массивно-полосчатых и сажистых мелкозернистых руд показало, что их формирование протекало в близких температурных условиях, максимальные температуры гомогенизации не превышали 275⁰.

Анализ пространственного распределения максимальных температур гомогенизации полиметаллических руд гидротермально-осадочного типа по простиранию рудных тел показал достаточно устойчивые значения, которые составляют 260-275⁰C, т.е. колебаний в температурном режиме формирования этого типа руд по простиранию рудной зоны не зафиксировано.

Г и д р о т е р м а л ь н о - м е т а с о м а т и ч е с к и й тип руд барит-полиметаллического состава. Исследовались мелкозернистые полиметаллические руды с баритом (скв. II8, гл. I40). Барит-полиметаллическая руда представлена колломорфным пиритом, мелкозернистым халькопиритом, сфалеритом, галенитом, баритом, кварцем. В барите этого типа руд содержится большое

количество газово-жидких включений. Большая часть включений трехфазовая (газ-жидкость-твердая рудная фаза сульфидов), встречаются двухфазовые однофазовые и коллоидные. В первичных трехфазовых включениях в барите сульфиды в виде тонкой каймы отлагаются по краям включений, температуры гомогенизации этих включений не превышают 230°C . Температура гомогенизации первичных включений в кварце, ассоциирующим с баритом, не выше 250°C . Вторичные включения в барите и кварце гомогенизируются при температурах ниже 150°C . Кроме того, исследованы бариты из массивных баритовых руд, сложенных крупнозернистым баритом, кварцем, содержащих вкрапленность пирита, сфалерита, галенита (обр. скв. 101, гл. 199 м и скв. 95, гл. 185 м). В кварце и особенно в барите присутствует большое количество первичных трехфазовых включений. Третьей фазой, кроме газа и жидкости, является оторочка рудного непрозрачного минерала, как правило, отлагающегося по стенкам вакуолей, т.е. эти включения аналогичны вышерассмотренным. При этом максимальные температуры гомогенизации таких включений также не превышают 230°C . Температуры гомогенизации первичных включений в кварце не превышают 250°C . Помимо первичных газово-жидких включений в изученных минералах присутствует большое количество вторичных двухфазовых (газ-жидкость) и однофазовых (жидкость) включений, а также разгерметизированных и расшнурованных, которые встречаются как среди первичных, так и вторичных включений.

Особое внимание было уделено исследованию изменения температур по падению барит-полиметаллического рудного тела (скв. 101, гл. 199 м и скв. 95, гл. 185 м, расстояние между анализируемыми образцами 50 м). На расстоянии 50 м произошло изменение максимальных температур гомогенизации газово-жидких включений в кварце на 20°C . На основании этих данных рассчитан палеотемпературный градиент, который на Рубцовском месторождении составил $40^{\circ}\text{C}/100\text{ м}$.

Кроме газово-жидких включений в минералах рудных парагенезисов в небольшом количестве обнаружены коллоидные включения с губчатым, бахромчатым внутренним строением вакуолей. Такие включения представлены раскристаллизованным гелем, синергетической жидкостью и газовым пузырьком. Температура гетерогенизации

коллоидных растворов (разделение на газ и синергетическую жидкость) в коллоидных включениях оферита составляет 150–200°C, а в барите 110–180°C. При нагревании с раскристаллизованным гелем никаких изменений не наблюдалось, а при замораживании замерзала синергетическая жидкость. На основании этих находок можно утверждать об участии коллоидных растворов в рудоотложении. Аналогичные включения были найдены и описаны в кварце колчеданных месторождений Среднего Урала Ю.А.Долговым еще в 1959 году.

Вопрос о возможности коллоидного минералообразования в земной коре широко обсуждался в отечественной и зарубежной литературе (А.Г.Бетехтин, 1955; О.Д.Лавицкий, 1955; Ф.К.Чухров, 1955; Ю.А.Долгов, 1959; E.Roedder, 1968; И.Н.Кигай, 1974), но единого мнения по этому вопросу не достигнуто. Так, А.Г.Бетехтин считает, что коллоиды могут образовываться при самых различных температурах и давлениях и в самых разнообразных условиях, но широко развитая перекристаллизация зернистых агрегатов на месте первоначально возникших гелей не благоприятствует сохранению признаков коллоидного строения руд. А отсюда следует, что отсутствие коллоидных текстур еще не отрицает возможности минералообразования из коллоидных растворов. С другой стороны, их наличие также не является убедительным доказательством того, что формирование коллоидных текстур происходило из коллоидных растворов. Поскольку детальнейшие исследования очень тонких срезов коллоидных оферитов, проведенные Э.Роддером (E.Roedder, 1968) показали, что при их формировании идет концентрическая кристаллизация, а наличие обычных газовой-жидких включений свидетельствует о кристаллизации их из истинных, а не коллоидных растворов.

Следующим дискуссионным моментом является вопрос об устойчивости коллоидов при повышенных температурах. Широко распространено мнение, что коллоидные растворы не устойчивы при повышенных температурах, но в ряду экспериментальных работ (Н.Л.Лопатина и др., 1960; Г.Б.Жилинский и др., 1973 и др.) показано о возможности существования при температурах около 300°C коллоидных растворов и их активной роли в минералообразовании. Так в последней работе показано, что образование сульфидов в системе Si-Fe-S ($T = 300^\circ\text{C}$, $p = 1800$ бар, растворители – дистиллирован-

ная вода, хлориды и щелочи) происходило неизменно через стадию высокотемпературного коллоидообразования, но следы его, как правило, не сохраняются в результате последующей перекристаллизации.

Таким образом, вышеуказанными экспериментальными работами показано о возможности существования, по крайней мере до 300°C, коллоидных растворов, а находки коллоидных включений в минералах рудных парагенезисов Рубцовского месторождения свидетельствуют, что в его минералообразовании наряду с истинными растворами принимали участие и коллоидные. Но эти данные ни в коей мере еще не свидетельствуют о переносе рудных элементов коллоидными растворами. Поскольку, как указывает А.Г. Бетехтин (1955), в условиях резкого падения давления и во время растворов возможны взаимопереходы между коллоидными и истинными растворами. А Рубцовское месторождение, по данным И.Г. Чинакова и А.П. Беязова (1973), принадлежит к близповерхностным образованиям, где возможны вышеуказанные явления.

Пострудные кварцевые и кварц-карбонатные прожилки, секущие предрудные метасоматиты и рудные парагенезисы, исследовались по газово-жидким включениям, заключенным в кварце и карбонате. Выделены первичные, мнимовторичные и вторичные включения. Температура гомогенизации первичных двухфазовых газово-жидких включений в кварце и карбонате не превышает 160–150°C. Кроме первичных включений присутствуют вторичные двухфазовые с температурами гомогенизации меньше 100°C и множество однофазовых (жидких) включений.

Суммируя изложенное о температурах формирования Рубцовского месторождения, а также об агрегатном состоянии минералообразующих растворов, можно высказать следующие положения. Образование минеральных ассоциаций, слагающих предрудные метасоматиты, полиметаллические и барит-полиметаллические руды гидротермально-метасоматического типов, а также пострудные прожилки, происходило при температурах соответственно ниже 300, 270, 250 и 160°C. Благоприятный температурный интервал рудоотложения заключен между 270–160°C. Формирование руд протекало при участии истинно-коллоидных растворов в резких градиентных условиях, которые достигали 40°/100 м.

Исследование состава и концентрации жидкой фазы газовой-жидких включений проводилось методами криометрии и водных вытяжек. Анализ температур эвтектики, замеренных в первичных включениях, показывает, что с уменьшением температур гомогенизации включений происходит увеличение температур эвтектики, что свидетельствует об изменении состава растворов, а увеличение температур замерзания в этом же направлении является показателем уменьшения концентрации растворов от кварц-гидрослюдистых метасоматитов к рудным и далее к пострудным парагенезисам.

Анализ водных вытяжек показывает, что в составе минералообразующих растворов, участвующих в формировании минералов рудных и пострудных ассоциаций, присутствуют катионы K^+ , Na^+ , Ca^{+2} , Mg^{+2} и анионы — Cl^- , SO_4^{2-} , HCO_3^- . Качественный состав водных вытяжек газовой-жидких включений, проанализированных минералов остается постоянным, меняются лишь количественные соотношения составляющих компонентов.

Изложенные данные по криометрическим исследованиям и водным вытяжкам позволяют приблизительно оценить концентрацию заключенных в газовой-жидких включениях растворов. Полученные температуры эвтектики газовой-жидких включений близки к эвтектическим температурам двухкомпонентных систем $NaCl-H_2O$ и $KCl-H_2O$. Данные водных вытяжек также показали, что в составе растворов, кроме других компонентов, присутствуют Cl^- , K^+ , Na^+ . Исходя из температур замерзания растворов во включениях, определена их концентрация, которая составляет 5–6 вес.% (эквивалент $NaCl$, либо KCl). Температуры эвтектики, замеренные во включениях, из минералов пострудных ассоциаций свидетельствуют о преобладании в растворе сернисто-бикарбонатных соединений, что подтверждено и данными водных вытяжек.

Исследования газовой фазы индивидуальных газовой-жидких включений показало, что в ее составе преобладают газы сернистой группы и углекислота, кроме того, в гораздо меньших количествах присутствуют углеводороды, азот с редкими газами и эпизодически — окись углерода. Особо следует отметить, что в составе газовой-жидких включений в минералах Рубцовского месторождения не зафиксирована в качестве самостоятельной фазы жидкая CO_2 . Отсутствие жидкой углекислоты в виде самостоятельной фазы во включе-

ниях Рубцовского месторождения может косвенно указывать на резкое падение давления, что приводит к вскипанию гидротермальных растворов в близповерхностных условиях и отделению газов, в том числе и CO_2 от водной фазы. А в связи с падением давления происходит образование гидрозолей (Ф.К.Чухров, 1955; Н.П.Ермаков, 1972), которые могут быстро коагулировать в гидрогели и в виде реликтов сохраняться в коллоидных включениях, обнаруженных в минералах Рубцовского месторождения.

