

АКАДЕМИЯ НАУК СССР
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИИ И ГЕОФИЗИКИ

**ТЕРМОБАРОГЕОХИМИЯ
И ГЕНЕТИЧЕСКАЯ
МИНЕРАЛОГИЯ**

СБОРНИК НАУЧНЫХ ТРУДОВ

НОВОСИБИРСК—1975

АКАДЕМИЯ НАУК СССР
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИИ И ГЕОФИЗИКИ

1936

ТЕРМОБАРОГЕОХИМИЯ И ГЕНЕТИЧЕСКАЯ МИНЕРАЛОГИЯ

СБОРНИК НАУЧНЫХ ТРУДОВ

Ответственный редактор:

доктор геолого-минералогических наук Ю.А. Долгов

Редактор:

кандидат геолого-минералогических наук Н.А. Шугурова

НОВОСИБИРСК-1975



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.

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

© Институт геологии
и геофизики
СО АН СССР, 1975

СО Д Е Р Ж А Н И Е

Д о л г о в Ю.А., Т о м и л е н к о А.А., Ч у п и н В.П. Включения солевых расплавов-рассолов в кварце анатектитов западной части Алданского щита	5
Б а з а р о в а Т.Ю., К е п е ж и н с к а с В.В. Вторичные включения расплавов в мегакристаллах пироксена из щелочных базальтов Монголии	17
Б а к у м е н к о И.Т., К у т ь е в Ф.Ш., Ш у г у р о в а Н.А. Условия формирования анортитсодержащих всенолитов Ильинского и Желтовского вулканов	23
И л ь и н А.Г., К р а с о в Н.Ф. Температурные особенности кристаллизации вкрапленников плагиоклаза в лавах Карымского вулкана, различающихся по степени газонасыщенности	37
С и м о н о в В.А. Генетические типы включений в минералах гарцбургитов Чаганузунского гипербазитового массива	47
П а н и н а Л.И. Температурные условия кристаллизации ийолитов Салмагорского массива (Кольский полуостров)...	55
Г о р д е е в а В.И. Температурные условия кристаллизации нижних структурно-минералогических зон апогранитного массива	59
М и х а й л о в М.Ю. Режим воды и углекислоты в процессе кристаллизации аплитовой зоны редкометалльного пегматита	63
К о с у х и н О.Н. Силикатные включения в кварце внешних зон камерных пегматитов	71
О р л о в а Л.М., П у ш к о Е.П., Б а з а р о в Л.Ш. Изменение содержания элементов в процессе кристаллизации берилла в гранитных пегматитах альбитового типа	79

Базаров Л.Ш., Орлова Л.М., Пушко Е.П. состав жидкой фазы включений в сподумене из редкометалльных гранитных пегматитов альбитового типа	87
Орлова Л.М., Аргаманов И.Г., Базаров Л.Ш. Связь температуры и состава жидкой фазы включений в процессе кристаллизации блокового кварца редкометального пегматита	95
Гибшер Н.А., Шоханова Л.А. Состав газовой фазы включений в минералах из сульфидных месторождений Рудного Алтая	101
Проскуряков А.А., Сотников В.И., Коробейников А.Ф. Физико-химические условия формирования золоторудного месторождения Каульды	103
Гибшер Н.А., Шоханова Л.А. Физико-химические условия формирования Вавилонского медно-пирротинового месторождения (по включениям в минералах)	111
Берзина А.П., Шугурова Н.А., Сотников В.И. К вопросу о физико-химических условиях формирования молибденовых месторождений Монголии	115
Долгов Ю.А., Симонов В.А. Исследование газовой-жидких включений при нагревании выше температур гомогенизаций	121
Долгов Ю.А., Вишневский С.А., Шугурова Н.А. Включения газов в импактитах	129
Конвалова О.Г. О включениях в оливинах дунитов	141

Ю.А.Долгов, А.А.Томиленко, В.П.Чупин

ВКЛЮЧЕНИЯ СОЛЕВЫХ РАСПЛАВОВ-РАССОЛОВ В КВАРЦЕ
АНАТЕКТИТОВ ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ АЛДАНСКОГО ЩИТА

В результате комплексного изучения включений в минералах древних докембрийских пород верхнеалданской свиты иенгрской серии установлено широкое распространение своеобразных многофазовых существенно солевых включений. По классификации Н.П. Ермакова (1972) эти включения можно отнести к кристалло-флюидным включениям остаточных существенно солевых расплавов-рассолов. Результаты исследования "солевых" включений и их взаимоотношений с расплавленными, углекислотными и другими типами включений важны для разработки теории отделения летучих и прочих компонентов от кристаллизующихся магм и формирования постмагматических растворов.

"Солевые" включения обнаружены в кварце гранитоидного и пегматоидного жильного материала мигматитов, аляскитовых гранитов, образующих изолированные мелкие тела; в кварце различных структурных зон слабо зональных пегматитов, представленных дайками или жилами; в кварце вмещающих кварцитов и гнейсов амфиболитовой фации, а также в некоторых гранитоидах и пегматитах гранулитовой фации.

Подробная геологическая и петрографическая характеристика этих метаморфических и анатектических образований приводится в работах Е.М.Лазыко (1956), Г.М.Друговой с соавторами (1959), М.Д.Крыловой с соавторами (1972) и ряда других исследователей. Анатектическое происхождение упомянутых выше гранитоидных и пегматоидных образований верхнеалданской свиты однозначно доказано нами по раскристаллизованным включениям силикатных расплавов, выявленных в кварце этих пород (Томиленко, Чупин, 1972; Чупин, 1975).

Характеристика солевых включений и их соотношение с углекислотными. Многофазовые солевые включения в кварце перечисленных выше пород содержат обычно одинаковый набор минералов и относятся к одной разновидности. Преобладают включения

изометричной или изометрично-уплощенной формы, размером от 1-5 до 20-25 микрон. В фазовом составе отмечается резкое преобладание твердых кристаллических фаз (85-90 об.%) над интерстиционным водным раствором (5 об.%) и заметно деформированным газовым пузырьком (около 5 об.%). По предложенной Н.П.Ермаковым буквенной номенклатуре (1972) фазовый состав этих включений может быть записан в виде формулы $I - 2K_L^I + K_V^2 \pm I - 2K_L^3 \pm K_L^4 \pm K_P + W_B + G_X$; где, предположительно, K_L^I кристаллики $NaCl$ (оптически изотропные, показатель преломления N близок к N кварца, нередко имеют форму правильного или искаженного куба) резко преобладают над другими твердыми фазами; K_L^2 - кристаллики KCl (изотропные, N соли ниже N кварца и $NaCl$ и немного выше N водного раствора, округлой формы, при нагревании растворяются при более низких температурах, чем кристаллики $NaCl$); K_L^3 - небольшие по размерам уплощенно-округлые кристаллики, анизотропные с сильным двупреломлением и с значительно более высоким, чем N у кварца, показателем преломления (возможно, карбонаты); K_L^4 - в некоторых группах включений отмечаются мелкие анизотропные, кристаллики с N близким N водного раствора; K_P - непрозрачный рудный минерал черного или красно-бурого цвета (гематит?), округлой или вытянутой пластинчатой формы (в сечениях - шестиугольники, квадратики, ромбики или неправильной формы пластинки). В некоторых случаях отмечается непропорциональность размеров включений и рудного минерала. Иногда размеры включений настолько малы, что даже невозможна диагностика отдельных фаз и лишь при нагревании включений удается отнести их к "солевым".

Солевые включения распределены в зернах кварца неравномерно: вдоль узких выклинивающихся залеченных трещин или по всему объему зерна. Но при внимательном изучении удается установить их приуроченность к тем или иным обычно пересекающимся широким "слоям" (системам трещин). Границы слоя, нередко обрывающиеся внутри зерна, можно установить по значительному уменьшению размеров и количества включений. В некоторых случаях объемного распределения включений не удается установить их связи с какой-либо конкретной трещиной.

Изучая случаи перенаполнения включений в местах пересечения двух систем разнонаполненных включений, установлено, что захват

и изоляция включений, пересыщенных солями, происходили на более ранних этапах, чем прочих газовой-жидких включений. Весьма важным является установление взаимоотношений солевых включений с включениями сжиженной уплотненной углекислоты, которые широко распространены во всех изучавшихся породах. Были установлены включения сжиженной углекислоты, содержащие разное количество кристалликов соли и различную степень заполнения для группы включений в местах пересечения солевых и углекислотных включений. В этом случае более ранними являются, вероятно, солевые включения, перенаполненные более поздними растворами сжиженной углекислоты с плотностью $0,80-0,85 \text{ гр/см}^3$, определенной методом, описанным Ю.А. Долговым (1970) и В.С. Польшковским и др. (1963). Относительно включений сжиженной углекислоты с более высокой плотностью вообще трудно сказать что-либо определенное. Отмечаются случаи совместного нахождения чисто углекислотных, солевых и комбинированных включений жидкой углекислоты с кристалликами соли в одном слое, т.е. без явных признаков пересечения разнотипных групп включений. Это обстоятельство не позволяет нам полностью исключить возможность сингенетичного захвата и изоляции а) гетерогенного раствора (водно-солевой раствор и жидкая углекислота) или б) изначально гомогенного раствора сложного состава с последующим его разделением при залечивании и расщуривании трещин на два несмешивающихся раствора - жидкой углекислоты и водно-солевого расплава-рассола. Экспериментально возможность существования гомогенных водно-углекислых растворов с высокой концентрацией хлоридов щелочных металлов при высоких T и P и последующим разделением на две фазы, была показана в работе С. Такеноучи, Дж. Кеннеди (1965).

По ряду признаков (распределение в зерне, взаимоотношение с другими типами включений) "солевые" включения можно отнести к ранним высокотемпературным вторичным или даже первично-вторичным включениям по Н.П. Ермакову (1950).

Следует отметить одинаковые соотношения фаз (одинаковое наполнение) для группы включений одной залеченной трещины и различные для разновозрастных трещин. Можно проследить переходы от включений пересыщенных солями к включениям с одним кристалликом соли.

Отмечается неравномерное распределение включений как в

отдельных зернах и пластинках из одного образца, так и для различных пород в целом. По относительному количеству солевых включений в кварце различных пород можно наметить следующий ряд (в порядке уменьшения количества включений) – пегматиты, гранитоидные лейкосомы мигматитов, анатектит–граниты (в виде изолированных самостоятельных тел), гранито–гнейсы, кварциты, высокоглиноземистые гнейсы и кристаллосланцы амфиболитовой фации (р-н пос. Суон–Тиит, верховье р. Алдана). Значительно реже встречаются солевые включения в кварце пород гранулитовой фации в р-не междуречья Нимгеркана и Чампулы (притоки р. Алдана). Причем в пегматитах, по сравнению с мигматит–гранитами и, особенно, с метаморфическими породами этого района, также как и для пород амфиболитовой фации, отмечается большее относительное количество солевых включений.

Подобные включения обнаружены также в пегматитах и гранитоидах федоровской свиты. В кварце мигматит–гранитов басс. р. Олекмы также выделены кристалло–флюидные существенно солевые включения, имеющие немного иной вид и, по-видимому, состав.

Термометрические исследования солевых включений. Результаты этих исследований приведены в таблице I. Учитывались лишь замеры температур, полученных по группам включений с одинаковыми температурами гомогенизации (до 10 включений в группе). Интервальные значения температур для каждого образца получены по данным не менее 10-ти групповых замеров. Следует отметить, что большая часть включений при нагревании полностью или частично разгерметизируется до момента полной гомогенизации, что чрезвычайно усложняет и замедляет работу. При разгерметизации под действием высокого внутреннего давления солевой расплав–рассол по трещинам выходит на чистую поверхность пластинки и из него мгновенно выкристаллизовываются соли. Специальные исследования по их диагностике (определение температур плавления, показателей преломления, качественные ультрамикрoхимические реакции) в значительной мере способствуют выявлению солевого состава во включениях. В нашем примере соли, выделившиеся из включений, плавятся при температуре 770–800°С, их показатель преломления немного меньше 1,54. На основании этих данных можно сделать вывод о преобладании в составе включений соли NaCl.

Основной особенностью изучавшихся солевых включений при нагревании является существенно более низкая температура исчезновения газового пузырька (T_1) по сравнению с температурой растворения (плавления) последнего кристаллика соли (T_2). При температуре немного ниже (на $5-15^\circ$) T_1 во включениях отмечается начало растворения кристалликов соли. В интервале температур $200-460^\circ$ происходит дальнейшее растворение изотропных твердых фаз (NaCl) и полное растворение KCl (?) и анизотропных кристалликов. Температура исчезновения последнего кристаллика соли является температурой полной гомогенизации включений и принимается за нижний температурный предел захвата и изоляции этих включений.

Рудная фаза во включениях не растворяется до T_2 даже при длительных выдержках (20 часов) и значительных перегревах выше температур исчезновения соли. Однако, следует учесть, что при перегревах выше T_2 практически все включения частично или полностью разгерметизируются (разуплотняются). Этот фактор может явиться причиной нерастворения рудной фазы. Таким образом, окончательный вывод о принадлежности рудного минерала к содержанию включений или отнесение его к ксеногенной фазе (минералу-спутнику) в настоящее время однозначно нельзя сделать. Этот вопрос требует дальнейших исследований, результаты которых являются важными для установления рудоцентрирующей способности солевых расплавов-рассолов.

Из таблицы I видно, что температуры частичной гомогенизации солевых включений для всех образований более или менее постоянны (наиболее часты температуры $150-180^\circ$), лишь для гранитоидных лейкосом мигматитов и слабозональных пегматитов отмечаются более высокие значения температур (250°). Отмечаются несколько более высокие температуры полной гомогенизации включений в кварце гранитоидов из мигматитовых прожилков и зональных пегматитов (до 640°) по сравнению с остальными гранитоидными и метаморфическими образованиями (до 550°C). Однако, полученная разница температур для различных образований может быть обусловлена не вполне достаточным количеством замеров для некоторых пород.