Давление минералообразующих растворов определялось по диаграмме фазового равновесия в системе $\text{NaCl}-\text{H}_2\text{O}$, предложенной М.А.Стыриковичем и И.Х.Хайбуллиным (1956). Исходные данные, необходимые для определения давления, получены по газовой-жидким включениям. В первую очередь это касается состава минералообразующего раствора рудного этапа, который, как указывалось выше, содержит в значительных количествах ионы Na^+ , Cl^- . Концентрация солей, определенная по температурам замерзания, выраженная через эквивалент NaCl , составляет 5-6 вес.%, а температура минералообразующих растворов по данным гомогенизации первичных включений достигала 260-270°C. Приведенные данные позволили определить давление, которое примерно составляет 50-60 атм.

Подводя итоги изложенному, можно кратко суммировать результаты исследования физико-химических условий формирования Рубцовского месторождения, которые сводятся к следующему.

Минеральные парагенезисы, образующиеся в совокупности месторождение, формировались при температурах ниже 300°C, при этом предрудные кварц-гидрослюдистые метасоматиты образовались ниже 300°C, полиметаллические руды гидротермально-осадочного типа - ниже 270°C, барит-полиметаллические гидротермально-метасоматического типа - ниже 250°C и пострудные прожилки - ниже 160°C. Благоприятный температурный интервал массового рудоотложения заключен между 270-160°C, к тому же рудоотложение происходило в резких градиентных условиях. Палеотемпературный градиент Рубцовского месторождения составлял 40°C/100 м. Формирование руд происходило из истинно-коллоидных растворов, на что указывают находки коллоидных включений. По составу гидротермальные растворы были хлоридно-сернисто-гидрокарбонатными с концентрацией 5-6 вес.% (эквивалент NaCl), при этом отмечается понижение кон-

центраций по мере понижения температур минералообразования, а также изменение и состава растворов, связанное с изменением соотношений хлоро, сульфат и гидрокарбонат-ионов. В газовой фазе газовой-жидких включений преобладали сернистые газы и углекислота, кроме того, в заметных количествах присутствовали углеводороды.

Рубцовское месторождение по данным И.Г. Чинакова и А.П. Беляева (1973) по ряду признаков напоминает японские месторождения типа "куроко". В первую очередь этими признаками являются: приуроченность Рубцовского месторождения к палеовулканической структуре, наличие пластовых гидротермально-осадочных руд и особенно сажиноподобных, напоминающих черные руды "куроко".

Сравнение физико-химических условий формирования Рубцовского месторождения с японскими месторождениями типа "куроко" по данным газовой-жидких включений показывает следующее: Минеральные ассоциации Рубцовского месторождения формировались при температурах несколько повышенных, чем в "куроко". Так, по данным Масаюки и Хисахиди (Masayuki T., Hisahidi H., 1974), изучавших классическое месторождение "куроко", температуры гомогенизации включений в кварце кремнистых руд ниже 260°C , в барите - ниже 240°C , в минералах желтых и черных руд - ниже 170°C . Другие исследователи Ламберт и Сато (I. V. Lambert, T. Sato, 1974), анализируя обширную группу японских месторождений "куроко", приводят следующие величины температур гомогенизации для кварца и сфалерита $200-250^{\circ}\text{C}$, барита - $100-250^{\circ}\text{C}$. Наиболее высокие температуры 320°C зафиксированы в минералах медных жил, залегающие преимущественно в корневых частях месторождений "куроко".

Близкие результаты получены и по концентрации минералообразующих растворов включений как Рубцовского, так и японских месторождений "куроко". В среднем эти концентрации составляют 3-6 вес.% (эквивалент NaCl).

Общим для сравниваемых объектов является и то, что их формирование протекало в резких термоградиентных условиях. Так, по данным Мигаэвы (T. Migazawa, 1973), температурные градиенты японских месторождений составляли $30-50^{\circ}\text{C}/100\text{ м}$, изредка достигая $70^{\circ}\text{C}/100\text{ м}$, а Рубцовского - по нашим данным - $40^{\circ}\text{C}/100\text{ м}$.

Таким образом, Рубцовское месторождение и японские месторождения типа "куроко" помимо геолого-минералогического сходст-

ва близки и по физико-химическим условиям своего формирования.

ЛИТЕРАТУРА

БЕТЕХТИН А.Г. Гидротермальные растворы, их природа и процессы рудообразования.- Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях. М., Изд-во АН СССР, 1955, с. 125-275.

ДОЛГОВ Ю.А. Роль коллоидов в образовании кварца колчеданных месторождений Среднего Урала.- Проблемы геохимии, вып. I. Львов, Изд-во Львовского ун-та, 1959, с. 38-45.

ЕРМАКОВ Н.П. Геохимические системы включений в минералах. М., "Недра", 1972. 374 с.

ЖИЛИНСКИЙ Г.Б., ФИЛИМОНОВА Л.Е., ТКАЧЕНКО К.Н., КИСЛИЦИНА В.П., НОВИЦКИЙ Ю.В. К вопросу о роли коллоидных растворов при высокотемпературном рудообразовании по экспериментальным данным.- В кн.: Тезисы докладов на IX Всесоюзном совещании по экспериментальной и технической минералогии и петрографии. Иркутск, 1973, с. 242-243.

КИГАЙ И.Н. О роли коллоидов в гидротермальном рудообразовании.- В кн.: Проблемы эндогенного рудообразования. М., "Наука", 1974, с. 32-66.

ЛЕВИЦКИЙ О.Д. К вопросу о значении коллоидных растворов при рудоотложении.- В кн.: Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях.- М., Изд-во АН СССР, 1955, с. 312-334.

ЛОПАТИНА Н.Л., ЛОСЕВ Н.В., СМУРОВ А.А. Экспериментальные данные по вопросу о поведении сульфидов Pb , Zn , Si , Fe в коллоидных растворах при повышенных температурах.- "Геология рудных месторождений", 1960, № 4, с. 52-73.

СТЫРИКОВИЧ М.А., ХАЙБУЛЛИН И.Х. Диаграммы фазовых равновесий системы $NaCl-H_2O$.- "Докл. АН СССР", 1956, т. 109, с. 962-965.

ЧИНАКОВ И.Г. О рудных обломках на Рубцовском месторождении (Рудный Алтай).- "Геология рудных месторождений", 1976, № 10, с. 96-100.

ЧИНАКОВ И.Г., БЕЛЯЕВ А.П. Основные черты геологического строения Рубцовского месторождения (Рудный Алтай). - В кн.: Новые данные по геологии и полезным ископаемым Западной Сибири. вып. 8, Томск, Изд-во Томского ун-та, 1973, с. 3-8.

ЧУХРОВ Ф.К. Коллоиды в Земной коре. М., Изд-во АН СССР, 1955, 453 с.

LAMBERT J.B., SATO T. The Kuroko and associated ore deposits of Japan. A review of their features and metallogenesis. - "Econ. Geol.", 1974, v. 69, pp. 1215-1236.

MASAYUKI T., HISANIDI H. Fluid inclusion in the from some Kuroko Deposits.- "Geol. Kuroko Deposit". Tokyo, 1974, pp. 385-388.

MIJAZAWA T. Lowest limit and depth of formation of hydrothermal veins.-In: Problems of hydrothermal ore deposition. Stuttgart, 1973, pp. 204-208.

ROEDDER E. The noncolloidal origin of "Colloform" textures in sphalerite ores.- "Econ. Geol." N 5, v. 63, 1968, p. 1235-1243.

УДК 553.499+553.21/24

А.А.Оболенский, А.С.Борисенко, В.И.Васильев

ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ
И НЕКОТОРЫЕ ФАКТОРЫ РУДОСЛОЖЕНИЯ
ПРИ ФОРМИРОВАНИИ РТУТНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ*

Результаты изучения газово-жидких включений в минералах ртутных месторождений различных районов Алтае-Саянской складча-

* Доклад, прочитанный на IV совещании по термобарогеохимии процессов минералообразования в г. Ростове-на-Дону в 1973 г.

той области, Якутии и Чукотки, а также имеющиеся расчетные и экспериментальные данные. в совокупности с ранее опубликованными материалами по геологическому строению, особенностям минерального состава руд и окколорудных измененных пород, позволяют высказать соображения о вероятном химическом составе минералообразующих растворов и оценить возможную роль некоторых физико-химических факторов в рудообразовании.

Термобарические исследования выполнены в лабораториях рудных формаций и минералообразующих растворов Института геологии и геофизики СО АН СССР с использованием известных методов (Долгов, Базаров, 1965; Базаров, 1965). При определении солевого состава растворов включений использовались методики, разработанные В.Д.Клевцовым, Г.Г.Леммлейном (1955), И.Л.Добрецовой (1968) и А.С.Борисенко (1974, 1977). Анализ газовой фазы включений в минералах проводился по специальной методике Н.А. Шугуровой (1968), которой авторы выражают свою искреннюю благодарность.

• Минералотермометрические исследования

Температурные условия формирования ртутных руд и окколорудных измененных пород изучены для отдельных месторождений и их групп в Средней Азии (Грушкин, 1949, 1954; Федорчук, 1963, 1964, 1969; Федорчук, Костылева, Маслова, 1963; Манучарянц, Наумов, Ходаковский, 1970; Ишан-Шо, Морозов, 1973 и др.), Закарпатье (Мерлич, 1961, 1963; Головченко, 1972), Северном Кавказе (Шамрай, Труфанов, 1968; Ушак, 1968) и Донбассе (Головченко, 1962, 1966, 1973; Колотун, Головченко, 1962) и др. Для ртутных месторождений различных районов Сибири сведения о минералотермометрических исследованиях приводятся в нескольких работах (Васильев, 1962, 1965, 1968; Васильев, Оболенский, 1966, 1968; Васильев, Оболенский, Борисенко, 1973; Оболенский, Васильев, Оболенская, 1968; Хайретдинов, Моторина, 1968, Борисенко и др., 1974, Геология и генезис "... , 1978).