Таблица I. Результаты определения температур и давлений по включениям солевых расплавов-рассолов в кварце докембрийских пород верхнеалданской свиты (р-н пос. Суон-Тиит)

№№ пп	№№ образцов	$T_1, ^\circ\text{C}$	$T_2, ^\circ\text{C}$	$T_1 - T_2, ^\circ\text{C}$	P, кбар
1	763-а	140-160	490-500	350	4,3-4,9
2	748	200	500	300	4,0
3	748-а	90-170	490-540	350-400	4,7-5,9
4	749	100-140	500	360-400	4,7-5,8
5	759	140-190	430-500	300-310	4,4
6	938	140-160	480-500	340-350	4,0-4,5
7	920-г	140-170	500-530	330-350	4,0-5,4
8	T-158	135-150	420-600	285-450	4,4-5,9
9	T-109	145-265	470-660	325-395	3,8-4,7
10	T-267	140-150	540-600	390-450	5,2-5,9
11	T-248	150-250	510-580	330-360	3,5-4,7
12	935	170-180	490-500	310-330	4,0-4,1
13	935-а	160-170	480-510	310-350	4,0-4,4
14	936	170-180	540-550	360-380	4,5-4,6
15	T-96	140-150	535-600	395-450	5,5-5,9
16	96	165-200	420-560	255-360	3,5-4,0
17	T-93	110-115	445-470	345-355	5,5-5,8
18	T-99	125-130	400	270	4,2
19	T-100	140-150	510-540	370-390	5,0-5,2

Примечание :

T_1 - температура частичной гомогенизации (исчезновение газового пузырька). T_2 - температура полной гомогенизации (исчезновение последнего кристаллика соли). P - давление во включении при температуре полной гомогенизации. I-5 - анатектитовые пегматиты с зонами крупной графитки из обособлений в мигматитах по гнейсам кристаллосланцев. 6 - аляскистовые граниты в кварцитах ("гранитизированные" кварциты). 7-13 - гранитоидные лейкосомы мигматитов по гнейсам и кристаллосланцам. I4-15 - гранито-гнейсы. I6-19 - кварциты (мономинеральные, фельдшпатизированные и силлиманитовые).

Следует отметить довольно высокую разницу между температурами полной и частичной гомогенизацией (чаще $340-360^{\circ}$, иногда до 450°C).

Выше было показано, что многие включения при нагревании лопаются. В связи с вопросом частичной разгерметизации солевых включений и воспроизводимости результатов, следует специально остановиться на описании фазовых превращений в них при охлаждении и последующих нагревах.

При охлаждении гомогенных включений (не перегретых) сначала появляются кристаллики соли и затем уже газовый пузырек, но температура его исчезновения при повторном нагревании обычно увеличивается на $10-30$ и более градусов ($T_1' > T_1$).

Если же включения после полной гомогенизации даже незначительно перегреть, то картина фазовых превращений резко меняется. При охлаждении первым появляется газовый пузырек, а затем уже кристаллизуется (обычно одна) твердая изотропная солевая фаза. После охлаждения газовый пузырек занимает больший объем, чем до нагревания (примерно в 2 раза), т.е. происходит разуплотнение включений. При повторных нагреваниях уже первой исчезает твердая фаза, обычно при тех же температурах, что и в первоначальном опыте, а затем при более высоких температурах исчезает газовый пузырек. Специальные наблюдения показали, что чем больше включение перегреть, тем выше будет температура исчезновения газового пузырька при последующих замерах (таблица 2). В этом случае мы имеем, по-видимому, частичную разгерметизацию включений при каждом повторении опыта за счет появления скрытых трещин, не выходящих на поверхность. Чем выше мы перегреваем включение, тем больше становится дополнительный объем за счет увеличивающихся трещин, которые можно уже отчетливо наблюдать вблизи включения. Подобное явление для солевых и обычных газовой-жидких включений описано Э. Роддером и другими (Larson a. o., 1973).

Из проведенных нами опытов следует, что солевые включения, в которых в момент гомогенизации развивается высокое давление (кбары), даже при небольшом перегреве частично разгерметизируются и для повторных замеров обычно не пригодны. Неосторожное наблюдение в процессе работы может привести к значительным искажениям результатов - включения можно принять

за малоплотные и существенно зависят их истинную температуру гомогенизации (т.е. обнаружить генерации высокотемпературных - 800-900-1000°C - включений). В нашем случае преобразование в результате частичной разгерметизации (за счет перегрева) солевые включения гомогенизируются в широком интервале температур (600-900°C, а некоторые вообще не гомогенизируются).

Таблица 2. Изменение температур исчезновения газового пузырька во включениях от степени перегрева

№ пп	T ₁ , °C		T ₂ , °C		T ₃ , °C	
	вкл. I	вкл. 2	вкл. I	вкл. 2	вкл. I	вкл. 2
1	150	170	600	540	600	630
2	800	620	600	540	900	630
3	865	620	600	540	950	630
4	865	620	600	540	1000	630
5	885	650	600	не опр.	1050	740
6		680		"		830
7		730		"		900
8		760		"		1000
9		770		"		1020

Примечание :

T₁ - температура исчезновения газовой фазы. T₂ - температура исчезновения последнего кристаллика соли. T₃ - температура нагрева включений.

Определение состава жидкой и газовой фаз солевых включений. На основании приведенных выше кристаллооптических данных предположительно установлено, что преобладающей солью во включениях являются кристаллики NaCl, и в меньших количествах присутствуют хлориды K, возможно, карбонаты и неопределенные кристаллические фазы.

С целью получения дополнительных сведений о составе жидкой фазы солевых включений были проведены криометрические исследования на установке конструкции Л.Ш.Базарова (1966). Было установлено, что температуры эвтектик для жидкой фазы

солевых включений довольно низки (от -45° до -54° и даже ниже). Из этого можно заключить, что данные солевые системы довольно сложны по составу, и кроме хлоридов Na и K, по-видимому, содержат соли с существенно более низкой температурой эвтектики (CaCl_2 и др.). Более полное представление о составе растворов солевых включений в дальнейшем можно получить анализами водных вытяжек.

Концентрация NaCl в растворе гомогенных солевых включений, определенная по температуре исчезновения последнего кристаллика соли NaCl с использованием диаграммы NaCl -вода, вероятно, достигала для включений с температурой полной гомогенизации около 500°C (наиболее частые значения температур полной гомогенизации) 55 вес.%, а для более высокотемпературных включений - 65-75 вес.%.

Были проведены анализы состава газовой фазы включений солевых расплавов-рассолов (таблица 3). Анализы выполнены Н.А.Шугуровой и Л.А.Шохоновой. По составу газовой фазы условно можно выделить несколько групп включений (расположены в порядке уменьшения количества включений в группе): 1. Включения с CO_2 и группой кислых газов (H_2S , SO_2 , HCl , HF) + NH_3 ; CO_2 обычно преобладает. 2. Те же + группа N_2 + редкие газы. 3. С примесью водорода и, редко, CO . Таким образом, состав газовой фазы солевых включений весьма неоднороден, однако, среди газов преобладает CO_2 и кислые газы + NH_3 с примесью (иногда до 40 об.%) N_2 + р.г., водорода и, редко, CO .

В изучавшихся солевых включениях при температуре полной гомогенизации в них развивается очень высокое давление. По РТГ диаграмме даже для 30% раствора NaCl (Леммлейн, Клевцов, 1956) минимальное давление в момент захвата и консервации существенно солевых включений оценивается в 3,5-5,9 кбар (таблица 1). С учетом более высоких чем 30%, концентраций солевых расплавов-рассолов во включениях, а также поправок на увеличение плотности раствора от T_1 до T_2 (Ляхов, 1973), реальные значения давлений должны быть еще более высокими.

От существенно солевых включений наблюдаются переходы к включениям, содержащим 1 или 2 небольших кристаллика соли. Соответственно, и температуры и давления понижаются (до 210°C и ниже и 1-1,5 кбар).

Таблица 3. Результаты количественного анализа состава газовой фазы индивидуальных включений солевых расплавов-рассолов.

№ пп	номер образца	Температура гомогенизации, °С	V пуз. во вкл.	Концентрация в объемн. %					
				H ₂ S, SO ₂ , HCl, HF, NH ₃	CO ₂	O ₂	CO	H ₂	N ₂ + P. Г.
1	748	не опр.	30	73,0	27,0	0,0	0,0	0,0	0,0
2	748	"	80	100,0	-	0,0	0,0	0,0	0,0
3	748	"	-	45,6	35,8	0,0	0,0	0,0	8,6
4	748	"	-	24,5	37,0	0,0	0,0	0,0	38,5
5	748	"	-	20,0	39,5	0,0	0,0	0,0	40,5
6	749	"	40	9,4	57,5	0,0	0,0	33,1	0,0
7	749	660	-	9,9	72,4	0,0	0,0	5,3	12,0
8	748	не опр.	-	36,8	41,5	0,0	0,0	21,7	0,0
9	749	"	-	12,9	79,4	0,0	0,0	7,7	0,0
10	749	"	125	14,2	60,0	0,0	12,0	10,8	3,0
11	T-109	575	-	31,6	68,4	0,0	0,0	0,0	0,0
12	T-158	не опр.	-	42,3	57,7	0,0	0,0	0,0	0,0
13	T-158	625	-	33,7	66,3	0,0	0,0	0,0	0,0
14	T-158	не опр.	-	20,3	79,7	0,0	0,0	0,0	0,0
15	T-248	580	-	21,5	52,5	0,0	0,0	0,0	26,0
16	T-248	510	-	23,5	65,2	0,0	0,0	11,7	0,0
17	T-109	не опр.	-	23,5	26,8	0,0	0,0	11,3	38,4
18	938	"	35	63,0	38,0	0,0	0,0	0,0	0,0
19	938	"	-	100,0	-	0,0	0,0	0,0	0,0
20	938	"	-	100,0	-	0,0	0,0	0,0	0,0
21	938	"	-	17,9	71,5	0,0	10,6	0,0	0,0
22	T-96	"	-	20,5	71,0	0,0	0,0	0,0	8,5
23	90/4	"	-	21,8	78,2	0,0	0,0	0,0	0,0
24	T-100	"	-	38,2	61,8	0,0	0,0	0,0	0,0
25	T-100	"	-	25,5	74,5	0,0	0,0	0,0	0,0
26	T-100	"	-	24,5	70,0	0,0	0,0	0,0	5,5
27	T-100	"	-	31,8	32,0	0,0	0,0	26,4	9,8

Примечание : № I-10 - анатектитовые пегматиты с зонами крупной графики из обособлений в мигматитах. № II-17 - гранитоидные лейкосомы мигматитов. № I8-21 - аляскитовые граниты в кварцитах - "гранитизированные кварциты". № 22 - гранито-гнейс. № 23-27 кварциты.

Солевые включения по внешним признакам похожи на раскристаллизованные включения силикатных расплавов и отличаются от них по существенно более низким температурам начала растворения твердых фаз. Ошибочное толкование подобных позднемагматических включений в качестве первичных включений силикатного расплава может привести к ложным выводам о низкотемпературности и обводненности анатектических расплавов (Бакуменко и др., 1974). С другой стороны, даже частичная разгерметизация солевых включений может привести к ошибкам в сторону резкого завышения температур. Именно по этой причине в наших предварительных публикациях (Томиленко, Чупин, 1971, 1972) указывались ошибочные завышенные температуры (до 950°C) кристаллизации мигматитов амфиболитовой фации района пос. Суон-Тиит.

Изученные солевые кристалло-флюидные включения с минимальным количеством водной фазы следует считать, по-видимому, поздними остаточными существенно солевыми расплавами и расплавами-рассолами, отделяющимися при полной раскристаллизации самих последних порций остаточных анатектических магм. Помимо возможного минимального значения температур (> 660°C) по этим включениям установлено высокое давление (5,0-5,9 кбар) отделяющихся флюидов (табл. I). Это подтверждает высказанное ранее предположение, что флюиды, отделяющиеся при дегазации кристаллизующихся глубинных магм, являются высокоплотными (жидкими) и в рассмотренном случае должны находиться под давлением равном или большем $P_{литост.}$ (Долгов, 1965, 1969). Полученные P_T значения характеризуют P_T -параметры регрессивного этапа метаморфизма.

ЛИТЕРАТУРА

1. Базаров Л. Ш. Установка для замораживания включений в минералах. В сб. "Материалы по генетической и экспериментальной минералогии. Т. 4, Изд. СО АН СССР, (1966), с. 231-234.
2. Долгов Ю. А. Геологическая интерпретация температур и давлений при минералообразовании. В сб. "Минералогическая термометрия и барометрия. Изд. "Наука", с. 72-80, (1965).
3. Долгов Ю. А. Становление гранитных интрузий и образование камерных пегматитов. В сб. "Условия образования пьезооптических минералов в пегматитах. Тр. ВНИИСИМС, т. XI, Изд. "Недра", М., с. 3-22, (1969).
4. Долгов Ю. А.

Включения в минералах метаморфических пород как показатель условий метаморфизма. В сб. "Проблемы петрологии и генетической минералогии. Т.П., Наука, М., с.272-281, (1970). 5. Другова Г.М., Климов Л.В., Крылова М.Д., Михайлов Д.А., Судовиков Н.Г., Ушанова З.Г. Геология докембрия Алданского горнопромышленного района. Тр. ЛАГЕД АН СССР, вып.8, с.3-329, (1959). 6. Ермаков Н.П. Исследования минералообразующих растворов. Изд-во Харьковского ун-та, с.459, (1950). 7. Ермаков Н.П. Геохимические системы включений в минералах. Изд-во "Недра", М., с.375, (1972). 8. Крылова М.Д., Седова И.С., Крылов И.Н., Глебовский С.С., Галибин В.А. Эволюция вещества при ультраметаморфизме (на примере докембрия Восточной Сибири). Изд-во "Наука", Л., с.180, (1972). 9. Лазько Е.М. Геологическое строение западной части алданского кристаллического массива. Изд-во Львовск.ун-та, с.195, (1956). 10. Леммлейн Г.Г., Клевцов П.В. Соотношения термодинамических параметров для воды и 30%-ных водных растворов NaCl. Зап.Всес. мин.общества, т.85, вып.4, (1956). 11. Ляхов Ю.В. "Зап.Всес. минерал.об-ва", ч.102, вып.4, с.385-393, (1973). 12. Подыковский В.С., Ройзерман Ф.М., Мансарова Т.С., Фокеев В.М. К методике определения давления по включениям в кварце. Тр. МГРИ, т.39, (1963). 13. Такеноучи С., Дж.Кеннеди. Термодинамика постмагматических процессов. Изд-во "Мир", М., (1968). 14. Томиленко А.А., Чупин В.П. Физико-химические условия формирования некоторых архейских пород западной части Алданского щита. В сб. "Вопросы геологии и геофизики Сибири", Новосибирск, с.96-99, (1971). 15. Томиленко А.А., Чупин В.П. Изучение включений в кварце мигматитов и гранитов верхнеалданской свиты менгрской серии. Тр. Всесоюзного симпозиума "Обзорные карты и общие проблемы метаморфизма", т.П, Новосибирск, с.54-56, (1972). 16. Чупин В.П. Расплавные включения в кварце анатектитов Алданского щита и условия генерации гранитоидных расплавов. Докл. АН СССР, т.221, № 3, 1975. 17. Larson a.o. Economic Geology vol. 68, 1973, N1, p.p.113 - 116.

Т.Ю.Базарова, В.В.Кележинская

ВТОРИЧНЫЕ ВКЛЮЧЕНИЯ РАСПЛАВОВ В МЕГАКРИСТАХ ПИРОКСЕНА
ИЗ ЩЕЛОЧНЫХ БАЗАЛЬТОВ МОНГОЛИИ

В продуктах извержения вулканов различных, но преимущественно щелочных базальтовых провинций, а также в базальтовых и кимберлитовых трубках, наряду с ультраосновными нодулями давно отмечались крупные кристаллы граната, пироксенов, магнезильного керсутита, шпинели и полевых шпатов, которые описаны в литературе как ксенокристаллы, разрозненные нодули (descreta nodules) или мегакристы. Однако, лишь в последние годы с ростом знаний по фазовым отношениям базальтовых расплавов, изученных экспериментально, и с накоплением материала по химии и условиям местонахождения этих своеобразных минералов появилась возможность более обоснованного суждения об их генезисе. Выяснилось, что мегакристы резко отличаются по составу, гигантским размерам и другим особенностям от аналогичных минералов как во вмещающих лав, так и в перидотитовых и пироксенитовых нодулях, нередко их сопровождающих. Они характеризуются реакционными взаимоотношениями с вмещающей лавой, указывающими на их неустойчивость при низких давлениях в приповерхностных условиях. Состав большинства изученных мегакристов и в первую очередь кристаллов клинопироксена, вполне сопоставим с составом близликвидусных фаз щелочобазальтоидного расплава кристаллизующегося экспериментально при высоком давлении. С другой стороны он обнаруживает четкую корреляцию с составом вмещающих пород. Всё вместе взятое заставило большинство исследователей рассматривать эти минералы в качестве родственных базальтам глубинных включений — мегакристов высокого давления.

При изучении кайнозойских базальтов Центрально-Азиатской щелочной провинции в Монголии нами были обнаружены мегакристы пироксена, титанфлогопита и санидина, среди которых наиболее широко распространены черные стекловидные кристаллы клинопироксена (I).



Геологическая обстановка местонахождений мегакристов клинопироксена в Монголии интересна тем, что они обнаружены в пространственно разобщенных вулканических ареалах калиевых и натровых базальтоидов щелочного ряда, для которых отмечаются генетически важные различия в составе мегакристовых ассоциаций. В калиевой провинции Центральной Монголии (главным образом в пределах сводово-глыбового поднятия Хангая) лейцитовые тефриты и базаниты, калиевые базаниты, лимбургиты и калиевые гавайиты характеризуются сочетанием мегакристов клинопироксена с санидином, титанфлогопитом и гранатом. Здесь они сопровождаются глубинными ксенолитами шпинелевых и гранатовых лерцолитов. В натровой провинции юго-восточной Монголии, на гигантском вулканическом плато Даригинга, нефелиновые базаниты и нефелиновые гавайиты вмещают мегакристы аналогичного клинопироксена в ассоциации с анортоклазом, которые сопровождаются глубинными ксенолитами шпинелевых лерцолитов и пироксенитов. Корреляция состава вмещающих лав и мегакристовых ассоциаций является важным признаком родственного базальтам происхождения.

Мегакристы клинопироксена представлены черными стекловидными на свежем сколе с раковистым изломом крупными кристаллами размером до 10 см. Обычно они встречаются в виде угловатых или округлых фрагментов крупных кристаллов размером 3-5 см. Однако и в этом случае они значительно превышают величину вкрапленников титан-авгита во вмещающих лавах и величину отдельных зерен минерального агрегата перидотитовых нодулей. Это одиночные кристаллы, не обнаруживающие тенденцию к срастанию с другими минералами. Они отличаются также удивительной гомогенностью в противовес неоднородным и зональным коровым вкрапленникам пироксена, что с учетом огромных размеров монокристаллов говорит о достаточно стабильной обстановке их формирования. Весьма характерны реакционные короны и губчатые зоны стекловидных выделений, представляющих собой огромное количество вторичных стекловатых включений, залечивающих трещины.

Состав клинопироксеновых мегакристов, определенных на микроанализаторе ИГ и Г, показывает их принадлежность к высокоглиноземистым авгитам, которые в литературе известны как чермакитовые клинопироксены. Отличительной особенностью их является высокое содержание Al_2O_3 (7-9%), которое намного превы-

шает глиноземистость вкрапленников титанавгита (2-4%). Одновременно они менее кальциевые (I4-I7% CaO) по сравнению с вкрапленниками (20-22%) и, что особенно важно, имеют значительно более высокое содержание Na_2O (I,5-3% против 0,5% во вкрапленниках). Большая часть алюминия монгольских клинопироксенов зафиксирована в шестерной координации в противоположность титанавгиту из вкрапленников, где преобладает Al^{IV} .

Эти данные, и в первую очередь высокое содержание шестерного алюминия жадеитовой составляющей, заставляют противопоставить мегакристы алюминиевого авгита фазам низкого давления - коровым вкрапленникам титанавгита из вмещающих базальтов. Они рассматриваются нами как родственные базальтам глубинные включения, кристаллизующиеся в качестве первых минеральных фаз глубинного фракционирования щелочнобазальтового расплава. Экспериментальные данные (2) показывают возможность образования пироксенов такого состава при 1200°C и 9-17 кбар, т. е. в условиях реализуемых в верхней мантии или на границе коры и мантии.

Имеющиеся материалы по химизму монгольских клинопироксенов в сочетании с экспериментальными данными более общего петрологического плана по мегакристам такого же типа делают этот объект одним из наиболее интересных для проведения термобарометрических исследований. Результаты таких исследований позволят дать количественную оценку некоторым параметрам термодинамического режима начальных этапов фракционирования щелочнобазальтоидных расплавов.

Нами начаты термобарометрические исследования этого обширного и интересного материала. В настоящей работе приводятся первые результаты изучения включений минералообразующих расплавов в мегакристаллах пироксена и во вкрапленниках пироксена, включающих мегакристы базальтов.

В мегакристах высокоглиноземистого авгита первичных включений расплава не обнаружено. В них обнаружены вторичные включения расплавов двух генераций.

Вторичные включения первой (более ранней генерации) многочисленны, встречаются небольшими группами, часто вытянуты цепочкой или тяготеют к одной плоскости, что говорит о приуроченности их к залеченным трещинам. Включения имеют непра-

вильную форму, близкую к изометричной. Максимальные размеры включений — около 10 микрон. Часто вокруг включения концентрически располагаются мельчайшие включения — сателлиты, в которых фазовые границы различаются с большим трудом. Включения первой генерации существенно раскристаллизованы. Фазовый состав включений: кристаллические фазы (около 80%) + стекло (около 15%) + жидкая и газообразная CO_2 (около 5%). Гомогенизация CO_2 осуществляется при $23,8^\circ\text{C}$. Таким образом плотность её — $0,75 \text{ г/см}^3$. Уменьшение углекислотной полости и плавление кристаллических фаз становится заметным при температуре 1150°C . Полная гомогенизация включений осуществляется в интервале $1280\text{--}1300^\circ\text{C}$ с выдержкой при температуре начала плавления кристаллических фаз не менее 6–8 часов. При постепенном охлаждении включения гетерогенизируются. Соотношения газа и жидкости CO_2 ; CO_2 и силикатной части сохраняются прежними. Изменяются только соотношения кристаллических фаз и стекла. Количество стекла становится больше (до 50%), а кристаллические фазы приобретают облик четких кристаллических индивидов, тогда как до нагревания они представляли собой тонкокристаллический агрегат. Нами по CO_2 было рассчитано минимальное давление существовавшее в расплаве при захвате вторичных включений первой генерации. Расчет сделан на температуру 1150°C соответствующую началу (5) уменьшения фазы жидкой CO_2 . Это давление соответствует примерно 5 кбарам. Следует подчеркнуть, что давление в нашем случае не соответствует истинному давлению, которое можно рассчитать по CO_2 , захваченной при вскипании на линии двухфазового равновесия расплава — CO_2 . Истинное давление может быть значительно более высоким, но ни в коем случае не меньше, чем 5 кбар.

Включения второй генерации переполняют собой массу различно ориентированных механических трещин и залеченных трещин спайности. В большинстве случаев они представляют собой сложные системы соединяющихся между собой стекловатых полостей с газовыми пузырьками и большим количеством рудного материала. Индивидуальные полости встречаются в небольшом количестве, фазовый состав в них: газ + стекло + кристаллические фазы, в том числе и рудная (не более 20%). Плавление кристаллических фаз становится заметным при 1100°C . Полная гомогенизация осуществляется в интервале $1230\text{--}1260^\circ\text{C}$.

Отсутствие первичных включений минералообразующих расплавов в мегакристах высокоглиноземистого авгита лишает нас возможности получить при помощи этой методики количественные данные о температурах и давлении, существовавших в период их формирования. Однако, основываясь на результатах изучения вторичных включений расплава в мегакристах, можно дать приблизительную оценку РТ-параметров их минералообразования, область значений которых будет определено выше цифр, полученных для вторичных включений первой генерации.

Таким образом мы можем говорить о мегакристах высокоглиноземистого авгита, как о высокотемпературном минерале температура кристаллизации которого в щелочнобазальтовых расплавах натрового и калиевого типа не опускалась ниже 1300°C . Эта цифра значительно превышает температуру образования хромдиопсида из ксенолитов шпинелевых лерцолитов в тех же базальтах, определенную по двухпироксеновому термометру (1), и приближается к температурам кристаллизации клинопироксена в ксенолитах из кимберлитовых трубок (3).

Можно также считать, что давление при образовании этих кристаллов не опускались ниже 5 кбар, а скорее всего достигали значительно более высоких значений, ибо вторичные включения захвачены после хрупких деформаций мегакристов при залечивании трещин. Процесс этот, надо полагать, происходил в период подъема магмы, связанном с падением давления.

Во вкрапленниках титан-авгита из базальтов вмещающих мегакристы обнаружены первичные зональные частичнораскристаллизованные включения расплава. Такие включения характерны для пироксенов щелочных базальтоидов. Фазовый состав включений: газ (около 5%) + стекло (около 70%) + кристаллические фазы (около 25%). Фазовый состав и фазовые соотношения очень стабильны. Интервал температур гомогенизации этих включений составляет $1220-1260^{\circ}\text{C}$.

Результаты изучения включений позволяют сделать следующие выводы.

1. Отсутствие первичных включений в мегакристах высокоглиноземистого авгита говорит об исключительно стабильных термодинамических условиях их кристаллизации. Известно, что включения минералообразующих сред захватываются при интенсивной кристал-

лизации, которая возможна лишь при резком изменении PT параметров. Этот вывод подтверждается и исключительно стабильным химическим составом мегакристов, совершенно не характерным для зональных титан-авгитов вкрапленников.

2. Температура кристаллизации мегакристов была никак не менее 1300°C , так как вторичные включения первой генерации, захваченные при каком-то термодинамическом перепаде, гомогенизируются при этих температурах.

3. Кристаллизация вкрапленников титан-авгита из базальтов, вмещающих мегакристы, осуществлялась в интервале $1260-1220^{\circ}\text{C}$. Первичным включениям во вкрапленниках пироксена сингенетичны вторичные включения второй генерации в мегакристах. В этот период при резком уменьшении температуры и давления (возможно подъем) происходило механическое растрескивание мегакристов и интенсивная кристаллизация базальтового расплава.

4. Первые результаты, полученные при попытке подойти к решению вопроса о давлении говорят о том, что давление в процессе кристаллизации мегакристов должно значительно превышать давления, существовавшие при кристаллизации вкрапленников щелочных базальтов (3,4). Об этом свидетельствует минимальное возможное давление, рассчитанное нами для вторичных включений и соответствующее 5 кбарам. Дальнейшие исследования в этом направлении, вероятно, позволят более точно рассчитывать давления, существовавшие в процессах кристаллизации магматогенных образований.

ЛИТЕРАТУРА

1. К е п е ж и н с к а с В. В., В кн. "Глубинные ксенолиты и верхняя мантия", тр.ИГиГ, вып.271, "Наука", СО, Новосибирск, стр. 150-188, 1974. 2. G r e e n D. H., H i b b e r s o n W. O. Experimental duplication of conditions of pressure phenocrysts in a basaltic magma. Phys. Earth. Planet. Interiors, v.3, p.247-253, 1970. 3. С о б о л е в В. С. Б а з а р о в а Т. Ю. В кн. "Проблемы магматической геологии", Новосибирск, "Наука", с.352-359, 1973. 4. Н а у м о в В. Б. П о л я к о в А. И. Термобарометрическое исследование включений в минералах вулканических пород Западной рифтовой зоны Африки - "Геохимия", № 4, с. 379-386, 1971. 5. Бакуменко И.Т. Проблемы петрологии и генетической минералогии. Т.П, с.259-270, 1970.

И.Т.Бакуменко, Ф.Ш.Кутыев, Н.А.Шугурова

УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ АНОРТИТСОДЕРЖАЩИХ КСЕНОЛИТОВ
ИЛЬИНСКОГО И ЖЕЛТОВСКОГО ВУЛКАНОВ

Для неоген-четвертичных вулканогенных формаций Южной Камчатки характерно присутствие высокоглиноземистых крупно- и гигантопорфировых базальтоидов. Крупные порфировые ксенокристы и их обломки представлены преимущественно анортитом. Подобные базальтоиды широко развиты на вулканических центрах Ксудач, Желтовский, Ильинский, Камбальный и Кошелевский. Как и большинство других базальтоидов, эти вулканы содержат большое количество ксенолитов разнообразных пород, слагающих цоколь вулканов. Это комплекс различных по составу эффузивно-пирокластических пород чехла, граниты и гранодиориты (возможно, аналоги миоценовых интрузий), гранито-гнейсы кристаллического фундамента и охарактеризованные ниже крупно- и гиганто-зернистые анортитсодержащие породы, аналогов которых на поверхности не встречено. При дезинтеграции этих своеобразных пород троктолитового и габброидного составов в базальтах могут сохраняться, в качестве неравновесных продуктов, анортитовые и форстеритовые ксенокристы.

Минералогические и структурно-текстурные особенности анортитсодержащих ксенолитов. Минеральный состав анортитсодержащих троктолитов и габброидов практически постоянен: это воднопрозрачный анортитовый плагиоклаз (№ 87-94) с показателями преломления $N_g = 1,583-1,587$, $N_m = 1,581-1,582$, $N_p = 1,573-1,575$; зеленовато-желтый до бурого (при окислении) маложелезистый (№ 6-9) форстерит (+2V = 90-88°, $N_g = 1,682-1,689$, $N_m = 1,660-1,667$, $N_p = 1,652-1,654$ до 1,656); маложелезистый бутылочно-зеленый до черного диопсид (+2V = 52-54°, $cN_g = 38^\circ$, $N_g = 1,702-1,706$, $N_p = 1,673-1,675$). В подчиненном количестве встречаются диопсид-авгит, гиперстен, шпинель и магнетит.

Количественные соотношения перечисленных минералов варьируют в довольно широких пределах вплоть до почти мономинеральных лейкократовых пород типа анортозитов или меланократовых -

типа диопсидитов. Однако, более распространены полиминеральные оливин-анортитовые породы типа лейкократовых, мезократовых и меланократовых анортитовых троктолитов (форелленштейны, алливалиты, гарризиты), а также породы с существенным количеством клинопироксенов — типа анортитового безоливинового или оливинового габбро (авкриты и ружмонтиты) и анортитового габбро-норита (терминология по А.Н.Заварицкому (1)).