Для выяснения вероятных температур процесса формирования ртутных руд проведены минералотермометрические исследования га-

зово-жидких включений в жильных (кварц, анкерит, доломит, кальцит, барит, флюорит) и некоторых рудных (киноварь, реалгар) минералах более чем 20-и месторождений и рудопоявлений, относящихся к различным минеральным типам ртутной рудной формации: магнезиально-карбонатно-киноварному (Чагап-Узун, Чазадыр), карбонатно-киноварному (Ак-Таш, Сараса, Гал-Хая), кварцево-киноварному (Паляпское, Курайское, Курумду-Айры) и баритово-киноварному (Отсалар, Джылкыдал). Геологическое строение отмеченных типовых месторождений и рудопоявлений, особенности минерального состава их руд описаны в ряде опубликованных работ (Кузнецов, 1958, 1974; Васильев, 1965, 1968; Бабкин, 1969; Галкин, 1968; Оболенский, Васильев, Оболенская, 1968; Оболенский, Оболенская, 1972 и др.).

На большинстве месторождений выдерживается определенная последовательность кристаллизации основных рудных и жильных минералов при рудообразовании: кварц→докиноварные карбонаты→барит→киноварь→послекиноварные карбонаты. В зависимости от конкретной литологической обстановки рудоотложения некоторые нерудные минералы могут выпадать из указанной схемы или дополнять ее. Согласно указанной последовательности в таблице I приведены результаты минералотермометрических исследований.

Криометрические исследования и состав газовой фазы индивидуальных включений

В минералах ряда месторождений (Чазадыр, Джылкыдал, Курумду-Айры) обнаружены трех- и четырехфазовые включения с минералами-узниками. Так, на месторождении Чазадыр в докиноварном кварце и киновари встречены четырехфазовые включения с двумя минералами-узниками. Один из них, кристаллизующийся в виде четко ограниченных кубических кристаллов и имеющий малый температурный коэффициент растворимости, является галитом. Второй минерал-узник с пониженным в сравнении с галитом показателем преломления и высоким коэффициентом растворимости обособляется в виде округлых зерен и определяется как силвин. Силвин растворяется во время нагревания при $+35^{\circ}$, а галит при $+180^{\circ}\text{C}$. Учиты-

вая данные по ооветной растворимости NaCl и KCl (Справочник по растворимости, 1969), можно считать, что в момент раотворения галита в растворе находилось 12,7% KCl и 24,2 NaCl . Охлаждение включений ниже 0°C приводит к образованию гидрогалита и пооле кристаллизационного разделения путем вымораживания ($\text{NaCl} \cdot 2\text{H}_2\text{O} + \text{KCl} + \text{лед} + \text{эвтектика}$) эвтектика замерзает при -53°C , что указывает на приоутствие в жидкой фазе помимо NaCl и KCl еще и хлорида кальция.

Приведенные данные свидетельствуют о высокой концентрации оолей во включениях в докиноварном кварце и киновари меоторождения Чазадыр. В противоположность этому температура замерзания включений в поолекиноварном кальците того же меоторождения равна $-1,5^\circ\text{C}$, что говорят о кооервации в них разбавленных раотворов.

В кварце рудопроявления Дылкыдал четырехфазовые включения заполнены раствором, жидкой углекислотой, газом и кристалликами галита. Пооле замораживания раотвора включений и кристаллизационного разделения его, содержимое включений состояло из следующих обособленных фаз: газ + гидрогалит + ромбические анизотропные пластинки соды ($\text{Na}_2\text{CO}_3 \cdot 10\text{H}_2\text{O}$) + эвтектика. При постепенном повышении температуры эвтектика оттаяла в интервале температур $-24 \pm 23,4^\circ\text{C}$. Кристаллик соды растворился при -9°C , что соответствует примерно 1,35% раствору Na_2CO_3 . Растворение гидрогалита и галита замечено оответственно при температурах 0°C и $+125^\circ\text{C}$. Таким образом, раотвор включений содержит при температуре $+125^\circ\text{C}$ 29% NaCl и 1,35% Na_2CO_3 . Кроме включений с содой отмечаются более поздние вторичные включения с CO_2 и NaCl .

В трехфазовых включениях в кварце рудопроявления Курумду-Айры законсервированы пересыщенные при комнатной температуре растворы NaCl . Медленное повышение температуры, предварительно схлажденных до разделения фаз включений, приводит к плавлению эвтектики около -24°C , гидрогалита при 0°C , а в интервале температур $+70 \pm +75^\circ\text{C}$ - галита, что соответствует 27,5% раствору NaCl . Концентрация растворов во включениях карбонатов месторождения неоколько ниже.

Высокие концентрации растворов во включениях установлены также в минералах месторождений Чаган-Узун и Горхон. Во включениях в кварце и доломите из месторождения Чаган-Узун при крис-

тализационном разделении раствора вымораживанием получены фазы: лед + соль + эвтектика. С повышением температуры включений тает вначале эвтектика ($-19,5^{\circ}\text{C}$), затем лед ($-5,6^{\circ}\text{C}$) и, наконец, соль ($+4,5^{\circ}\text{C}$). Температуры плавления фаз и их соотношение указывают на заполнение включений раствором $\text{NaCl} + \text{Na}_2\text{CO}_3$. Соль представляет собой $\text{Na}_2\text{CO}_3 \cdot 10\text{H}_2\text{O}$ (соду). Концентрации NaCl и Na_2CO_3 в растворе, поередленные по точкам плавления фаз, равняются 3,3% NaCl и 4,9% Na_2CO_3 .

Подобным же образом определен состав раствора включений в докиноварном кварце Горхонокого месторождения, в которых после кристаллизационного разделения обособились следующие фазы: лед + соль + эвтектика. Температуры таяния эвтектики ($-35 + -32^{\circ}\text{C}$), ооли (-25°C) и льда ($-15,3^{\circ}\text{C}$) свидетельствуют о присутствии во включениях системы $\text{NaCl} + \text{MgCl}_2 + \text{H}_2\text{O}$ и что соль является гидрогалит. Содержание солей в растворе включений достигает 8,9% NaCl и 8,9% MgCl_2 , а количество CO_2 не превышает 1,5%.

Нами изучены также включения в докиноварном кварце месторождения Карасу (Средняя Азия, Туркестанский хребет). Растворы в них существенно карбонатные с концентрацией Na_2CO_3 до 3,5% (таяние эвтектики $-3,1^{\circ}\text{C}$, льда $-1,5^{\circ}\text{C}$, растворение соли ($\text{Na}_2\text{CO}_3 \cdot 10\text{H}_2\text{O} - 5^{\circ}\text{C}$). Для остальных месторождений состав раствора включений в минералах точно не определен, поэтому он приравнен к раствору NaCl и его концентрация вычислялась по температуре таяния. Таким путем вычислены концентрации растворов во включениях в кварце месторождений Ак-Тюль (4,5-7,5%), Ак-Таш (до 10%), Сухонького и Палянского (1,5-4%), Черемшанки (7-8%), во флюорите месторождения Гал-Хая (5-8%). Очень низкие концентрации солей (0,5-2%) отмечены в пострудных карбонатах месторождений Ак-Таш, Гал-Хая, Чазадыр, Чаган-Узун. Любопытно, что растворы включений в кристаллах кальцита месторождения Ак-Таш при низкой концентрации содержат жидкую уголекислоту (до 1,5% вес.) и кислород (до 9% объема от газовой составляющей). В этих включениях обнаружены также гидроокислы железа.

Важной составной частью растворов включений является уголекислота. Она может присутствовать в значительных количествах как в жидкой, так и в газовой фазе включений. Следует отметить, что на изученных месторождениях уголекислота в жидком состоянии

(1,5-10%) обнаружена во включениях только в докиноварных минералах: кварце, флюорите, кальците, доломите, а также в самой киноваре.

В состав газовой фазы включений кроме углекислоты иногда входят кислые газы (HCl , HF , SO_2 , H_2S), NH_3 кислород и редкие газы. В группе кислых газов, по-видимому, преобладает H_2S , поскольку, учитывая солевой состав растворов, нередко содержащих соду, существование HCl , SO_2 , HF , NH_3 менее вероятно. Во включениях с концентрированными растворами (кварц м-ний Чазадыр, Гал-Хая, Чаган-Узун; киноварь рудопроявлений Курумду-Айры, м-ния Горхонского) в газовой фазе отмечаются значительные количества H_2S и CO_2 . Газовая фаза включений с растворами более низкой концентрации содержит много углекислоты и кислорода (карбонаты м-ний Ак-Таш, Гал-Хая и др., кварц м-ний Паянского, Гал-Хая, Сухоньского). Следует подчеркнуть, что для сопутствующих киновари и послекиноварных карбонатов характерно отсутствие в газовой фазе включений H_2S .

Таким образом, можно сделать вывод, что законсервированным во включениях концентрированным растворам соответствует сернисто-углекислотный состав газовой фазы, а для растворов пониженной концентрации - углекислотно-кислородный.

Несколько слов о давлениях, существовавших при минералообразовании. Наличие в газовой-жидких включениях углекислоты и растворяющихся после гомогенизации газового пузырька кристаллов галита позволяет установить величины давления, существовавшего в момент формирования включений.

Наиболее высокие давления определены по включениям с углекислотой в кварце месторождения Чаган-Узун, где ее содержание достигает 8-10%. Давление, развиваемое раствором при температуре 200°C, согласно P-T диаграммы для системы $\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2$ (Такеноучи, Кеннеди, 1968), оценивается в 1050 бар. Для других месторождений, содержащих во включениях в минералах углекислоту в меньшем количестве (от 1,5-2 до 4%), давление в момент гомогенизации соответствует 300-400 барам.

На месторождении Чазадыр (Тува) в газовой-жидких включениях в кварце растворение минерала-узника, представленного галитом, происходит при 160-180°C, что на 30-40°C выше температуры гомо-

генизации газового пузырька. Давление, развиваемое в таких включениях в момент их полной гомогенизации, определено по диаграмме поправок на давление для 30% раствора NaCl (Леммлейн, Клевцов, 1956) и выражается величиной порядка 250–550 атм.