Цвет ксенолитов зависит от процентного соотношения минералов и меняется от почти белого (анортозиты) до почти черного (диопсидиты). Для большинства пород характерна пестрая пятнистая окраска.

В структурно-текстурном отношении эти породы, обладающие офитовой и субофитовой структурой, напоминают ортокумулаты, мезокумулаты и адкумулаты Л.Уэйджера, Г.Брауна и В.Уодсворта(2). В качестве кумулуса (примокристов) присутствуют идиоморфные кристаллы анортита, которые цементируются ксеноморфными зернами оливина, клинопироксена, магнетита и других минералов. Кроме того, в интерстициях часто присутствует стекло переменного состава и тонкораскристаллизованная пористая базальтовая масса. В частности, в своеобразных "каркасных" разновидностях гигантокристаллических оливин-плаггиоклаз-гиперстеновых пород, которые образуют своеобразный жесткий "каркас" с полыми или частично заполненными интерстициями, в межзерновых пространствах обычно присутствует стекло, показатели преломления которого изменяются от 1,670 до 1,805(?).

Ксенолиты нередко имеют грубослоистое строение, а в отдельных случаях явно выраженную "гнейсовидность". Во многих образцах заметны следы катаклаза. Довольно обычны линзовидные двойники плаггиоклаза. Исследования петроструктурных ориентировок, выявление бластических структур и реакционных соотношений между минералами некоторых ксенолитов позволили одному из соавторов (Ф.Ш.Кутяву) высказать предположение об участии процессов метаморфизма в формировании указанных пород и об их возможной связи с породами "базальтового слоя". Вместе с тем, такие признаки изученных ксенолитов, как "гнейсовидность" и грубослоистое строение давно обнаружены Л.Уэйджером и Г.Брауном (3) в типичных первично-магматических базальтоидных поро-

дах типа ортокумулатов, мезокумулатов и адкумулатов, где они возникают при кристаллизационном расслоении базальтоидных магм без какого-либо участия процессов метаморфизма. Расслоенность базальтоидов обычно проявляется в магматической листоватости (по Л.Уэйджеру и Г.Брауну), заметной по субпараллельной ориентировке пластинок плагиоклаза и в гравитационной стратиформности (по А.Баддингтону), выражающейся в чередовании слоев, обогащенных то плагиоклазом, то темноцветными минералами.

Исследования включений. Для выяснения генетической позиции южно-камчатских анортитсодержащих ксенолитов (магматического или метаморфического происхождения, температур их кристаллизации, состава минералообразующих сред и пр.) нами было проведено изучение расплавных и флюидных включений в минералах двух образцов пород: 1) лейкократового анортитового троктолита-форелленштейна (вулкан Ильинский) и 2) мезократового анортитового габбро - ружмонтита (вулкан Желтовский).

Ксенолит форелленштейна Ильинского вулкана обладает структурными признаками мезокумулата. Порода состоит из крупных (около 1 см) идиоморфных пластинчатых кристаллов незонального анортита, цементируемых более мелкими (0,5-1 мм) единичными зернами светло-коричневого оливина и небольшими угловатыми участками пористой основной массы, образовавшейся при тонкой раскристаллизации интерстициального расплава. Исследования включений в плагиоклазе и оливине показали, что порода действительно является магматической, а не метаморфической, т.к. и в оливине, и в плагиоклазе были обнаружены первичные расплавные включения.

Ксенолит ружмонтита Желтовского вулкана имеет признаки ортокумулата. Отличается от ильинского форелленштейна значительно большим объемом, который занимают цементирующие плагиоклаз зерна оливина, магнетита и клинопироксена, и почти полным отсутствием интерстициальной раскристаллизованной основной массы (она развита лишь по вторичным трещинам). Магматическое происхождение этой породы также подтверждается наличием первичных расплавных включений.

Для многих зональных кристаллов плагиоклаза из фореллек-

штейна Ильинского вулкана характерно неравномерное распределение первичных расплавных включений: ядра переполнены мелкими (0,001–0,002 мм) включениями бурой раскристаллизованной массы с довольно большой газовой фазой. Периферическая часть кристаллов обычно свободна от включений, изредка содержит небольшое количество первичных включений, или чаще – мнимовторичных и вторичных. Последние обычно крупнее (до 0,02 мм) первичных включений. Наряду с нормальными включениями в ядерной части кристаллов плагиоклаза встречаются единичные включения с anomalно большой газовой фазой и узкой каемкой раскристаллизованной массы, которые указывают на явление эпизодического кипения на ранней стадии кристаллизации расплава.

Для оливина характерны немногочисленные, но довольно крупные (до 0,1 мм) расплавные включения бурого стекла с большим газовым пузырьком. Изредка дополнительно наблюдаются мелкие газовые пузырьки второй генерации. Обычно стекло частично раскристаллизовано. Иногда содержимое включений раскристаллизовывается полностью.

Опыты по гомогенизации расплавных включений проводились лишь с плагиоклазом. Включения гомогенизировались в микротермокамере с силитовым нагревателем, предложенной М.Ю. Михайловым и В.С. Шацким (4). При 800–900°C (до начала плавления) во включениях часто наблюдается девитрификация и перекристаллизация, сопровождающаяся их "потемнением". Интервал температур гомогенизации явно первичных включений 1375–1225°C, мнимовторичных и вторичных – 1360–1145°C. Наиболее высокие температуры характерны для скоплений первичных включений в ядерной зоне кристаллов плагиоклаза. Особое положение занимают самые высокотемпературные (1460°C) включения, обнаруженные в двух разных пластинках. Несмотря на их высокотемпературность, по характеру пространственного расположения (удлиненные "рои") они больше похожи на вторичные включения, т.е. вероятнее связаны с поступлением в очаг новых порций более горячего базальтоидного расплава. С захватом вторичных более высокотемпературных расплавных включений мы неоднократно сталкивались при изучении включений в ксенолитных минералах самого разного генезиса, и это всегда следует учитывать при изучении ксенолитов.

Интересные и во многом неожиданные результаты дало изучение включений в плагиоклазе и клинопироксене ружмонитов Желтовского вулкана. Для плагиоклаза ружмонитов характерна необычная зональность в распределении включений: замутненная зона с обильными первичными раскристаллизованными включениями часто оказывается не самой ранней, ядерной, а промежуточной. В ядерной же и периферической зонах анортита включений очень мало, благодаря чему эти зоны анортита имеют водяно-прозрачный вид. Интенсивному росту промежуточной зоны отчетливо предшествовало подплавление ядерной зоны, благодаря чему ее границы имеют кристаллографически неправильные, извилистые контуры, что хорошо фиксируется первичными расплавленными включениями промежуточной зоны. Таким образом, ядерная зона является реликтовой. Поэтому ядра водяно-прозрачного анортита сохраняются не во всех кристаллах.

Для реликтового ядерного анортита очень характерны первичные газовые включения строго шаровидной формы размером 0,001–0,003 мм. В отдельных участках анортита, где рост его был более интенсивным, наблюдаются переходы к трубчатым газовым включениям с шаровидными окончаниями (включения напоминают термометры), а также к чисто трубчатым включениям. В трубчатых включениях видно, что помимо газа в них содержится фаза жидкой воды. В таких включениях наблюдалась их гомогенизация в газовую фазу при температуре 370°C. Газовые включения в анортите, безусловно, не являются включениями пневматолитовых минералообразующих сред, а лишь продуктами вскипания материнских базальтоидных магм. Об этом свидетельствует захват сингенетичных комбинированных расплавно-газовых включений, состоящих из небольшой каемки продуктов раскристаллизации и аномально большой газовой фазы. Кстати, абсолютные размеры газовой фазы комбинированных включений идентичны размерам сингенетичных газовых включений. Здесь же присутствуют одиночные нормальные раскристаллизованные включения, а также стекловатые с небольшими (1) газовыми пузырьками. Таким образом, ядерный реликтовый плагиоклаз несомненно кристаллизовался из насыщенного летучими кипящего расплава.

Помимо первичных газовых и расплавленных включений, в ядерном анортите встречаются более крупные (размером до 0,08 мм)

мнимовторичные газовые включения веретеновидной и неправильно-дисковидной формы, а также вторичные расплавные включения.

Для следующей (промежуточной) зоны анортита характерны многочисленные мелкие (0,01–0,02 мм и меньше) первичные тонко-раскристаллизованные включения изометрической формы (в сечениях часто имеют прямоугольную форму). При нагревании этих включений заметное подплавление кристаллитов наблюдалось при 1000°C, а их полное плавление (кроме кристаллов-спутников магнетита) – при 1070–1100°C. В большинстве зерен анортита включения этой зоны гомогенизируются при 1290–1240°C. В этой же промежуточной зоне присутствуют цепочки вторичных включений, гомогенизирующихся при более высокой температуре (1320–1300°C), чем первичные включения в тех же кристаллах. Лишь в одном зерне гомогенизация серии первичных включений была столь же высока (1320°C). Таким образом, кристаллизация анортитов данной мезократовой породы осуществляется при существенно более низкой температуре по сравнению с лейкократовым форееленштейном.

В периферической зоне анортита, в основном, встречаются немногочисленные вторичные включения, гомогенизация которых не проводилась.

Набор и характер распределения включений в интерстициальных минералах ружмонтитов – оливине и клинопироксене, резко отличны от плагиоклаза. В этих минералах отсутствует характерное для плагиоклаза зональное распределение включений: нет ранней реликтовой зоны с газовыми включениями, не развита обогащенная включениями промежуточная зона. Первичные включения обычно крупные. Они характеризуются азональным распределением в пространстве. Число их невелико, часто лишь 1–3 в зерне. Вторичные включения более мелкие. В одних зернах они присутствуют в существенном количестве, в других – полностью отсутствуют.

Включения в оливине ружмонтитов не отличаются от включений в оливинах из форееленштейна. Это округлые включения бурого стекла с крупной газовой фазой и частично или полностью раскристаллизованные включения. Размеры включений до 0,02 мм.

Для клинопироксена характерны частично раскристаллизованные, реже – полностью раскристаллизованные включения, обычно с фазами – узниками и –спутниками магнетита. Включения нередко

очень крупные - до 0,05-0,02 мм.

Термометрическое исследование первичных расплавленных включений в клинопироксене показало, что их гомогенизация наблюдается при сравнительно невысоких температурах (1185-1120°C). Явления разжижения стекла в наиболее низкотемпературных включениях заметны уже при 600°C (перемещение газовой фазы), при 670°C появляются дополнительные газовые пузырьки, при 930°C они исчезают. Затем уменьшается объем газовой фазы и при 1120°C наступает гомогенизация. В наиболее высокотемпературных включениях при 800°C наблюдалась тонкая раскristализация содержимого включений, при 900°C - плавление кристаллитов и при 1185°C - полная гомогенизация.

Более низкие температуры кристаллизации интеркумулатного клинопироксена по сравнению с протокристаллами анортита хорошо согласуются с высказанными на основании структурно-текстурных признаков представлениями о первично ортокумулатной природе ксенолита ружмонтита: хорошо выражены все стадии кристаллизации породы от более высокотемпературной протокристаллизации анортита до кристаллизации клинопироксена из охлажденной погретой жидкости.

В отличие от протокристаллов анортита из изученных нами форелленштейнов и ружмонтитов с обильными раскristализованными включениями в ранних (ядерной или промежуточной) зонах, для анортита родственных пород - алливалитов и эвкритов вулкана Ильинского и Малый Семячик, описанных О.Б.Селянгиным (5), отмечается бедность минерала "стекло-газовыми" (?) включениями и приуроченность их к заключительным стадиям его кристаллизации. В то же время включения исключительно высокотемпературны (см. рис. I). В связи с этим не ясно, являются ли эти включения первичными или они вторичны (связаны с новыми порциями недифференцированного перегретого родственного расплава, или даже более позднего базальтового расплава, которым ксенолиты были вынесены на поверхность).

Интерстициальные оливин и клинопироксен в описанных О.Б.Селянгиным образцах, содержат многочисленные крупные включения, подобные описанным нами. Как видно из рис. I, оливин алливалитов и эвкритов захватывал эти включения почти при таких же

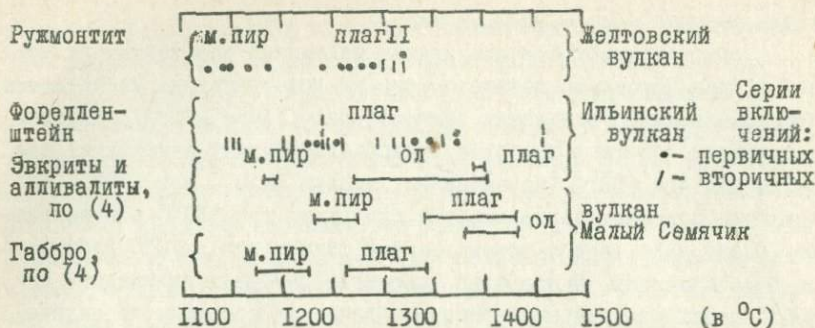


Рис.1. Интервалы температур гомогенизации расплавных включений в минералах ксенолитов (м.пир - клинопироксен, ол - оливин, плаг - плагиоклаз).



Рис.2. Состав газовой фазы индивидуальных включений в минералах ксенолитов (○ - "кислые" газы; □ - CO₂, △ - N₂ + редкие газы, X - увеличение объема газовой фазы после вскрытия включений).

температурах, как и плагиоклаз. Клинопироксен во всех случаях кристаллизовался при более низкой температуре. Это позволяет считать оливин более ранним, а клинопироксен более поздним минералом, разраставшимся за счет интеркумулятного погребенного расплава. Такая картина не нарушается и для ксенолитов габбро Малого Семячика: сначала кристаллизуется битовнит-лабрадор, а затем клинопироксен. Но по сравнению с алливалитами и эвкритами Малого Семячика все температуры понижаются до интервалов, близких к полученным нами для плагиоклаза и клинопироксена ружмонитов. Сходство дополняется обилием захваченных включений и их фазовым характером (стекловатые и в различной степени раскристаллизованные).

Помимо установления первичномагматического происхождения ксенолитов, определения температур и последовательности кристаллизации минералов, нами сделана попытка выяснить особенности химизма летучих компонентов, растворенных в материнских для ксенолитов расплавах. Для этого проводилось изучение состава газовой фазы индивидуальных включений. Полученные данные приведены на рис. 2 и в табл. I. Во всех без исключения случаях преобладающим компонентом "сухих" газов оказались "азот + редкие газы". CO_2 присутствует в резко подчиненном количестве. Группа "кислых" (сернистых и др.) газов обнаружена лишь в одном анализе. CO , H_2 , O_2 - не обнаружены. Вода не анализировалась, но судя по газовым включениям, захваченным при кипении расплава, являлась одним из главных растворенных компонентов.

В отличие от существенно азотных "сухих" компонентов флюида, растворенного в вулкано-плутонических, более ранних, материнских для ксенолитов расплавах, в составе флюида современных вулканических базальтовых расплавов в момент кристаллизации интрателлурических вкрапленников всегда преобладает углекислота. "Азот + редкие газы" появляются в расплаве в существенных количествах лишь при высоких температурах, а также при поступлении в близповерхностную магматическую камеру, питающую вулкан, новых порций глубинного расплава. Данные о составах вулканических газов, растворенных в базальтовых расплавах, сообщались И.Т.Бакуменко, Н.М.Поповой и Н.А.Шугуровой в докладах на Ростовском совещании по термобарогеохи-

Таблица I

Результаты анализа газовой фазы индивидуальных включений в об.%^I

минерал	тип включения	T _{гом.}	D газ. ф. в мм	$\frac{V_2}{V_1}$	H ₂ S, $\frac{SO_2}{H_2S}$	CO ₂	N ₂ + p.г.
Фореппенштейн Ильинского вулкана							
плаггио-клас	раскриталлизов.	I295	0,010	5,83	5,2	7,0	86,8
"	"	I255	0,011	8,85	не	анализировалось	
"	"	I460	0,023	29,79	0	0	100
"	"	I460	0,027	22,13	0	2,45	97,55
"	"	I380	0,023	33,86	0	4,5	95,5
"	"	I280	0,018	16,12	0	3,8	96,2
"	"	I310	0,019	37,75	0	16,32	83,68
оливин	стекловатое	не нагр.	0,0066	0,15	0	0	100
"	частично раскрит.	"	0,027	18,82	0	8,75	91,25
"	"	"	0,019	62,02	0	35,69	64,31
"	"	"	0,026	7,64	0	5,7	94,3
Ружмонтит Желтовского вулкана							
ядро плаггио-класа	газовое, первичное	370	0,028	19,1 ³⁾	0	0	100
"	газовое, вторичное	?	0,027	58,66 ⁴⁾	0	16,62	83,38
промежуточн. зона	раскриталлизованное, первичное	I320	0,014	28,19	0	0	100
плаггио-клас	раскриталлизов. не позднее	нагр.	0,009	27,00	0	12	88
"	"	"	0,012	6,21	не	анализировалось	
"	"	"	0,020	24,18	0	13,37	86,63
"	раскриталлизованное, раннее	"	0,026	40,67	0	0	100
оливин	стеклов. первичное	"	0,022	4,50	не	анализировалось	
"	"	"	0,028	48,67	0	0	100
"	"	"	0,052	36,64	0	12,75	77,26
клинопидоксен	частично раскрит. первичное	I185	0,021	2,77	0	11,1	88,9
"	"	I120	0,048	10,7	0	18,84	81,16

I) O₂, CO H₂ - не обнаружены.

2) увеличение объема газовой фазы после вскрытия.

3) для других первичных сингенетичных газовых включений величина $\frac{V_2}{V_1} = 1) 14,9; 2) 24,3; 3) 12,9; 4) 12,4; 5) 17,7$.

4) для других сингенетичных газовых вторичных включений величина $\frac{V_2}{V_1} = 1) 62,2; 2) 83,3; 3) 117,8; 4) 51,5; 5) 58,7$.

мии в 1973 г. и на Всесоюзном вулканологическом совещании в Петропавловске-Камчатском в 1974 г. Приводимые здесь новые данные по включениям в минералах ксенолитов еще раз подтверждают тезис о ювенильном происхождении "азота+редких газов". Еще одной отличительной особенностью вулканических базальтовых расплавов от вулcano-плутонических является обязательное присутствие небольшой примеси "кислых" (сернистых и прочих) газов.

Для количественной характеристики растворенных в базальтоидном расплаве "сухих" газов определенное значение имеет величина изменения объема газовой фазы после вскрытия включений. По нашим данным эта величина существенно больше для включений в минералах анортит-содержащих ксенолитов по сравнению с вкрапленниками современных лав. Для плагиоклаза и оливина из форелленштейна Ильинского вулкана и для пироксена из ружмонтита Желтовского вулкана величина изменения объема газовой фазы имеет прямую связь с содержанием CO_2 и обратную с содержанием азота. Для плагиоклаза и оливина ружмонтитов связи обратные. Причина этого явления пока не совсем понятна.

В заключение проанализируем сведения о составе первичных газовых включений в реликтовой зоне анортита ружмонтитов. Эти включения оказались на 100% состоящими из "азота + редких газов". Вместе с тем, несмотря на типично "газовый" облик включений, благодаря находке трубчатых включений, удалось установить, что в валовом составе этих включений преобладающим компонентом выкипающей из расплава газовой смеси является вода, т.е. продукты кипения являются не азотной, а азотно-водной смесью. Фаза воды составляет около 20 об.% (удельный объем воды равен $5 \text{ см}^3/\text{г}$), т.е. в момент кипения водная фаза развивала давление не выше 1,6-1,7 кбар (6). Оценка производилась для температуры ~ 1240-1320°C, установленной для более поздней зоны анортита. Истинное давление не может существенно отличаться от этих значений при любых более или менее вероятных других значениях истинной температуры. Указанные значения оценок вероятной температуры и давления не противоречат экспериментальным данным по плавлению плагиоклаза № 87-94 (см. 7 и др.).

Кроме того, некоторое несущественное добавочное давление развивает примесь азота. Оценить это давление можно с учетом

увеличения в 12-24 раза объема газового пузырька после вскрытия газовых включений. По данным (8) удельный объем азота при давлении 1 бар и комнатной температуре = $870 \text{ дм}^3/\text{кг}$. Отсюда, с учетом поправки на объем, занимаемый водой (20%), истинный удельный объем азота в невскрытом включении будет в 10-19 раз меньше значения $870 \text{ дм}^3/\text{кг}$ (т.е. $87-43 \text{ дм}^3/\text{кг}$). По данным (8) на изохоре азота с удельным объемом $87-43 \text{ дм}^3/\text{кг}$ при температуре $1240-1290^\circ\text{C}$ развивается дополнительное давление равное лишь 0,05-0,1 кбар. Отсюда давление сосуществующего с расплавом азотно-водного флюида, а следовательно и общее давление при кипении расплава было равным лишь 1,7 кбар ($1,6+0,1$). Кипение расплава, очевидно, вызвано некоторым сбросом давления в кристаллизующемся магматическом очаге до указанной величины. Любопытно, что для более поздних вторичных газовых включений характерно еще большее увеличение объема газовой фазы (в 51,5 - 117,8 раз). Отсюда значение удельного объема азота во включениях понижается до 0,4-0,7 кбар. К сожалению, величину водного давления для этих включений оценить не предоставляется возможным. Для следующей стадии кристаллизации (после прекращения кипения) по оливин-анортитовому равновесию (9) можно судить лишь о верхнем возможном пределе давлений: эти минералы могут сосуществовать при давлении, не превышающем 8,5 кбар, т.е. ксенолиты кристаллизовались не глубже 25 км.

В отличие от кипящего малоглубинного вулкано-плутоического базальтоидного расплава материнского для анортитсодержащих пород, при кипении современных базальтовых расплавов в составе выкипающих флюидов преобладает CO_2 (количество воды неизвестно). Давление CO_2 в кипящем столбе расплава, транспортирующего ксенолиты, как это было установлено по вторичным перенаполненным включениям жидкообразной CO_2 в ксеногенном кварце из потока Апахончич (Ключевская сопка) достигало 2,6-2,9 кбар, т.е. было существенно более высоким, чем флюидное давление при кристаллизации анортитсодержащих ксенолитов. Возрастание флюидного давления, по-видимому, связано с изменением состава флюидов во времени и с разрастанием мощности земной коры за счет накопления вулканогенных образований при современном измерзении, в связи с чем кипение оказывается возможным лишь при более высоком

давлении флюидов. Обогащенность флюидов углекислотой, а не азотом, по-видимому, связано с большей газовой дифференциацией современного базальтового расплава, по сравнению с более ранним базальтоидным расплавом на стадии кристаллизации ранних анортитсодержащих кумулатов.

Проведенные исследования и сопоставления позволяют сделать следующие выводы:

1. Однозначно доказано, что образование анортитсодержащих обособлений является более ранним, чем поступление базальтового расплава, которым они были вынесены на поверхность, т.е. фюрелленштейны и ружмонтиты являются ксенолитами независимо от трактовки их происхождения.

2. Изучение расплавных включений во всех минералах анортитсодержащих ксенолитов свидетельствует о магматическом кумулативном происхождении ксенолитов (но не кумулатов транспортирующего базальтового расплава!) и формировании их в сравнительно малоглубинных условиях при довольно высокой температуре. Наиболее высокая температура начала кристаллизации протокристов анортита (выше 1300°C). При наименьшей температуре кристаллизовался клинопироксен ружмонтитов ($1185-1120^{\circ}\text{C}$).

3. Проблематичные расплавные включения в анортите с температурой гомогенизации 1460°C , вероятнее, связаны с поступлением в кристаллизовавшийся магматический очаг новых порций более горячего расплава, а не с первичной кристаллизацией при такой температуре.

4. На начальной стадии формирования протокристов анортита имело место вскипание расплава с отделением азотно-водного флюида при давлении около 1,7 кбар.

5. После прекращения кипения в составе газов, растворенных в охлаждающемся расплаве, "азот + редкие газы" продолжали резко доминировать над другими газами. Это свидетельствует о слабой газовой дифференцированности расплава, из которого происходила кристаллизация анортитсодержащих пород.

6. Так как температура транспортирующего базальтового расплава могла быть выше температуры плавления субанортитового плагноклаза при давлении, развивавшемся внутри захваченных азотно-водных газовых включений, плагноклаз на контакте с ними мог

частично переплавляться. Так как основной плагиоклаз чрезвычайно легко кристаллизуется, то переотложившееся на стенках включений вещество заметить очень трудно.

ЛИТЕРАТУРА

1. Заварицкий А.Н. Изверженные горные породы. Изд. АН СССР, М., с.479, (1955).
2. Wager L.R., Brown G.M., Wadsworth W.J. Types of igneous cumulates. *Journ. Petrology*, 1, 73-85, 1960.
3. Уэйджер Л., Браун Г. Расслоенные изверженные породы. Серия "Науки о Земле", т.26. Изд. "Мир", М., с.552, (1970).
4. Михайлов М.Ю., Шацкий В.С. Силитовый нагреватель для высокотемпературной микротермокамеры. В сб. "Минералогия эндогенных образований". Тр. Зап.-Сиб. отд. ВМО, Новосибирск, с.36-41, (1974).
5. Селянгин О.Б. Температурные условия образования некоторых типов кристаллических включений в современных вулканитах Камчатки. Тезисы докладов IV регионального совещания по термобарогеохимии процессов минералообразования. Изд. Ростов. ун-та, с.210, (1973).
6. Справочник физических констант горных пород. Изд. "Мир", М., с.385, (1969).
7. Минералы. Справочник. Диаграммы фазовых равновесий. Вып. I. Изд. "Наука", М., с.514, (1974).
8. Варгафтик Н.Б. Справочник по теплофизическим свойствам газов и жидкостей. Изд. "Наука", Главн. ред. Физ.-мат. литературы, М., с.720, (1972).
9. Кусиро И., Йодер Г.С., мл. Реакции между форстеритом и анортитом при высоких давлениях (в кн. Д.Х.Грин, А.Э.Рингвуд и др. "Петрология верхней мантии". Изд. "Мир", М., с.294-299, (1968)).

А.Г.Ильин, Н.Ф.Красов

ТЕМПЕРАТУРНЫЕ ОСОБЕННОСТИ КРИСТАЛЛИЗАЦИИ ВКРАПЛЕННИКОВ
ПЛАГИОКЛАЗА В ЛАВАХ КАРЫМСКОГО ВУЛКАНА, РАЗЛИЧАЮЩИХСЯ
ПО СТЕПЕНИ ГАЗОНАСЫЩЕННОСТИ

Целью настоящей работы является выяснение особенностей температурных режимов кристаллизации вкрапленников плагиоклаза в лавах, сходных по химизму силикатной составляющей, но различающихся по степени газонасыщенности.

Наиболее подходящими объектами для решения этой задачи оказались свежие лавовые потоки вулкана Карымского (Вост.Камчатка), относящиеся к двум последним периодам его извержений в 1962-1965 и 1970-1971 годах.

Описания излияния этих потоков, а также их петрологические характеристики даются в работах камчатских вулканологов (Иванова Б.М., Кирсанова И.Т., Дубик Ю.М. (2,4,5). Там же приводятся схемы расположения на вулкане потоков, излившихся в конкретные, описываемые этими авторами периоды активизации вулкана. Привязка образцов пород из потоков, относящихся к большему отрезку времени, чем любой из этих рассмотренных периодов, требует новой, более полной схемы. На основании собственных полевых наблюдений и дешифрирования аэрофотоснимков такая схема была нами составлена (рис.1). На ней изображены все те границы лавовых потоков, которые во время наших полевых исследований на вулкане (1972-1974 гг.) были отчетливо видны. При датировке потоков излияния 1962-1970 годов нами использованы данные вышеупомянутых авторов.

По описаниям и петрологическим характеристикам, а также по результатам собственных наблюдений, из всей массы свежих лавовых потоков нами были избраны лишь четыре, сформированные лавами максимально различающимися по газонасыщенности: глубокий поток слабо газонасыщенной лавы, излившийся в мае 1963 года; покровный поток умеренно газонасыщенной лавы, излившийся в январе 1963 года, подушечный поток сильно газонасыщенной лавы, излившийся в январе 1963 года; поток максимально газонасыщенной лавы типа "раскаленная лавина", излившийся в мае 1970 года.