О составе рудообразующих растворов

Вопрос о химическом составе гидротермальных растворов, участвующих в образовании ртутных месторождений, относится к числу наиболее важных и, в то же время, слабо изученных. Результаты выполненных нами криометрических исследований и изучения газовой фазы включений в совокупности с имеющимися литературными материалами по современным термальным водам, отлагающим сульфиды ртути, и газовой-жидким включениям позволяют высказать некоторые соображения на этот счет.

Современные термальные воды, отлагающие сульфиды ртути, в большинстве слабоминерализованные, хлоридно-карбонатно-натриевые. Концентрация растворенных в них веществ колеблется от 0,05 до 3%. В очень малых количествах присутствуют углекислота и сероводород. Содержание ртути в редких случаях достигает величин $n \cdot 10^{-5} + n \cdot 10^{-4}$ г/л (Уайт, 1970; Сауков и др., 1972).

Авторы, изучавшие газово-жидкие включения в минералах, обращают внимание на сложный состав находящихся в них растворов. Во включениях минералов многих и, в том числе, ртутных месторождений отмечались высокие концентрации углекислоты (Манучарянц, Наумов, Ходаковский, 1970).

Э.Реддер (1963, 1970), сообщает о низких температурах замерзания растворов во включениях в кварце с киноварью и антимонитом из месторождения Рэд-Дэвид (США) и растворов включений в клейофане из полиметаллического с киноварью месторождения Сантандер (Испания), равных соответственно $-2,1^{\circ}\text{C}$ и $-12,5 \pm 12,9^{\circ}\text{C}$. Судя по этим температурам, растворы включений обладают повышенной концентрацией солей и если ее условно выразить через концентрацию NaCl , то она может равняться 3,6 и 17%. По данным И.Н. Масловой (1963), растворы включений в кварце одного из ртутных

месторождений Тихоокеанского пояса содержат всего лишь от 0,05 до 0,5% солей и являются гидрокарбонатно-хлоридно-натриевыми, т.е. подобными водам современных термальных источников.

В растворах исследованных нами газовой-жидких включений из минералов ряда месторождений установлены весьма высокие содержания хлоридов натрия, калия, кальция и магния, достигающие 36,9% (Чавадыр), хлорида и карбоната натрия - до 30% (Джылкыдал, Курумду-Айры), хлоридов натрия и магния - до 17,8% (Горхон). В растворах включений из минералов руд остальных месторождений концентрации облей этих элементов несколько ниже и колеблются от 5-7% до 10%. Высококонцентрированные хлоридные растворы характерны, в основном, для включений в минералах докиноварных и одновременных о ней (кварц, карбонаты), а также для оамой киновари. Растворы пониженной и низкой концентраций обычно наполняют включения в послеквиноварных минералах. Во включениях часто отмечается углекислота, содержание которой изменяется от 1,5 до 10%, что позволяет рассматривать ее в качестве одного из основных компонентов рудообразующих гидротерм.

Важным компонентом гидротермальных растворов является сера в сульфидной и сульфатной формах. Правда, прямых определений ее концентраций в растворах включений нет и в нашем распоряжении имеются лишь оценочные расчетные данные. Тем не менее, интенсивное проявление пиритизации, сульфидный состав руд, наличие гипогенной оеры в рудах и заметных количеств барита, ангидрита и гипса среди жильных минералов на ряде ртутных месторождений, позволяет предполагать значительные концентрации обеих форм оеры в рудообразующих растворах. Прямым указанием на высокое содержание сульфидной оеры в них служит присутствие сероводорода в газовой фазе включений в жильных минералах (Шамрай и др., 1968, Борисенко и др., 1974).

Для месторождений Чаган-Узун и Джылкыдал можно ориентировочно рассчитать содержание сероводорода* во включении, зная количества и соотношение углекислоты и сероводорода в газовой фазе и общее содержание углекислоты. Определенные таким способом

* в этом случае за H_2S принимается сумма кислых газов по данным газового анализа.

концентрации сероводорода для включений в кварце месторождения Чаган-Узун оценивается 0,45 вес.% или 4,5 г/литр, а для месторождения Джылкыдал - 0,12 вес.% или 1,2 г/литр.

До настоящего времени также не имеется сведений о содержании ртути в гидротермах, сформировавших ртутные месторождения, но факт насыщения и пересыщения их растворимыми соединениями ртути не вызывает сомнения. Об этом свидетельствует наличие на ртутных месторождениях массивных метаколлоидных руд и "сливных" зернистых руд, образованным метасоматическим путем.

Изучение состава газовой-жидких включений в рудных и жильных минералах ртутных руд приводит нас к выводу о том, что гидротермальные растворы, формировавшие эпитермальные ртутные месторождения, были в большинстве случаев высококонцентрированными, хлоридно-карбонатными со значительными количествами сульфидной серы, насыщенными растворимыми соединениями ртути. Этим они значительно отличаются от слабо минерализованных вод современных термальных источников, отлагающих сульфиды ртути.

Физико-химические условия и факторы рудоотложения

Приведенные результаты исследований температур, давления и состава гидротермальных растворов, из которых отлагались минералы ртутных руд, позволяют оценить влияние различных физико-химических факторов на процессы рудообразования. К числу таких факторов следует отнести изменение температуры, давления, рН, Eh , концентрации растворенных соединений.

Температура процессов минералообразования обуславливает принадлежность ртутных месторождений к классу низкотемпературных (эпитермальных и телетермальных) месторождений (Смирнов, 1965; Парк, Мак-Дормид, 1966). Как показано многими авторами, верхний предел температур, при которых происходило формирование ртутных месторождений, не превышал 250°C. Это подтверждается закономерным снижением температур гомогенизации газовой-жидких включений в последовательно кристаллизовавшихся минералах ртутных руд (рис. 1). Главная масса киновари отлагалась из растворов в интервале температур 150-70°C и лишь в редких

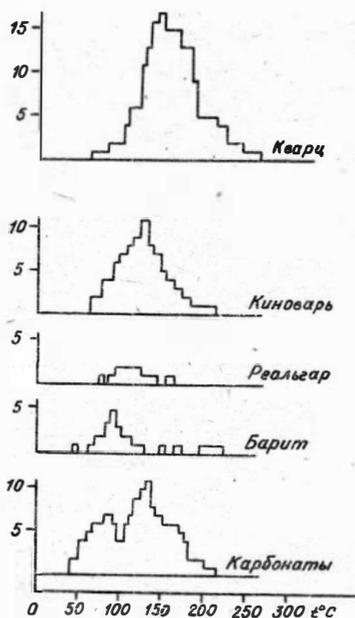


Рис. 1. Температуры гомогенизации газовой-жидких включений в минералах ртутных руд (по данным Б.О. Манучарянца и др., 1970; В.И. Васильева и др., 1973).

случаях начальные температуры были больше 180° . Факт отложения киновари в узком интервале температур, установленный в природных процессах минералообразования, хорошо согласуется с результатами экспериментов Ф.Диксона, доказавшего существование минимума растворимости киновари в сульфидных растворах между 100 и 150°C (Dickson, 1964). Однако эксперименты по растворимости сульфида ртути в щелочных сернистых растворах не показали силь-

вой зависимости ее от температуры. При изменении температуры на 200–225°C (от 25 до 250°C) растворимость сульфида ртути возрас- тала всего лишь на 10–15%. Эта зависимость была установлена для достаточно разбавленных (0,09 и 0,29M Hg_2S) раство- ров.

Судя по экспериментам Ф.Диксона можно заключить, что само по себе снижение температуры не приводит к полному осаждению сульфида ртути из сернистых растворов, что несколько ограничи- вает роль температуры, как фактора рудообразования на ртутных месторождениях.

Д а в л е н и е не оказывает значительного влияния на растворимость ртути в сульфидных растворах. Этот вывод опирает- ся на экспериментальные данные Ф.Диксона (Dickson, 1964). Поэто- му, широкий интервал изменения величин давления от 1500 до 1 атм, при которых происходило формирование ртутных месторожде- ний, по-видимому, не должен был оказывать прямого влияния на рудоотложение на умеренных глубинах. Однако совершенно очевидно, что резкое изменение давления в приповерхностных условиях, характерных для формирования ртутных месторождений, могло вызы- вать вскипание растворов, быстрое изменение их агрегатного сос- тояния и, как следствие, осаждение растворенных в них веществ. Роль этого фактора в минералообразовании на гидротермальных месторождениях детально рассмотрена Г.Б. и В.Б.Наумовыми (1977).

Изменение режима к и с л о т н о с т и – щ е л о ч н о с т и (рН) и о к и с л и т е л ь н о – в о с с т а н о в и т е л ь - н о г о п о т е н ц и а л а (Eh) среды являются важными факторами, вызывающими отложение минерального вещества на ртут- ных месторождениях. Как известно, большинство исследователей, непосредственно изучавших ртутные месторождения, разделяют представление о формировании ртутных руд из первично-щелочных гидротермальных растворов. Оно основывается на геологических наблюдениях, согласуется с химическими и термодинамическими данными и подтверждается рядом экспериментальных работ (Сауков, 1946; Krauskopf, 1951; Dickson, 1964; Павлов, 1968; Барнс, Ча- манский, 1970; Уайт, 1970; Tunell, 1970; Павлов, Оболенский, 1970, 1972; Оболенский, 1976; „Геология и генезис”, 1978). Ртуть и сопутствующие ей сурьма и мышьяк в таких растворах вероятнее всего переносятся в виде гидросульфидных и сульфидных комплек- сов.

Известны также взгляды о преобладании кислых растворов в формировании ртутных руд и существенной роли в этих растворах хлоридных комплексов ртути (Манучарянц и др., 1970; Колонин, Птицын, 1972 и др.). Однако Г.Барнсдм и Г.Чаманским (1970), Диксоном и Г.Тиннелом (1973), наконец, нашими исследователями ("Геология и генезис", 1978) показано, что комплексы ртути с хлором в сульфидных растворах не играют существенной роли в геологических процессах, протекающих до температур не выше 300°C.