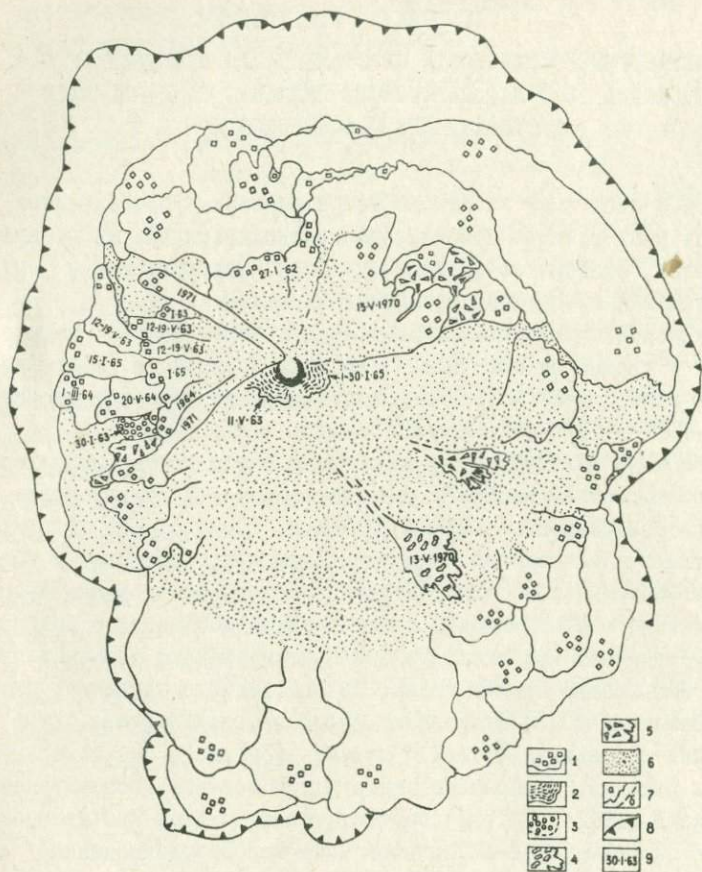


Рис. I - Схема расположения лавовых потоков на вулкане Каримском (1974 г).

1-Глибковые потоки; 2-покровные потоки; 3-подушечные потоки; 4-поток типа "раскаленная лавина"; 5-агломератовые потоки; 6-рыхлые склоновые отложения; 7-границы лавовых потоков: а) достоверные, б) предполагаемые; 8-граница обрыва кальдери; 9-даты излияния лавовых потоков.

Температурные особенности процессов кристаллизации вкрапленников плагиоклаза в андезито-дацитовых лавах различной газонасыщенности определялись нами методом исследования включений минералообразующих расплавов.

Вкрапленники плагиоклаза во всех четырех лавовых потоках не имеют существенных различий. По составу, определенному нами методами кристаллооптики, они относятся к андезину-лабрадору №№ 48-58.

Большинство кристаллов плагиоклаза имеет обычное зональное строение и не обнаруживает при исследовании под микроскопом никаких следов коррозии. Их кристаллизация представляется нам непрерывным процессом.

Некоторые кристаллы плагиоклаза характеризуются блоковым строением ядерной части, проявляющемся в блоковом погасании и наличии на границах блоков полосок Бекке. При переходе от ядерных частей таких кристаллов к внешним зонам рисунком погасания и полосками Бекке фиксируются следы коррозии, что свидетельствует о кристаллизации их в два этапа.

На основании обнаруженных различий в строении кристаллов мы склонны выделять две генерации вкрапленников плагиоклаза: раннюю и более позднюю, и, соответственно, различать два этапа в процессе кристаллизации плагиоклаза: ранний, к которому относятся ядерные части кристаллов сложного строения и более поздний, к которому относятся внешние зоны кристаллов сложного строения и все остальные кристаллы простого строения.

Включения минералообразующих расплавов в изученных вкрапленниках плагиоклаза характеризуются разнообразием (рис. 2, 3, 4, 5, 6) и большой густотой скопления. Часто в поле зрения микроскопа (при объективе $\times 20$) их оказывалось до двухсот и более.

По морфологии различаются включения в совершенстве ограниченные, ограниченные частично и полностью лишенные элементов огранки.

В качестве фаз во включениях отмечены: затвердевший расплав, газ, кристаллики минералов-узников и минералов-спутников, которые диагностировались по их кристаллооптическим показателям и представлены плагиоклазом, апатитом, пироксенами и рудным минералом - магнетитом. Затвердевший расплав представлен во включениях стеклом с кристаллитами различного размера (рис. 2, 3, 6).

Степень раскристаллизованности расплавов во включениях хо-



Рис.2 (x1000)

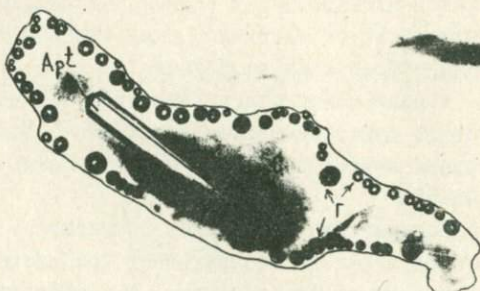


Рис.3 (x1000)

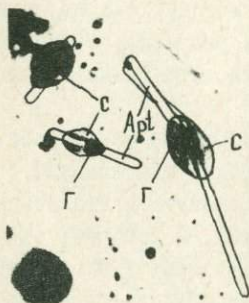


Рис.4 (x1000)

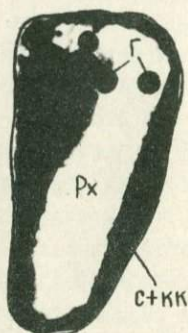


Рис.5 (x1000)



Рис.6 (x1000)

Виды расплавных включений в плагиоклазах.

Рис.2—Негативно-ограниченное включение стекла, затемненного крип-токристаллитами (с+кк) с одним газовым пузырьком (г). Рис.3—Бес-форменное включение стекла (с) с одним кристалликом-узником а-патита (Apt) и многочисленными газовыми пузырьками (г). Рис.4—Ком-бинированные включения в виде капелек застеклованного расплава (с) с одним газовым пузырьком (г), "налипших" на кристаллики-спутники апатита (Apt). Рис.5—Комбинированное включение стекла, затемненного криптокристаллитами (с+кк) с большим кристалликом-спутником пироксена (Px) и несколькими газовыми пузырьками (г). Рис.6—Включение стекла с обильными различными микрокристаллита-ми (с+мк) и одним газовым пузырьком (г).

рошо коррелируется с газонасыщенностью лав. Во вкрапленниках плагиоклаза из пород глыбового потока (наименее газонасыщенная лава) расплав во включениях чаще оказывается раскристаллизованным, реже - стекловатым. Для вкрапленников из пород подушечного потока и потока типа "раскаленная лавина" (наиболее газонасыщенные лавы) наоборот, - более характерны стекловатые включения. Это объясняется тем, что менее газонасыщенный расплав во включениях был уже в значительной мере раскристаллизованным еще до извержения, в то время как более газонасыщенный расплав при тех же температурах оставался жидким и был застеклован при резком охлаждении во время извержения.

Распределяются включения, как правило, в виде хаотических скоплений в ядрах кристаллов, по одной или нескольким резко выраженным зонам роста и иногда по залеченным трещинам.

Включения, расположенные в трещинах, содержат только застеклованный расплав и один газовый пузырек. Включения в зонах роста могут быть любого типа фазового содержания из числа описанных выше, кроме содержащих плагиоклаз в качестве минерала-узника. Последние обнаруживают четкую приуроченность к ядрам кристаллов некоторых вкрапленников, имеющих блоковое строение.

В соответствии с известными критериями нами выявлены включения первичные и мнимовторичные. Первичные расплавные включения в изученных нами препаратах преобладают над мнимо-вторичными, а собственно вторичные вообще отсутствуют, т.к. изученные породы не подвергались вторичной гидротермально-пневматолитовой переработке.

Опыты по гомогенизации включений проводились в микротермокамере с силитовым нагревательным элементом конструкции Михайлова М.Ю. и Шацкого В.С. (6).

Нагреванию в микротермокамере подвергались препараты, содержащие большие группы включений (30-200 шт.). Результаты опытов по гомогенизации таких больших групп включений отличаются повышенной достоверностью, потому что в ходе их нагревания на фоне нормально гомогенизирующихся всегда становятся особенно хорошо отличимыми разного рода аномальные включения, которые из дальнейшего рассмотрения исключаются.

Впервые замеры температур гомогенизации расплавных включений во вкрапленниках плагиоклаза из андезито-дацитов Карымс-

кого вулкана были сделаны И.Т.Бакуменко (1). Им приводятся две цифры 1340°C и 1280°C. Однако, для решения стоявшей перед нами задачи требовалось значительно большее количество данных, которые были привязаны к конкретным, избранным нами для исследования геологическим объектам. Для каждого из потоков лав различной газонасыщенности нами проделано около 30 опытов.

Во всех опытах зафиксированы температуры начала разжижения стекла или плавления микрокристаллитов во включениях. Полученные точки для разных потоков ложатся в следующих интервалах: для глибового потока - 1030-1150°C, для покровного потока - 1010-1120°C, для подушечного потока - 980-1085°C для потока типа "раскаленная лавина" - 940-1065°C. Очевидно, что с увеличением газонасыщенности лав, сформировавших потоки, снижаются температуры разжижения стекла и плавления микрокристаллитов во включениях.

Разжижение стекла при нагревании включений часто сопровождается появлением дополнительных пузырьков газа, которых при нормальных условиях во включениях не наблюдалось. Возможно, что эти пузырьки образуются просто за счет растворенных газов, не успевших отделиться от расплава при его резком застекловании. Либо, это явление можно объяснить уменьшением растворимости летучих в разжиженных силикатных расплавах вследствие существенного повышения температуры при незначительном возрастании давления. Давление летучих компонентов в процессе кристаллизации исследованных вкравленников плагиоклаза, определенное нами по увеличению газовых пузырей расплавных включений при их вскрытии, не превышает первых сотен атмосфер. Температуры, при которых в нагреваемых включениях появляются дополнительные газовые пузырьки (начало разжижения стекла), как уже упоминалось, колеблются от 940 до 1150°C. Известно, что в этой РТ-области с повышением температуры растворимость летучих в расплаве снижается, а с ростом давления - увеличивается (7,8). При нагревании системы расплав-газ во включениях вместе с ростом температуры растет и давление, т.к. на растворимость газов в расплаве одновременно оказывают влияние два противоположно направленных фактора. Отсюда ясно, что выделение дополнительных газовых пузырьков из расплавов во включениях вполне возможно, когда сни-

жение растворимости газов в расплаве, связанное с повышением температуры, неполностью компенсируется повышением растворимости, связанным с ростом давления.

В нескольких случаях, когда кристаллики минералов-узников во включениях можно было диагностировать, нами засечены их температуры плавления (кристаллизации): плагиоклаза - 1280-1380°C, пироксенов - 1170-1230°C, апатита - 1000-1100°C, магнетита - 1170-1230°C.

Следует отметить, что кристаллизация этих минералов из андезитово-дацитовых расплавов может происходить и при более высоких температурах, т.к. во вкрапленниках плагиоклаза они встречаются также и в качестве минералов-спутников, законсервированных внутри или рядом с включениями, гомогенизирующимися при температуре 1290°C. А поскольку захватывались они в виде уже оформившихся кристаллов, можно утверждать, что начальные температуры их кристаллизации могут быть еще более высокими.

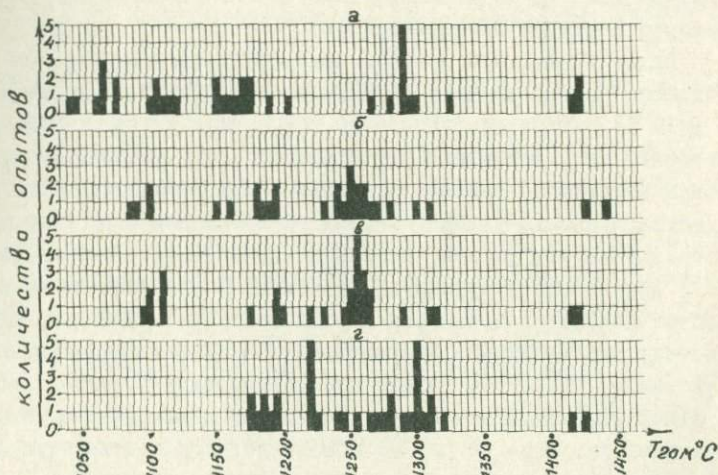


Рис. 7. Гистограммы распределения температур гомогенизации расплавных включений во вкрапленниках плагиоклаза из андезитово-дацитовых лавовых потоков вулкана Каримского: а) для потока типа "раскаленная лавина", б) для подушечного потока; в) для порового потока; г) для глыбового потока.

В результате опытов по гомогенизации включений установлены интервалы температур кристаллизации вкрапленников плагио-клаза в четырех потоках лав различной газонасыщенности. Из гистограмм распределения температур гомогенизации включений (рис. 2) видно, что для каждого потока можно выделить, по крайней мере, два этапа интенсивной кристаллизации вкрапленников: высокотемпературный (ранний) и относительно низкотемпературный (более поздний). Они соответственно имели место при температурах: $1425-1415^{\circ}\text{C}$ и $1320-1170^{\circ}\text{C}$ - для глыбового потока; $1420-1415^{\circ}\text{C}$ и $1315-1095^{\circ}\text{C}$ - для покровного потока; $1440-1425^{\circ}\text{C}$ и $1310-1085^{\circ}\text{C}$ - для подушечного потока; $1420-1415^{\circ}\text{C}$ и $1325-1040^{\circ}\text{C}$ - для потока типа "раскаленная лавина".

Из сравнения гистограмм видно, что с увеличением газонасыщенности лав процесс кристаллизации вкрапленников в них становится возможным при все более низких температурах. Если в потоке глыбовой лавы, обедненной летучими, он шел только до температуры 1170°C , то в потоке типа "раскаленная лавина" он был возможен даже при температуре 1040°C .

Видно также, что на всех четырех гистограммах четко обособляются приблизительно одинаковые высокотемпературные (от 1440 до 1415°C) интервалы температур гомогенизации включений. Эти интервалы дали включения четко приуроченные к блоковым ядерным частям кристаллов ранней генерации и содержащие плагиоклаз в качестве минерала-узника. Теперь на основании термометрических исследований эту раннюю генерацию вкрапленников можно назвать еще и высокотемпературной. А из самого факта наличия во всех лавовых потоках родственных по температурам кристаллизации и строению вкрапленников плагиоклаза ранней генерации можно сделать вывод, что лавы, давшие все четыре типа потоков, произошли от одной родоначальной магмы. Сходство химических анализов изученных лав (2,4,5) служит дополнительным подтверждением этого вывода.

Верхние пределы более низкотемпературных этапов кристаллизации вкрапленников плагиоклаза, как это видно из тех же гистограмм, тоже близки и лежат в интервале $1310-1325^{\circ}\text{C}$. Это говорит о сходстве условий, в которых находились порции магмы, давшие разные потоки. Отсюда становится очевидным, что все

различия в газонасыщенности отдельных порций магмы возникли при температурах ниже 1310–1325°C и отразились лишь на положении нижних температурных пределов этих этапов кристаллизации в разных потоках.

В целом, по результатам проведенных исследований можно сделать следующие выводы:

1. Вкрапленники плагиоклаза во всех четырех лавовых потоках кристаллизовались в два этапа. Интервалы температур кристаллизации их, определенные методом гомогенизации расплавных включений, равны: для глибового потока – 1425–1415°C и 1320–1170°C, для покровного потока – 1420–1415°C и 1315–1095°C, для подушечного потока – 1440–1425°C, и 1310–1085°C, для потока типа "раскаленная лавина" – 1420–1415°C и 1325–1040°C.