Состав солей и их концентрация в растворах включений, в особенности присутствие соды, позволяют считать, что исходные рудообразующие растворы, по крайней мере для изученной группы эпитермальных месторождений, были высококонцентрированными щелочными растворами, содержащими сульфидную серу. Согласно имеющимся расчетным и экспериментальным данным в таких растворах ртуть и сопутствующие рудные элементы могли находиться в форме гидросульфидных и сульфидных комплексов. Основной причиной рудоотложения из данных растворов являлось эволюционное изменение их свойств вследствие проявления кислотно-щелочной дифференциации, взаимодействия с вмещающими породами и разбавления.

Как показано экспериментальными исследованиями, растворимость сурьмы и ртути в щелочных сульфидных растворах в большой мере зависит от изменения кислотности-щелочности (pH) таких растворов. По данным Г.Шварценбаха и М.Видмера в растворах с pH до 5,5 при температуре 20°C и общей концентрацией серы 0,019 моль/литр растворимость сульфида ртути не превышает 0,005 pp, при pH = 8,5 она возрастает в 10 раз, а при pH = 9,5 более чем в 100 раз (Schwarzenbach, Widmer, 1963). Аналогичные тенденции в изменении растворимости антимонита установлены Р.Акеретом (Akeret, 1953) и Н.Н.Колпаковой (1971). Результаты этих экспериментов позволяют утверждать, что изменение окислительно-восстановительного равновесия в гидротермальных растворах является одним из важнейших факторов минералообразования на ртутных месторождениях. Изменение окислительно-восстановительного состояния растворов фиксируется по закономерной смене минеральных парагенезисов руд, в состав которых входят минералы, содержащие элементы с возрастающей степенью окисленности, зональному строению ореолов гидротермально измененных пород, эволюции состава газо-

вой фазы во включениях дорудных и послерудных минералов и другим признакам.

К числу параметров, интенсивно влияющих на рудоотложение, относится и изменение концентрации гидротермальных растворов. Как показали экспериментальные работы Ф.Диксона, Д.Нортон и Б.Вайсберга, растворимость сульфидов ртути, сурьмы и мышьяка связана с концентрацией сульфидной серы в растворах прямой пропорциональной зависимостью (Dickson, 1964; Tunnell, 1964; Weissberg et al., 1966). Из этого следует вывод, что снижение концентрации сульфидной серы, вызываемое, например, сульфидизацией вмещающих пород или окислением ее до сульфатной, будет немедленно вызывать осаждение сульфидов ртути и других металлов. Осаждение сульфидов ртути и сурьмы вызывается также резким разбавлением растворов, что связано со способностью к гидратации сульфидных комплексов этих металлов. Резкое снижение концентрации растворов в ходе процесса рудоотложения установлено по газовой-жидким включениям в минералах ряда ртутных месторождений (см. таблицу).

Таким образом, выполненные термобарогеохимические исследования газовой-жидких включений показали, что рудоотложение на ртутных месторождениях было обусловлено эволюцией, т.е. направленным изменением во времени основных физико-химических параметров гидротермальных растворов, таких как состав и концентрация, кислотность-щелочность, окислительно-восстановительный потенциал на общем фоне снижения температуры и падений давления. Изменение этих параметров в природных процессах минералообразования могло вызываться активным взаимодействием растворов с химически контрастными вмещающими породами, ростом парциального давления кислорода в близповерхностных условиях и, наконец, разбавлением растворов вадозными водами. Преимущественное влияние тех или других факторов на процессы минералообразования во многом предопределялось геологической обстановкой, в которой они протекали, и должно специально рассматриваться для каждого конкретного месторождения или однотипной группы месторождений.

ЛИТЕРАТУРА

БАБКИН П.В. Ртутное оруденение Северо-Востока СССР, М., "Наука", 1969.

БАЗАРОВ Л.Ш. Установка для замораживания включений в минералах.- В кн.: Материалы по генетической и экспериментальной минералогии и петрографии, т. 4, Новосибирск, "Наука", 1966.

БАРНС Г., ЧАМАНСКИЙ Г. Растворимость и перенос рудных минералов.- В кн.: Геохимия гидротермальных рудных месторождений. М., "Мир", 1970.

ВАСИЛЬЕВ В.И. О губчатой и дендритовой киновари в рудах Акташского месторождения и условиях ее образования.- "Геология и геофизика", 1962, № 2.

ВАСИЛЬЕВ В.И. О блеклых рудах как источнике вторичной киновари в Горном Алтае.- "Докл. АН СССР", 1965, т. 162, № 4.

ВАСИЛЬЕВ В.И., Сауковит (saukovite) - новый цинк-кадмий, содержащий сульфид ртути.- "Докл. АН СССР", 1966, т. 168, № 1.

ВАСИЛЬЕВ В.И. Акташское месторождение как пример карбонатно-киноварного минерального типа ртутной рудной формации.- В кн.: Рудные формации и генезис эндогенных месторождений Алтай-Саянской области. М., "Наука", 1968.

БОРИСЕНКО А.С. О возможном определении карбонатов и бикарбонатов натрия в растворах газовой-жидких включений в минералах.- "Докл. АН СССР", 1974, т. 214, № 4.

БОРИСЕНКО А.С. Изучение солевого состава растворов газовой-жидких включений в минералах методом криометрии.- "Геология и геофизика", 1977, № 8, с. 16-27.

БОРИСЕНКО А.С., ВАСИЛЬЕВ В.И., ОБОЛЕНСКИЙ А.А., ШУГУРОВА Н.А. Состав газовой-жидких включений в минералах руд ртутных месторождений и химизм рудоносных растворов.- "Докл. АН СССР", 1974, т. 214, № 3.

ВАСИЛЬЕВ В.И., ОБОЛЕНСКИЙ А.А. Геокронит в свинцово-цинковых рудах месторождения Тютё (Горный Алтай).- "Зап. Всесоюз. минер. о-ва", 1966, ч. 92, вып. 4.

ВАСИЛЬЕВ В.И., ОБОЛЕНСКИЙ А.А. Температурные условия образования руд ртутной рудной формации.- В кн.: Тезисы докл. III Всесоюзного совещания по минералогической термобарометрии и

ВАСИЛЬЕВ В.И., ОБОЛЕНСКИЙ А.А., БОРИСЕНКО А.С. Температурные условия формирования ртутных месторождений.- "Докл. АН СССР", 1973, т. 209, № 2.

ГАЛКИН М.А. Структурно-минералогические и генетические особенности ртутных месторождений Северо-Восточной Якутии.- В кн.: Вопросы металлогении ртути. М., "Наука", 1968.

ГЕОЛОГИЯ и генезис ртутных месторождений Алтае-Саянской области. Новосибирск, "Наука", 1978.- Авт.: В.А. Кузнецов, В.И. Васильев, А.А.Оболенский, И.И.Шербань.

ГОЛОВЧЕНКО Н.Г. К вопросу о температурных условиях формирования Никитовского ртутного месторождения в Донбассе.- В кн.: Тезисы докладов второй межвузовской студенческой конференции. Львов, Изд-во ун-та, 1962.

ГОЛОВЧЕНКО Н.Г. О температурах образования киновари на Никитовском и Закарпатских ртутных месторождениях.- "Вестник Львовского гос. ун-та, сер. геол.", 1966, вып. 4.

ГОЛОВЧЕНКО Н.Г. Об условиях формирования ртутных месторождений Закарпатья и Донбасса.- "Вестн. Львовского ун-та, сер. геол.", 1972, вып. 5.

ГОЛОВЧЕНКО Н.Г. О температурах минералообразования и химизме растворов при формировании Никитовского ртутного месторождения.- В кн.: Тезисы докладов IУ регионального совещания по термобарогеохимии процессов минералообразования. Ростов, 1973.

ГРУШКИН Г.Г. Некоторые итоги изучения температур образования кварцев и флюоритов.- "Труды Института геологии АН Уз.ССР, вып. 4, 1949.

ГРУШКИН Г.Г. О месте флюорит-ртутно-сурьмяной формации в современных классификациях рудных месторождений.- "Труды ин-та геологии АН Уз.ССР", вып. II, 1954.

ДИКСОН Ф., ТАНЕЛД Г. Ртутные и сурьмяные месторождения западного побережья США: связанные с термальными минеральными источниками.- В кн.: Рудные месторождения США. М., "Мир", 1973, с. 380-418.

ДОБРЕЦОВА И.Л. Определение солевого состава жидких включений методом криометрии.- В кн.: Минералогическая термометрия и барометрия. т. II, Новосибирск, "Наука", 1968.

ДОЛГОВ Ю.А., БАЗАРОВ Л.Ш. Камера для исследования включений минералообразующих растворов и расплавов при высоких температурах.— В кн.: Минералогическая термометрия и барометрия. т. I, Новосибирск, "Наука", 1965.

ИШАН-ШО Г.А., МОРОЗОВ С.А. Термобарические и химические условия образования месторождений сурьмы и ртути Центрального Таджикистана.— "Изв. АН Тадж. ССР, отд. физ.-матем. и геол.-хим. наук", 1973, № 4 (50).

КОЛОНИН Г.Р., ПТИЦЫН А.Б. О физико-химических условиях выделения сульфида ртути из гидротермальных растворов.— "Докл. АН СССР", 1972, т. 206, № 2.

КОЛПАКОВА Н.Н. О формах существования сурьмы (III) в сульфидных растворах.— В кн.: Геохимия гидротермального рудообразования. М., "Наука", 1971.

КОЛТУН Л.И., ГОЛОВЧЕНКО Н.Г. О температурах минералообразования на Никитовском ртутном месторождении, определенных по включениям в минералах.— В кн.: Минералогический сборник Львовского геол. об-ва, № 16, 1962.

КУЗНЕЦОВ В.А. Закономерности образования и пространственного размещения ртутных месторождений в Алтае-Саянской складчатой области.— В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых, т. I, Изд-во АН СССР, 1958.

КУЗНЕЦОВ В.А. Месторождения ртути.— В кн.: Рудные месторождения СССР, М., "Недра", 1974.

ЛЕММЛЕЙН Г.Г., КЛЕВЦОВ П.В. Физико-химический анализ жидких включений в кварце, содержащих кристаллики галита и сильвина.— "Зап. Всес. минералог. об-ва", 1955, ч.84, вып. I.

МАНУЧАРЯНЦ Б.О., НАУМОВ В.Б., ХОДАКОВСКИЙ И.Л. Физико-химические условия формирования гидротермальных месторождений сурьмы и ртути.— "Геохимия", 1970, № II.

МАСЛОВА И.И. Ультрамикрхимические исследования состава растворов включений в кварце сурьмяно-ртутного месторождения.— "Зап. Всес. минералог. об-ва". 1963, ч.92, вып. 6.

МЕРЛИЧ Б.В. Стадии эндогенного минералообразования в Закарпатье.— В кн.: Материалы комиссии минералогии и геохимии Карпато-Балканская ассоциация, 1961, № I.

МЕРЛИЧ Б.В. О генезисе метацинабарита из Закарпатья.— "Геология рудных месторождений", 1963, № 5.

НАУМОВ Г.Б., НАУМОВ В.Б. Влияние температуры и давления на кислотность эндогенных растворов и отадиинооть рудообразования. - "Геология рудных месторождений", 1977, № 1, с. 13-23.

ОБОЛЕНСКИЙ А.А. Физико-химические условия образования ртутных месторождений.- В кн.: Металлогения ртути. М., "Недра", 1976.

ОБОЛЕНСКИЙ А.А., ВАСИЛЬЕВ В.И., ОБОЛЕНСКАЯ Р.В. Геологическое строение и генезис Бело-Осиповского месторождения ртути в Кузнецком Алатау.- В кн.: Рудные формации и генезис эндогенных месторождений Алтае-Саянской области. Новосибирск, "Наука", 1968.

ОБОЛЕНСКИЙ А.А., ОБОЛЕНСКАЯ Р.В. Золото-сурьмяная и ртутная рудные формации Якутии.- В кн.: Геология и генезис эндогенных рудных формаций Сибири. Новосибирск, "Наука", 1972.

ПАВЛОВ А.Л. Физико-химическая обстановка миграции и отложения ртути и сопутствующих элементов при низкой температуре. - В кн.: Вопросы металлогении ртути. М., "Наука", 1968.

ПАВЛОВ А.Л., ОБОЛЕНСКИЙ А.А. Влияние железа вмещающих пород на осаждение киновари при метасоматическом образовании руд на ртутных месторождениях.- "Докл. АН СССР," 1970, т. 190, № 6.

ПАВЛОВ А.Л., ОБОЛЕНСКИЙ А.А. Роль взаимодействия гидротермальных растворов и вмещающих пород в образовании ртутных месторождений.- В кн.: Физическое и физико-химическое развитие магматогенных и рудных систем. Новосибирск, "Наука", 1972.

ПАРК Ч.Ф., МАК-ДОРМИД Р.А. Рудные месторождения. М., "Мир", 1966.

РОДДЕР Э. Изучение флюидных включений.- В кн.: Переводы статей по исследованию газово-жидких включений в минералах. Новосибирск, 1965.

РОДДЕР Э. Флюидные включения как реликты рудообразующих флюидов.- В кн.: Геохимия гидротермальных рудных месторождений. М., "Мир", 1970.

САУКОВА А.А. Геохимия ртути. М., 1946. (Тр. ИГЕМ, вып. 17).

САУКОВА А.А., АЙДЫНЬЯН Н.Х., ОЗЕРОВА Н.А. Очерки геологии ртути. М., "Наука", 1972.

СМИРНОВ В.И. Геология полезных ископаемых. М., "Недра", 1965.

СПРАВОЧНИК по растворимости. Т. 3, кн. 2, Л., "Наука", 1969.

ТАКЕНОУЧИ С., КЕННЕДИ Дж.К. Бинарная система H_2O-CO_2 при высоких температурах и давлениях.- В кн.: Термодинамика постмагматических процессов. М., "Мир", 1968.

УАЙТ Д.Э. Месторождения ртути и цветных металлов, связанные с термальными минеральными источниками.- 3 кн.: Геохимия гидротермальных рудных месторождений. М., "Мир", 1970.

УШАК А.Г. Физико-химические условия формирования ртутного оруденения на Северо-Западном Кавказе.- В кн.: Тезисы докл. III Всес. Совец. по минералогич. термобарометрии и геохимии глубинных минералообраз. растворов. М., 1968.

ФЕДОРЧУК В.П. О генезисе низкотемпературных месторождений.- В кн.: Проблемы генезиса руд, М., "Недра", 1964. МГК, XXII сессия. Доклады сов. геол. Проблемы № 13.

ФЕДОРЧУК В.П. Околорудные изменения ртутно-сурьмяных месторождений. М., "Недра", 1969.

ФЕДОРЧУК В.П., КОСТЫЛЕВА-ЛАБУНЦОВА Е.Е., МАСЛОВА И.Н. К вопросу о генезисе ртутно-сурьмяных месторождений.- "Геол. рудн. месторожд.", 1963, т. 5, № 2.

ХАЙРЕТДИНОВ И.А., МОТОРИНА И.В. Температурные условия формирования некоторых ртутных месторождений.- В кн.: Тезисы докл. III Всесоюзного совещания по минералогической термобарометрии и геохимии глубинных минералообразующих растворов, 1966. М., 1968.

ШАМРАЙ И.А., ТРУФАНОВ В.Н. Термометрические условия формирования рудопроявлений киновари на Северном Кавказе.- В кн.: Минералогическая термометрия и барометрия. т. 2, Новосибирск, "Наука", 1968,

ШУТУРОВА Н.А. Химические обоснования методики газового анализа индивидуальных включений в минералах.- В кн.: Минералогическая термометрия и барометрия. т. II, Новосибирск, 1968.

AKERET R. Über die Löslichkeit von Antimon (3) Sulfid.- Тн: Diss. Z. Bruun. Eidg. Techn. Hochschule, Zürich, 1953.

BARNES H., ROMBERGER S., STEMPROK M. Solubility of HgS in sulfide solution.- "Econ. Geol.", 1967, v. 62, N 7.

DICKSON F.W. Solubility of cinnabar in Na_2S solutions at

50-250° and 1-1800 bars, with geological applications.- "Econ. Geol.", 1964, v. 59, N 4.

KRAUSKOPF K.B. Physical chemistry of quicksilver transportation in vein fluids.- "Econ. Geol.", 1951, v. 46, N 5, p. 498.

SCHWARZENBACH G., WIDMER M. Die Löslichkeit von Metallsulfiden I. Schwarzes Quecksilbersulfid.- "Hel. Chim. Acta." 1963, Bd. 46, N 7.

TUNELL G. Mercury.-In: Handbook of Geochemistry. Vol.11/2, Springer-Verlag Berlin-Heidelberg. N 8, 1970.

WEISSBERG B.G., DICKSON F.W., TUNELL G. Solubility of orpiment (As_2S_3) in Na_2S-H_2O at 50-200 C and 100-1500 bars, with geological applications.- "Geochim. Cosmochim. Acta", 1966, v. 30, N 8.

О.Г.Коновалова, Ю.А.Долгов, А.П.Туринге

ТЕРМОДИНАМИЧЕСКИЕ ПАРАМЕТРЫ КРИСТАЛЛИЗАЦИИ ХРУСТАЛЕНОСНЫХ КВАРЦЕВЫХ ЖИЛ АЛДАНА

Методом минералогической термометрии (18000 определений температуры гомогенизации), криометрии (III анализы) и газового анализа (67) газовой-жидких включений в кварцах установлены закономерные различия физико-химических свойств у хрусталеносных и нехрусталеносных жил и разработаны главные минералотермометрические поисково-оценочные критерии хрусталеносности.

1. Кристаллизация кварцевых жил Алдана охватывает температурный интервал от 640 до 100°C и ниже. Продуктивные жилы характеризуются T⁰ минерализации 410-460 (кристаллы кварца) реже 480-500 (жильный кварц) и в единичных случаях 520-580°C, не продуктивные 500-640°C.

2. Продуктивные жилы от непродуктивных отличаются более низкими содержаниями солей в растворах (18 против 30%). Предварительными расчетами по криометрическим данным определены в растворах CaCl₂, K₂CO₃, MgCl₂, NaCl, LiCl, BaCl₂, Li₂O₄.

3. Формирование хрусталеносных жил Алдана осуществлялось из растворов, агрегатное состояние которых в начале было газовым и переходило в жидкое. Количество минеральной массы кварца, отложившегося из газовых растворов было различным: значительно большим для непродуктивных жил и меньшим для жил продуктивных.

4. По данным анализов газов из индивидуальных включений, в составе растворов присутствовали: углекислый газ до 96 объемных %, в среднем 49%, азот до 67%, в среднем 38%, сероводород до 37%, в среднем 9%, кислород до 26%, в среднем 4,7%, окись углерода до 12%, в среднем 1,3%, водород до 18%, в среднем 20%. Жилы с кондиционной хрусталеносной минерализацией характеризуются более повышенными относительными концентрациями углекислого газа и пониженными - азота. Эти жилы хорошо отличаются по данному признаку от нехрусталеносных на трехкомпонентных диаграммах концентрации и соотношения ведущих газов.

5. Давление, существовавшее в начальные этапы кристаллизации продуктивных жил – составляло 220–100 бар, а непродуктивных 230–500 бар.

Различия в образовании хрусталеносных и нехрусталеносных жил заключаются во времени раскрытия трещин. Нехрусталеносные обычно ранние, высокотемпературные с высокой растворимостью SiO_2 и быстрой кристаллизацией некондиционного кварца. Хрусталеносные жилы относятся к трещинам поздним, более низкотемпературным с пониженной скоростью роста качественных кристаллов кварца. Помимо таких обособленных кондиционных жил встречаются сложные жилы, где на высокотемпературные генерации кварца накладывались низкотемпературные перекристаллизации кварца из материала высокотемпературных жил и вмещающих кварцитов. Большой объем проведенных экспериментов и выявленные различия термодинамических свойств между перспективными и неперспективными жилами позволяет считать найденные закономерности применимыми для решения научных и прикладных вопросов.