2. На основании разделения температур гомогенизации включений на два четко обособленных интервала и по петрографическим данным выделяются две генерации плагиоклаза вкрапленников: ранняя высокотемпературная, кристаллизовавшаяся при 1440–1415°C и более поздняя, кристаллизовавшаяся при температурах 1325°C и ниже.

3. Лавы, давшие все четыре типа потоков, произошли от одной родоначальной магмы.

4. Дифференциация глубинной магмы Карымского вулкана по газонасыщенности происходила во время последних извержений (1962–1970 гг.) при температурах ниже 1325–1310°C.

5. Нижние температурные пределы интервалов кристаллизации вкрапленников плагиоклаза второй генерации закономерно снижаются в ряду: глибовый поток – покровный поток – подушечный поток – поток типа "раскаленная лавина" и, соответственно, равны: 1170, 1095, 1085, 1040°C. То есть, с увеличением газонасыщенности лав процесс кристаллизации в них становится возможным при все более низких температурах.

6. Точки начала разжижения стекла и плавления микрокристаллитов во включениях ложатся для глибового потока в интервале 1120–1030°C, для покровного потока – 1120–1010°C, для подушечного потока – 1085–980°C, для потока типа "раскаленная лавина" – 1065–940°C. Очевидно, что с увеличением газонасыщенности лав, сформировавших эти потоки, температуры разжижения стекла и

плавления микрокристаллитов во включениях (также как и минимальные температуры кристаллизации вкрапленников плагиоклаза) закономерно снижаются.

7. В природных андезито-дацитовых расплавах (как это определено по плавлению кристаллов-узников) кристаллизация плагиоклаза, пироксенов, магнетита и апатита происходит, соответственно, в следующих интервалах температур: 1380-1280, 1290-1170, 1290-1170, 1290-1000°C.

ЛИТЕРАТУРА

1. Бакуменко И.Т. Исследование стекловатых и раскристаллизованных включений в магматических минералах. В кн. "Проблемы петрологии и генетической минералогии. Т.П, изд. "Наука", М., с.259-272, (1970).
2. Дубик Ю.М., Огородов Н.В., Абдурахманов А.И., Хренов А.П., Токарев П.И. Фирстов П.П., Широков В.А., Лемзиков В.К. Начало нового эруптивного цикла активности вулкана Карымский в мае 1970 г. Бюлл. вулк.станций № 48, изд. "Наука", М., с.3-20, (1972).
3. Ермаков Н.П. Исследования минералообразующих растворов. Изд. Харьковского ун-та, (1950).
4. Иванов Б.В., Кирсанов И.Т., Серафимова Е.К., Скрипко К.А., Федоров М.В. Карымский вулкан в 1963 г. Бюлл. вулк.станций № 39, изд. "Наука", М., с.3-28, (1965).
5. Иванов Б.В. Извержение Карымского вулкана в 1962-1965 гг. и вулканы Карымской группы. Изд. "Наука", М., (1970).
6. Михайлов М.Ю., Шацкий В.С. Силитовый нагреватель для высокотемпературной микротермокамеры. В сб. "Минералогия эндогенных образований". Тр. Зап.-Сиб.отд.ВМО, Новосибирск, с.36-41, (1974).
7. Орлова Г.П. Равновесие силикатный расплав-вода при высоких давлениях. Труды УШ Всес.совещ. по эксперим. и технич. минералогии и петрографии., т. "Экспериментальное моделирование природных процессов", изд. "Наука", М., с.257-264, (1971).
8. Хитаров Н.И., Кадик А.А., Лебедев Е.Б. Влияние температуры на растворимость воды в силикатных расплавах. Труды УШ Всес.совещ. по эксперим. и технич. минералогии и петрографии., т. "Экспериментальное моделирование природных процессов", изд. "Наука", М., с.276-281, (1971).

В. А. Симонов

ГЕНЕТИЧЕСКИЕ ТИПЫ ВКЛЮЧЕНИЙ В МИНЕРАЛАХ ГАРЦБУРГИТОВ
ЧАГАНУЗУНСКОГО ГИПЕРБАЗИТОВОГО МАССИВА

В последнее время большой интерес представляют вопросы, связанные с проблемой генезиса так называемых альпинотипных гипербазитов. Происходит это прежде всего потому, что по целому ряду данных, состав этих гипербазитов наиболее близок, по сравнению с другими породами, с составом вещества верхней мантии Земли. По поводу условий образования альпинотипных гипербазитов существует множество точек зрения, причем многие из них являются диаметрально противоположными (2,4,5,6).

С помощью методов термобарогеохимии во многих случаях удалось довольно успешно выяснить некоторые запутанные вопросы генезиса определенных пород. Так, в частности, сейчас уже можно однозначно судить о генезисе некоторых гипербазитов, находящихся в ассоциации со щелочными породами (3). Наличие расплавных включений в таких типичных для гипербазитов минералов как оливин и пироксен позволяет твердо установить магматическую природу этих пород. В то же время в минералах гипербазитов альпинотипной формации (судя по устным сообщениям Бакуменко И.Т., Паниной Л.И. и др., т.к. опубликованных данных по этому вопросу практически нет) включений, несущих аналогичную генетическую информацию, не было найдено.

В данном сообщении приводятся некоторые результаты предварительных исследований генетических типов включений в минералах гарцбургитов крупнейшего в Горном Алтае Чаганузунского гипербазитового массива.

Хорошая обнаженность района, доступность и обилие свежих пород — все это обусловило выбор данного массива в качестве объекта исследования с применением методов термобарогеохимии.

По данным предыдущих исследователей Чаганузунский гипербазитовый массив сложен в основном серпентинитами и серпентинизированными перидотитами (5,6). Основной объем среди перидотитов

занимают гарцбургиты, подчиненную роль играют перцолиты. Наиболее сохранившиеся гарцбургиты были найдены в западной части массива. В ходе петролого-минералогических исследований под микроскопом были довольно детально выяснены некоторые закономерности. Два минерала — оливин и ромбический пироксен (энстатит) составляют основной объем гарцбургитов, но в то же время было установлено, что значительную роль также играют минералы производные метаморфических процессов, такие как моноклинный пироксен, роговая обманка, актинолит и низкотемпературные минералы — хлорит, различные серпентины. При изучении взаимоотношений минералов оказалось возможным установить последовательность образования минералов всей минеральной ассоциации гарцбургитов Чаганузунского массива. Судя по взаимоотношениям первичных магматических минералов оливина и ромбического пироксена, первым выделялся оливин, затем уже росли округлые кристаллы энстатита, образывавшие цепочки и иногда субпараллельные прожилки. Последовательность образования минералов в ходе понижения температуры метаморфических процессов можно представить в следующем виде: первым образовывался моноклинный пироксен; затем происходила амфиболизация ромбического и моноклинного пироксенов; развитие актинолита; баститизация ромбического пироксена и антигоритизация оливина; хлоритизация амфиболов и пироксенов, и развитие хризотила; иногда появлялись серпентины третьей генерации, развивавшиеся по трещинкам, пересекающим все предыдущие минералы.

При поисках включений минералообразующих сред основное внимание конечно уделялось оливину и ромбическому пироксену, но также, учитывая важность установления параметров образования минералов метаморфической последовательности, большое значение придавалось и включениям в таких минералах как моноклинный пироксен, амфиболы, хлориты и серпентины.

О л и в и н . В оливине гарцбургитов Чаганузунского гипербазитового массива можно выделить несколько типов включений. Прежде всего, это прозрачные кристаллические включения (рис. 1а, б). В большинстве случаев они имеют округлые, похожие на подушки, формы. Встречаются также включения с неровной поверхностью, с гранями и даже в виде почти правильных четырехугольных плас-

тинок. Включения данного типа однофазовые, но встречаются и двухфазовые, причем здесь можно выделить две разновидности: в первой черная рудная фаза находится в центре включения, в случае второй разновидности сами включения идеально чистые, но на свою поверхность они как бы собирают множество мелких зерен магнетита (рис.2а).

Второй тип включения в оливине — это рудные включения. Здесь выделяются от медово-коричневых до темно-коричневых включений и черные в большинстве случаев бесформенные выделения магнетита (рис.4а, в центре).

Включения третьего типа (рис.3б). В эту группу были отнесены включения растворов, как однофазовые, так и многофазовые. Включения имеют округлые формы с одним или несколькими светлыми бликами в центре. При исследовании на криометрической установке, наблюдалось, что с понижением температуры светлые блики во включениях изменяли свою форму, местоположение, исчезали и появлялись вновь вплоть до полного замерзания включения. В виду очень малых размеров включений, точно установить природу этих бликов не удалось. Они могут быть изменяющимися пузырьками газа, но также в равной степени и следствием оптических эффектов на деформирующейся в процессе охлаждения поверхности включения. По всей вероятности, в большинстве случаев эти включения являются вторичными, но довольно часто встречаются целые зоны включений, не имеющих никакой связи с залеченными трещинками. Ранее включения аналогичного типа были отмечены в оливинах дунит-пегматитов Кузнецкого Алатау (?). Попытки обработать их методами термобарометрии не принесли никаких положительных результатов. Включения такого типа, по-видимому, характерны для оливинов альпинотипных гипербазитов, так как встречались в больших количествах во многих гипербазитовых массивах юга Сибири (Кузнецкий Алатау, Горная Шория, Алтай).

Пока все попытки исследовать описанные типы включений с помощью методов термобарогеохимии оказались безуспешными. Причиной этому явилось окисление и потемнение оливина. Процессы окисления в основном шли с поверхности минерала, а также и изнутри, в частности сначала темнело содержимое включения, затем вокруг него

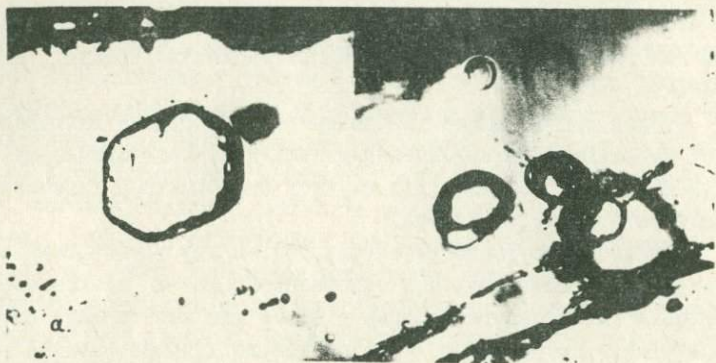


Рис. 1а,б. Включения в оливине. Увел. 700.

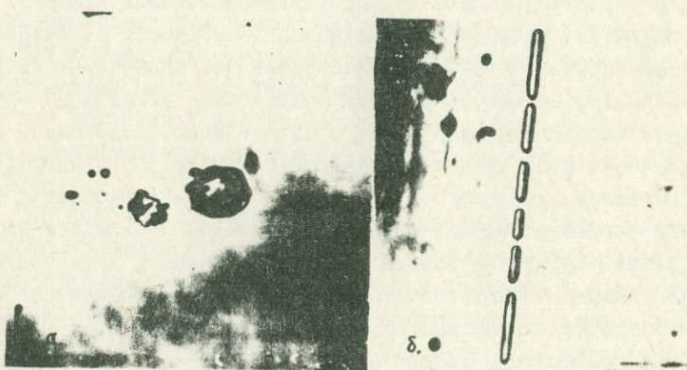


Рис.2 а) включения в оливине. Увел.1200;
 б) включения в серпентинизированном энстатите.
 Увел. 1200.

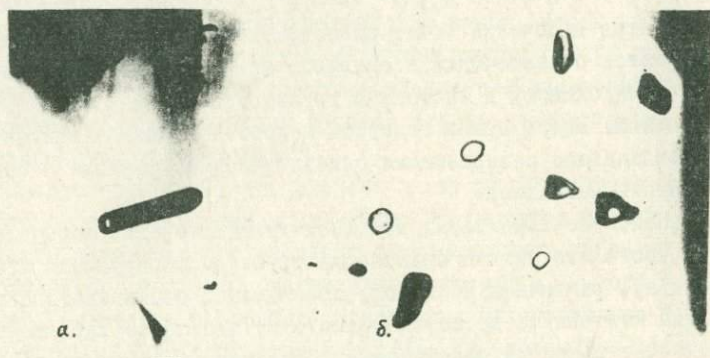


Рис. 3 а) включения в энстатите. Увел.2000;
б) включения в оливине. Увел.2000.



Рис. 4 а) включения в оливине. Увел.700;
б) включения в антигорите. Увел.240

образовывался ореол темно-коричневых изменений. Все изменения начинают происходить при 800-900°C и при 1000-1100°C практически ничего не видно.

Ромбический пироксен. В энстатите габрбургитов включения более однообразные и довольно значительно отличаются от включений в оливине. Можно только выделить одну общую для оливина и энстатита группу включений - это рудные включения. Здесь нужно отметить медово-коричневые включения, часто обладающие совершенными октаэдрическими формами и темные включения магнетита.

Наиболее характерны для энстатита трубчатые формы включений. Часто это четкие правильные трубочки с округлыми краями (рис.3а), различных размеров, прозрачные, очень светлые или слегка желтоватые до темно-желтого и, что самое характерное, - практически всегда однофазовые. Ориентированы эти включения параллельно друг другу вдоль спайности энстатита.

Другой тип включений в свежем энстатите представляют включения, связанные с зернами магнетита. Они образуют как бы прозрачные конусы, в основании которых находится магнетит.

Довольно интересны включения в незначительной степени серпентинизированном энстатите. Они образуют целые цепочки правильных прозрачных трубочек (рис.2б). Ориентированы по направлению спайности. Крайние трубочки в цепочках имеют клиновидные формы: постепенно сужаясь, они исчезают в минерале. При криометрических исследованиях этих включений можно было наблюдать следующую картину: при -83°C включения потемнели; при -67°C происходило просветление включений; -24°C - можно было видеть очень трудноуловимое движение во включениях. При многократных повторениях опытов по замораживанию включений данного типа более детальных и достоверных результатов не удалось добиться. На основании полученных данных точно диагностировать эти включения не удалось.

Описанные выше включения в энстатите исследовались в высокотемпературной микротермокамере до максимально возможных температур. При подъеме температуры вплоть до 1300°C никаких существенных изменений с включениями второго типа не происходило.

С 1350°C началось подплавление самого энстатита и при 1400–1450° происходило интенсивное плавление минерала. Здесь мы наблюдали довольно широкий интервал температур плавления энстатита (1350–1450°C), но это объясняется тем, что для силикатов в большинстве случаев необходимо продолжительное время, чтобы установилось равновесие между твердой и жидкой фазами (I). В самих включениях в этот период практически никаких изменений не было замечено. То есть, таким образом включения кристаллизовались при температурах свыше 1450°C.