Из приведенных данных вытекает, что изменение температур, давлений, солевого и газового составов и концентраций – взаимозависимы, а потому вместо обработки огромного статистического материала для выводов о хрусталеносности, достаточно иметь данные по определению только одного термодинамического параметра. Измерения этого параметра должны быть быстрыми и достаточно просто выполняемыми. Наибольшее количество измерений получено по температурам. Сопоставление данных по температурам хрусталеносных и нехрусталеносных кварцевых жил показывает достаточно заметные различия, которые можно использовать в качестве оценочного критерия. Прочие критерии показывают также существенные различия, но эти данные получаются медленнее и сложнее. Если для них найдется в будущем экспрессный метод определения, то они могут быть также применены для разделения жил на хрусталеносные и нехрусталеносные. Так, например, газовый анализ в будущем можно упростить или упрощить, сведя его к определению только наиболее показательного летучего компонента – углекислоты. Криометрический анализ является единственным физико-химическим методом, который позволяет хотя бы с погрешностью определять солевой состав жидкой фазы индивидуальных включений. Из термомет-

рического и криометрического методов вытекают возможности к определению давлений, но только в том случае, если составы солей удастся упростить и свести к эквиваленту главной соли, по преобладанию. Такой солью часто называется NaCl . И тогда используя систему $\text{H}_2\text{O} - \text{NaCl}$ (Стырикович, Хайбуллин, Борисов, Иванов, Соурираян, Кеннеди) можно рассчитать давления для данной температуры гомогенизации. Эти давления будут тем ближе к истинным, чем менее плотнее растворы заполняют включения и чем больше NaCl содержится в растворе прочих солей. Обратная картина характерна для температуры гомогенизации. Она тем ближе к истинной, чем плотнее раствор (гомогенизация в жидкую фазу) и ниже температура гомогенизации. Эти соображения, вытекающие из изучения физико-химических диаграмм позволяют выбирать для анализа данные с меньшими погрешностями. Данные определения давления, так же как и газового анализа накапливаются медленно по понятным причинам и недостаточны для статистической обработки. Однако для теоретических обобщений эти данные представляют определенную ценность. Тем более, если учесть, что до этих работ были проведены единичные определения давлений и составов.

Таким образом, после обширных экспериментальных исследований по отысканию метода для выработки оценочных критериев можно указать, что минералотермометрический метод наиболее удобный по сравнению с криометрией и газовым анализом. Кроме того, он может быть ускорен и расширен с применением термобарометрического и термозвукового методов. Сейчас начался выпуск хороших термозвуковых приборов, которые позволяют обрабатывать огромный материал. Наши визуальные (микроскопические) данные по минералотермометрии могут служить опорой для интерпретации термозвукограмм. Остальные методы могут применяться в тех случаях, когда по главным термодинамическим параметрам четкого вывода о перспективности жил сделать нельзя. Это касается особенно месторождений со сложной, наложенной многофазной минерализацией.

Наиболее важную роль для хрусталеобразования имеет время заложения трещин и начальная температура, при которой отлагался ранний кварц. Ранние высокотемпературные жилы, как правило, нехрусталеносны, кристаллы кварца в них некондиционны. Высокие температуры, высокая растворимость SiO_2 (до 2 г на 1 кг H_2O , Мо-

зёбах, 1960), быстрый рост жильного заполнения, кристаллы переполнены включениями, агрегатное состояние растворов – газовое, концентрации углекислоты во включениях жильного кварца и в кристаллах кварца наименьшие, давления более высокие, чем в жилах хрусталеносных. Этот комплекс свойств находится в строгой закономерной связи. Как показали наши исследования, максимальные температуры гомогенизации включений из кварца хрусталеносных жил ниже нехрусталеносных на 40–130⁰С. Очевидно, влияние температур оказывает решающее значение на растворимость газов и углекислоты, в частности. В хрусталеносных жилах уменьшение давления должно приводить к потере летучих, но снижение температуры приводит к обратному действию, т.е. повышению растворимости летучих. Изменение состава растворов и давления – факторы, противодействующие влиянию температуры, но менее эффективны, чем температура и, поэтому, в результате взаимодействия этих двух факторов, относительная концентрация углекислоты в газовой фазе включений все-таки повышается для более низкотемпературных хрусталеносных жил. Как видно из сказанного, это не противоречит физико-химическим закономерностям.

Если говорить о причинах, благодаря которым изменяются термодинамические параметры, то анализ изменения давлений показывает, что многие жильные полости переживали весьма значительные колебания давлений, которые нельзя объяснить эволюцией РТ параметров. Такие колебания, да еще в одном кристалле, свидетельствуют об эпизодических падениях давлений и температур вследствие процессов адиабатического расширения полостей трещин на фоне регионального медленного эволюционного снижения давления и температуры. Перепады температур и давлений создали необходимые предпосылки для роста кристаллов (Долгов, 1965).

Таким образом, привлекая самую естественную причину – унаследованное приоткрывание трещин, признаваемую почти всеми геологами, без всяких натяжек и излишних допущений получаем истолкование этого процесса, как адиабатического. Как было показано в ранее опубликованных работах, это новое теоретическое положение без существенных противоречий объясняет формирование кварцевых жил вообще, а также дает возможность с помощью термодинамических параметров выделять из множества кварцевых жил, с

большей или меньшей вероятностью жилы перспективные. Нельзя рассматривать полученную возможность как абсолютное и непогрешимое правило. Во многих жилах имеется низкотемпературный кварц, однако он не сопровождается ростом кондиционных кристаллов. Это, очевидно, потому, что либо в жилах отсутствовали достаточно крупные полости, либо образовались они слишком поздно, когда термодинамические параметры были неблагоприятными для роста кристаллов. Температуры и давления при этом были слишком низкими и рост кристаллов был чрезмерно замедленным.

Весьма неблагоприятно на хрусталеносность могут сказаться изменения химизма и привести к условиям, резко неблагоприятным для роста кристаллов. Эти условия могут характеризоваться такими составами минералообразующих растворов, для которых значение EH и PH могут не только содействовать росту кристаллов, но и благоприятствовать их частичному растворению. Качество кристаллов может ухудшаться по разным причинам: падение, дробление, осыпание материала, влияние очень резкого охлаждения и других экзогенных факторов. Таким образом, нет и не может быть единого универсального поисково-оценочного критерия, который комплексировал бы в себе влияние всех возможных факторов хрусталеобразования. Однако, это обстоятельство не дает оснований отказаться от предлагаемых минералотермометрических поисково-оценочных критериев, которые хоть в какой-то степени сокращали бы затраты на поиски и разведку месторождений полезных ископаемых.

ЛИТЕРАТУРА

ДОЛГОВ Ю.А. Об адиабатической мобилизации рудообразующих растворов и рудоотложений. — "Геология и геофизика", 1965, № 8, с. 3-16.

КОНОВАЛОВА О.Г. Температурный режим формирования хрусталеносных кварцевых жил Алдана. — В кн.: Минералогия эндогенных образований (по включениям в минералах). (Тр. Зап.-Сиб. отд. ВМО, вып. 2). Новосибирск, 1975, с. 56-67.

СТЫРИКОВИЧ М.А., ХАЙБУЛЛИН И.Х. Диаграмма фазовых равновесий $NaCl-H_2O$. — "Докл. АН СССР", 1956, т. 109, с. 962.

К истории развития и применения волюмометрического метода определения газов во включениях. Долгов Ю.А., Шугурова Н.А. "Генетическая минералогия", Новосибирск, 1978.

Работа посвящена дальнейшему развитию волюмометрического анализа многокомпонентных газовых смесей.

Волюмометрический метод постоянно совершенствуется в следующих направлениях:

а) уточнения скорости процессов поглощения при различных составах газовых смесей;

б) хронометрия скорости поглощения при различных объемах газовых пузырьков;

в) оптимизация методических приемов подготовки и проведения анализа, а также воспроизводимости полученных результатов. Табл. 4, иллюстр. 4, библиогр. назв. 14.

УДК 549.0:548.4:550.40:550.42:552.II

Определение катионного состава индивидуальных включений. Симонов В.А., Шугурова Н.А., Долгов Ю.А. "Генетическая минералогия", Новосибирск, 1978.

В статье приводятся результаты первых опытов по определению катионного состава жидкой и растворимых кристаллических фаз индивидуальных включений в искусственном содалите и в некоторых минералах из пегматитов Ильменского минералогического заповедника.

С помощью атомной абсорбции включения обычных размеров (первые десятки микрон) анализировались на Na , K , Ca , Mg . Табл. 2, библиогр. назв. 2.

Установка для исследования включений в темноцветных минералах при высоких температурах. Красов Н.Ф., Осоргин Н.Ю., Чупина Л.Ю., Шешегов Ф.Н. "Генетическая минералогия", Новосибирск, 1978.

Описывается созданная авторами установка и первые результаты работы с ней. Иллюстр. 2, библиограф. назв. 3.

Диагностика и особенности исследований расплавных включений. Бакуменко И.Т., Чепуров А.И., Чупин В.П. "Генетическая минералогия", Новосибирск, 1978

В работе приведены диагностические признаки различных типов силикатных и солевых расплавных включений земного, космического и космогенного происхождения. На основании изучения кинетических особенностей процессов гомогенизации-гетерогенизации расплавных включений из пород разного состава построены сопряженные графики гомогенизации-гетерогенизации. Они позволяют подбирать оптимальные режимы нагревания, охлаждения включений при термометрических исследованиях, судить о режимах закалки природных включений и о вязкости природных расплавов с различной основностью и количеством растворенных в них летучих.

На основании собственных и литературных данных дается анализ результатов изучения составов индивидуальных включений с помощью рентгеновского микроанализа и обсуждаются перспективы применения таких исследований для определения истинных составов и температуры природных магм.

Предлагается комплексная методика определения общего количества растворенных в расплавах летучих, которая существенно расширяет возможности ультрамикрхимических анализов газовой фазы индивидуальных включений. Табл. 2, иллюстр. 1, библиограф. назв. 26.

УДК 552.11:548.4

Об оценках водонасыщенности гранитоидных расплавов. Косухин О.Н.
"Генетическая минералогия", Новосибирск, 1978

Данные, полученные при изучении расплавных включений в кварце припсверхкостных гранитов и их пегматитов, позволяют считать, что оценки водонасыщенности и температур кристаллизации гранитоидов по составу пород не всегда правомерны.

Иллюстр. I, библи. назв. II.

УДК 548.0:536

Распределение включений в минералах по размерам. Михайлов М.Ю.
"Генетическая минералогия", Новосибирск, 1978.

Обсуждается возможность изучения распределения включений по размерам термовакuumным методом. Приводятся результаты изучения распределения газовой-жидких включений по размерам в образцах искусственного кварца и нефелина, а также в природном флюорите и кварце. Приведено обоснование оптимального размера фракции при использовании нагревания для извлечения содержимого включений. Иллюстр. 3, библи. назв. II.

УДК 552.1:548.4, 553.543:552.321.5/6

Включения в минералах ультраосновных пород дунит-гарцбургитовой формации и некоторые вопросы их генезиса. Коновалова О.Г.
"Генетическая минералогия", Новосибирск, 1978.

Минералотермобарометрическое изучение включений в породообразующих минералах, геолого-петрографическое и структурно-тектоническое картирование дунит-гарцбургитовых массивов Кузнецкого Алатау, Салаира, Казахстана привело к выводу о немагматическом характере формирования данных массивов.

Магматические включения в перечисленных породах и минералах не найдены. Газово-жидкие включения выявлены в амфиболах и кварцах зональных габбро-пегматитов, в обломках кварца брекчий взрыва, сопровождающих гипербазиты. В оливине указанных пород распространены своеобразные зонально-кристаллические включения, поры и пустоты, инкрустированные низкотемпературными гидротермальными образованиями гидрохлорит-гидрооливино-кератолитового состава.

Поры и пустоты возникли при кристаллизации оливина в динамически напряженной обстановке: что согласуется с современными представлениями о вторжении ультраосновных масс в земную кору в твердом или пластическом состоянии.

Характерные для маоизов ультраосновных пород блоковое строение, процессы разрушения, деформаций, дислокаций, метаморфизм, формы их тел, своеобразное закономерное размещение в пространстве, унифицированность строения и состава и др. факты дают основание автору, наряду с блоково-мантийными, рифтогенными, протрузивными и другими по генезису ультраосновными породами, предполагать существование ультраосновных тел астероидного происхождения.

Подчеркнем, что признание космогенных ни в коей мере не исключает гипербазиты другого генезиса. Основываясь на сделанных учеными выводах о родстве составов верхней мантии, земных гипербазитов и некоторых разновидностей метеоритов трудно возражать против их гетерогенности. Иллюстр. I, библ. назв. 40.

УДК 550.40

О летучих, участвовавших в формировании пород каратасского ультрабазитового массива (Мугоджары). Стогний Г.А., Шохонова Л.А. "Генетическая минералогия", Новосибирск, 1978.

Рассматривается роль летучих, принимавших участие в формировании пород Каратасского массива, при этом существенная роль отводится углеводородам. Иллюстр. I, библ. назв. 2.

Особенности минералообразования в горнблендит-пегматите. В.А.Симонов, "Генетическая минералогия", Новосибирск, 1978.

Приводятся результаты исследований включений минералообразующих сред в минералах горнблендит-пегматита копи № 13 Ильменского минералогического заповедника. Было установлено, что первыми при температурах 470–480°C и давлениях 1500–1900 атм формировались гигантские кристаллы роговой обманки. Слюда кристаллизовалась позже роговой обманки при температурах выше 360°C. Последним образовывался кварц при минимальных температурах в 320°C. Табл. 4, библиогр. назв. 4.

УДК 549.1

Изменение химического состава жидкой фазы включений в процессе формирования редкометального пегматита. Орлова Л.М. "Генетическая минералогия", Новосибирск, 1978.

Приводятся результаты анализов водных вытяжек из кварцев апографической, блоковой, ядерной зон и кварц-мусковитового комплекса. Отмечена закономерность понижения концентрации компонентов в минералообразующих растворах в ходе кристаллизации кварца. Иллюстр. 1, библиогр. назв. 4.

УДК 549.1

Мобилизация берилла, титана и других элементов при образовании слюдяных пегматитов. Долгов Ю.А. "Генетическая минералогия", Новосибирск, 1978.

Рассматривается модель формирования жильных тел на основе адиабатической мобилизации рудных компонентов из вмещающих пород. Аналитические и расчетные работы показали, что вынос руд-

ного вещества из вмещающих пород в трещину идет всякий раз после ее приоткрывания. Кларковского содержания рудных элементов вполне достаточно для образования промышленных рудных тел указанным способом.

УДК 553.4II

Вертикальная зональность золотого оруденения в одном из районов Восточного Саяна по данным термобарогеохимии. Кныш С.К. "Генетическая минералогия", Новосибирск, 1978.

На основании изучения закономерностей изменения в пространстве температур декрепитации, гомогенизации и термоэлектрических овойотв пирита, вертикальная зональность оруденения рассматривается как зональность отложения. Иллюстр. 4, библи. назв. 6.

УДК 550.40:553.4II

Состав газовой фазы включений в минералах из некоторых золоторудных месторождений Восточного Саяна. Кныш С.К., Шугурова Н.А. "Генетическая минералогия", Новосибирск, 1978.

Изучен состав газовой фазы включений в минералах из трех продуктивных минеральных ассоциаций. Табл. I, иллюстр. 4, библи. назв. 16.

УДК 553.4II:548,4/57I.I7/

Температурные условия формирования кварцевых жил Центрального золоторудного поля (Кузнецкий Алатау). Булытников В.А., Денисенко Н.П., Андреева Т.А. "Генетическая минералогия", Новосибирск, 1978.

На основании изучения состава кварцево-сульфидных жил и первичных газовой-жидких включений в кварце, рассмотрены законо-

мерности изменения главных термодинамических параметров жид. в зависимости от степени эрозии рудных участков поля. Табл. I, библиогр. назв. 7.

УДК 548.4:553.43/44

Физико-химические условия формирования Рубцовского месторождения (Рудный Алтай). Гибшор Н.А. "Генетическая минералогия", Новосибирск, 1978.

По данным изучения газовой-жидкой включений установлено, что минеральные парагенезисы, образующие в совокупности месторождение формировались при температурах ниже 300°C . При этом предрудные кварц-гидрослюдистые метасоматиты - ниже 300°C , полиметаллические руды гидротермально-осадочного типа - ниже 270°C , барит-полиметаллические гидротермально-метасоматического типа - ниже 250°C , а пострудные кварц-карбонатные прожилки - ниже 160°C . Благоприятный температурный интервал массового рудоотложения заключен между $270-160^{\circ}\text{C}$, к тому же рудоотложение происходило в резких градиентных условиях. Рубцовское месторождение помимо геолого-минералогического сходства близко и по физико-химическим условиям своего формирования к японским месторождениям типа "куроко". Табл. 2, библиогр. назв. 15.

УДК 553.499+553.21/24

Физико-химические условия и некоторые факторы рудоотложения при формировании ртутных месторождений. Оболенский А.А., Борисенко А.С., Васильев В.И. "Генетическая минералогия", Новосибирск, 1978.

Приведены данные о температурах гомогенизации, составе растворов и составе газовой фазы индивидуальных включений в жидких минералах эпitherмальных ртутных месторождений Алтая-Саянской области, Якутии, Чукотки: кварце, анкерите, кальците,

флюорите, а также в киновари и послеквиноварном кальците. Вероятные температуры минералообразования на ртутных месторождениях не превышали 250°C. В составе солей во включениях установлены NaCl , Na_2CO_3 , в подчиненных количествах KCl , MgCl_2 , в составе газовой фазы — CO_2 , O_2 , группа кислых газов (H_2). Общая концентрация солей в растворах включений изменяется от 36,9 до 1,5–0,5%. Состав солей (присутствие Na_2CO_3 и H_2S) позволяет считать исходные рудообразующие растворы щелочными, высококонцентрированными, содержащими металлы в форме гидросульфидных и сульфидных комплексов.

Рудоотложение на ртутных месторождениях было обусловлено направленным изменением физико-химических параметров гидротермальных растворов, таких как состав, концентрация, pH, E на общем фоне снижения температуры и давления. Изменение этих параметров в природных процессах вызывалось взаимодействием растворов с вмещающими породами, ростом парциального давления кислорода в близповерхностных условиях, разбавлением растворов вадозными водами. Табл. I, иллюстр. I, библиогр. назв.

УДК 553.21/24:553.065.2:553.87:(575.32)

Термодинамические параметры кристаллизации хрусталеносных кварцевых жил Алдана. Коновалова О.Г., Долгов Ю.А., Туринге А.П. "Генетическая минералогия", Новосибирск, 1978.

Работа является итогом пятилетних исследований кварцевых жил и кварцитов Алдана методом минералогической термометрии (18000 определений температуры гомогенизации), криометрии (III анализы) и газового анализа (67 анализов) газовой фазы включений в кварцах. Для жил и кварцитов определены термодинамические параметры формирования: температура, давление, солевого состава, состав газов минералообразующих растворов.

Установлены закономерные различия физико-химических свойств у хрусталеносных и нехрусталеносных жил. Используя эти различия, разработаны главные минералотермометрические поисково-оценочные критерии хрусталеносности и проведена прогнозная оценка 19 изученных объектов. Библиогр. назв. 3.

ГЕНЕТИЧЕСКАЯ МИНЕРАЛОГИЯ
(по включениям в минералах)

Ответственный за выпуск Н.А.ШУГУРОВА

Технический редактор *Л.А. Жукова*

Подписано к печати 13.III.1978 г. МН 07308
Бумага 60×84/16. Печ. л. 11.0. Уч.-изд. л. 10.1.
Тираж 500 Заказ 238. Цена 70 коп.

Институт геологии и геофизики СО АН СССР
Новосибирск, 90. Ротапринт.