Следует отметить, что процесс плавления энстатита происходил бурно, с интенсивным вскипанием. При быстром охлаждении полученного энстатитового расплава образовывались многочисленные искусственные расплавные включения, состоявшие из того же энстатита. Включения прозрачные, округлые, эллипсоидной формы. Очень часто мелкие искусственные включения проникают по системе образовавшихся трещинок. Включения кристаллические и не содержат стекла, т.к. по данным Дельтера (I), исследовавшего процессы кристаллизации расплавов отдельных минералов при быстром их охлаждении, расплавы ромбических пироксенов раскристаллизовываются почти полностью (на 80%).

М о н о к л и н и й п и р о к с е н . Здесь можно отметить только очень редкие однофазовые кристаллические включения.

Б а с т и т . Включения в этой разновидности серпентинов несколько отличаются от включений в антигорите и поэтому рассматриваются отдельно. Наиболее обычны для пластинок бастита рудные, иногда светлые, кристаллики, располагающиеся по целой системе залеченных трещинок. В других случаях часто в бастите, а точнее в баститизированном энстатите, наблюдаются остатки цепочек трубочек, описанных выше.

А н т и г о р и т . В данном случае наиболее характерны рудные включения (рис. 4б). Располагаются они зонально: наиболее мелкая россыпь находится в центре, затем идет чистое поле и после этого мы наблюдаем зону довольно крупных, часто трубчатых рудных включений. По поводу происхождения этих включений можно отметить две диаметрально противоположные точки зрения. Большинство исследователей считают, что подобная зональность

образовывалась в результате сброса оливином рудной составляющей в процессе его серпентинизации. Другие же считают, что магнетитовая зональность формировалась в процессе кристаллизации оливина из серпентинитового субстрата (2).

А к т и н о л и т , х л о р и т . Здесь наблюдались чрезвычайно мелкие трубчатые включения как однофазовые, так и сдвигающимися пузырьками газа ($T_{\text{гомогенизации}} \text{ около } 200^{\circ}\text{C}$).

В заключение следует отметить, что изучение включений в минералах альпинотипных гипербазитов связано со значительными трудностями: во-первых, очень высокие температуры минералообразования создают свои трудности и требуют соответствующую аппаратуру; во-вторых, значительные затруднения оказывает окисление оливина, в результате чего невозможно наблюдать за процессами изменения включений свыше 1100°C ; и в-третьих, до сих пор вообще не найдено достоверных раскристаллизованных, стекловатых или газовой-жидких включений, необходимых для установления термодинамических параметров образования альпинотипных гипербазитов.

Но несмотря на все эти затруднения, методы термобарогеохимии все же дают некоторую информацию об условиях образования минералов альпинотипных гипербазитов и в частности минералов гарцбургитов Чаганузунского гипербазитового массива.

ЛИТЕРАТУРА

1. Заварицкий А.Н., Соболев В.С. Физико-химические основы петрографии изверженных горных пород. М., (1961).
2. Морковкина В.Ф. Петрология гипербазитов Севанского хребта. Наука, М., (1974).
3. Панина Л.И., Костюк В.П. В сб. "Минералогия эндогенных образований", Новосибирск, (1974).
4. Пинус Г.В. В сб. "Проблемы петрологии гипербазитов складчатых областей", Новосибирск, (1973).
5. Пинус Г.В., Колесник Ю.Н. Альпинотипные гипербазиты юга Сибири. Наука, М., (1966).
6. Пинус Г.В., Кузнецов В.А., Волохов И.М. Гипербазиты Алтае-Саянской складчатой области. М., (1958).
7. Симонов В.А. В сб. "Исследования по геологии и геофизике Сибири", Новосибирск, (1975).

Л.И.Панина

ТЕМПЕРАТУРНЫЕ УСЛОВИЯ КРИСТАЛЛИЗАЦИИ ИЙОЛИТОВ
САЛМАГОРСКОГО МАССИВА (КОЛЬСКИЙ ПОЛУОСТРОВ)

В последние годы при решении вопросов происхождения щелочных пород большое внимание уделяется экспериментальным данным и, в первую очередь, данным минералотермометрии. С помощью гомогенизации включений минералообразующих сред, захваченных растущими кристаллами, получены многие важнейшие константы кристаллизации нефелиновых сиенитов (1,2), щелочных базальтоидов (3), щелочных габброидов (4) и пород щелочного ультраосновного комплекса (5). Однако данные минералотермометрического изучения пород якупирангит-мельтейгит-ийолитовой серии относятся, в основном, к массивам Сибирской платформы и, отчасти, предгорий Восточного Саяна. Крупнейшая Карело-Кольская провинция массивов щелочного ультраосновного комплекса практически оставалась вне изучения, хотя гипотеза метасоматического образования щелочных пород путем нефелинизации гипербазитов впервые была выдвинута Л.С.Бородиным (6) на основании геолого-петрографического изучения щелочных образований именно этого региона. Нами была предпринята попытка с помощью минералотермометрии изучить образцы ийолитов Салмагорского массива, любезно представленные В.А.Кононовой.

Как известно (7), Салмагорский массив входит в состав Салма-Ковдорского (Центрального) пояса каледонских щелочно-ультраосновных интрузий, который приурочен к глубинному субширотному разлому, разделяющему Кольский и Беломорский структурно-тектонические районы. Массив располагается в архейской толще беломорских гнейсов. Очертания его в плане приближаются к кругу диаметром 5-5,6 км. Массив почти целиком сложен щелочными породами, среди которых преобладают ийолит-уртиты, занимающие 50 - 60% всей площади. В центре интрузии распространены мельтейгиты, в юго-восточной части - трещинного типа тела оливинитов и пироксениты; между мельтейгитами и ультраосновными породами протягивается зона мелилитовых пород.

Методами минералотермометрии изучались ийолиты из периферической зоны массива. Для анализа подбирались лишь те разновидности, которые по мнению В.А.Кононовой являлись первично-интрузивными и не были подвержены перекристаллизации, нефелинизации и другим постмагматическим процессам. В Салмагорском массиве неизменными ийолитами сложены значительные площади. Эти породы — равномерно-среднезернистые, массивные, довольно выдержанные по составу и текстуре. Они сложены, в основном, нефелином (до 70 объем.%) и пироксеном (преимущественно диопсид-авгитом).

При минералотермометрическом исследовании в пироксене и нефелине были обнаружены первичные и вторичные включения расплавов.

В пироксене первичные включения расплава (рис. 1^а) встречаются по одиночке и группами по 4-5 штук; расположены бессистемно, без видимой приуроченности к конкретным зонам роста минерала. По классификации Н. П. Ермакова (8) такие включения относятся к азональным. Включения стекловатые и частично раскристаллизованные; газовый пузырь в них иногда отчетливо виден, чаще — отсутствует. Форма включений изометричная, овально-призматическая, неправильная; размеры от сотых до тысячных долей миллиметра. Подплавление кристаллических фаз и размягчение стекла наблюдается около 1000⁰С. При более высоких температурах большинство включений (99,9 %) взрывается. Гомогенизация единичных включений оказалась возможной лишь при очень медленном дальнейшем повышении температуры: на 20-30⁰С в течение часа. Гомогенизация осуществлялась в расплав при 1220-1250⁰С.

Вторичные включения расплава по форме, размеру и фазовому составу аналогичны первичным; отличаются от них лишь пространственной приуроченностью к трещинам в минерале. Подплавление кристаллических фаз, размягчение стекла и обособление газового пузыря происходит при довольно низких температурах — 840-900⁰С. Из-за повсеместной разгерметизации этих включений точно зафиксировать температуру гомогенизации не удалось. Предполагаемая температура гомогенизации находится в пределах 1120-1150⁰С.

В нефелине первичные включения расплава (рис. 1^б) пространственно совмещены с зонами роста минерала (зональные включения по Н. П. Ермакову, рис. 2). Включений очень много: до

нескольких сотен в поле зрения микроскопа. Включения частично и полностью раскристаллизованные. Форма их либо изометричная, либо имеет негативные кристаллографические очертания минерала-хозяина; размеры - не превышают тысячных долей миллиметра. Подплавление кристаллических фаз происходит около 950°C , обособление газового пузыря - при $1000-1020^{\circ}\text{C}$. Включения гомогенизируются в расплав при $1120-1180^{\circ}\text{C}$. При резком охлаждении происходит закалка расплава.

Вторичные включения расплава обычно расположены бессистемно, небольшими группами по 3-4 штуки; иногда они приурочены к трещинам минерала. Включения однофазовые (закаденное стекло), реже двухфазовые (стекло+газ). Форма их изометричная, овальная; размеры - сотые и тысячные доли миллиметра. Размягчение стекла и появление множества мелких пузырьков происходит в интервале $820-900^{\circ}\text{C}$. Гомогенизация осуществляется в расплав при $1000-1020^{\circ}\text{C}$.



Рис. 1. Первичные включения расплава: а) стекловатые в пироксене; б) частично-раскристаллизованные в нефелине.



Рис. 2.

Зональные включения в нефелине

Полученные результаты прежде всего свидетельствуют о магматическом происхождении преобладающей массы ийолитов Салмагорского массива. Выводы Л.С.Бородина (6) об определяющей роли метасоматических процессов при формировании подобных пород на изученном массиве не подтвердились. Температуры кристаллизации основных породообразующих минералов ийолитов оказались такими же высокими и примерно такого же порядка, как и в ранее изученных массивах Сибири (5): образование пироксена происходило при $1250-1220^{\circ}\text{C}$, нефелина при $1180-1120^{\circ}\text{C}$. Характерно, что в нефелине Салмагорских ийолитов впервые для подобных пород

щелочного-ультраосновного комплекса были обнаружены первичные зональные включения расплавов. Обычно первичность включений устанавливалась на основании косвенных данных. Обнаружение прямых доказательств первичности включений при хорошей сопоставимости температур их гомогенизации с температурами гомогенизации азональных первичных включений дает основание более широко использовать и с большей уверенностью полагаться на косвенные признаки при генетической классификации включений.

ЛИТЕРАТУРА

1. Т. Ю. Б а з а р о в а , Термодинамические условия формирования некоторых нефелинсодержащих пород, М., "Наука", 1969.
2. Л. И. П а н и н а , Минералого-генетическая характеристика некоторых щелочных массивов Прибайкалья, Новосибирск, "Наука", 1972.
3. В. С. С о б о л е в , Т. Ю. Б а з а р о в а , В кн. "Проблемы магматической геологии", Новосибирск, "Наука", 352-359, 1973.
4. В. С. Ш а ц к и й , Условия минералообразования в Кийском габбросиенитовом комплексе (Кузнецкий Алатау), автореф. канд. диссертации, Новосибирск, 1975.
5. Л. И. П а н и н а , В. П. К о с т ю к , В кн. "Минералогия эндогенных образований", Новосибирск, Ротапринт ин-та геол. и геофиз. СОАН СССР, 75-90, 1974.
6. Л. С. Б о р о д и н . Изв. АН СССР, сер. геол., № 6, 48-57 (1958).
7. А. А. К у х а р е н к о и др., Каледонский комплекс ультраосновных пород и карбонатитов Кольского полуострова и Северной Карелии, М., "Наука", 1965.
8. Н. П. Е р м а к о в , Геохимические системы включений в минералах, М., "Наука" 1972.

ТЕМПЕРАТУРНЫЕ УСЛОВИЯ КРИСТАЛЛИЗАЦИИ НИЖНИХ СТРУКТУРНО-МИНЕРАЛОГИЧЕСКИХ ЗОН АПОГРАНИТОВОГО МАССИВА.

Актуальность исследований по проблеме генезиса апогранитов определяется высокой практической значимостью, которую представляют месторождения редких элементов в апогранитах. Вопросы генезиса редкометалльных апогранитов освещены в работах многих исследователей (А.А.Беус, Н.Е.Залашкова, 1962, 1965; А.А.Беус и др., 1962; Н.Е.Залашкова, 1969; А.И.Тугаринов и др., 1968; Л.Ш.Базаров и др., 1969, 1972; В.И.Гордеева и др. 1974 и другие).

Минералотермометрическими методами (Н.П.Ермаков, 1950, 1972; Л.Ш.Базаров, 1968 и др.) исследовались включения в кварце нижних структурно-минералогических зон массива апогранитов.

Геологическое строение района развития апогранитов освещается в работах многих исследователей (А.А.Беус и др., 1962; А.М.Гребенников, 1966; Ю.И.Темников, 1972 и др.). Изучавшийся массив апогранитов слагает верхнюю апикальную часть одного из куполовидных выходов нормальных биотитовых гранитов верхне-юрского возраста. Массив апогранитов приурочен к пересечению разноориентированных разломов, развитых в пределах мощных терригенных отложений среднего палеозоя (Темников, 1972). Вмещающие породы представлены песчаниками, сланцами, алевритами и конгломератами.

Внутреннее строение массива характеризуется четкой вертикальной зональностью (Гребенников, 1962, Черник, Бабкин, 1963; Темников, 1972 и др.). Наиболее глубокие горизонты массива сложены неизменными биотитовыми порфиroidными гранитами. Минеральный состав неизменных биотитовых гранитов: плагиоклаз - до 40%, кварц - до 30%, калиевый полевой шпат - до 25%, биотит - до 10%; аксессуарные минералы: апатит, сфен, Биотитовые граниты выше по разрезу переходят в двуслюдяные (биотит-

мусковитовые) граниты. Минеральный состав: калиевый полевой шпат - до 30%, плагиоклаз - до 25%, кварц - до 32%, биотит - до 2%, мусковит - до 5%; акцессорные минералы - топаз, флюорит, касситерит, рутил, анатаз. Двуслодные граниты контактируют с альбитизированными мусковитовыми гранитами порфириобластовой структуры. Минеральный состав зоны: микроклин - до 30%, кварц - до 33%, альбит - до 30%, мусковит - до 7%. Возрастает содержание акцессорных минералов. Порфириобластовые мусковитовые граниты сменяются интенсивно альбитизированными гранитами, участками с амазонитом, мелко- и среднезернистой структуры. В зоне альбитизированных гранитов содержание плагиоклаза достигает 45%, микроклина - 30%, кварца - 20%, мусковита - 3%. Акцессорные минералы: колумбит, микролит, топаз, флюорит, касситерит, монацит. Выше по разрезу располагается зона лепидолит-альбитовых апогранитов. Минеральный состав зона: плагиоклаз (альбит) - до 45%, кварц - до 30%, амазонит - до 15%, лепидолит - до 7%, топаз - до 2%. Акцессорные минералы: колумбит-танталит, касситерит, монацит, клейофан, микролит, вольфрамит.

Ю.И. Темниковым (1972) среди жильных пород массива выделены аплитовидные мелкозернистые граниты, амазонит-кварцевые жилы, альбит-кварцевые и кварцевые жилы. Амазонит-кварцевые и альбит-кварцевые жилы распространены в пределах массива, в то время как аплитовидные мелкозернистые граниты и кварцевые жилы развиты в основном в экзоконтактовых зонах массива.

Минералотермометрическим исследованиям подвергался кварц из биотитовых порфириобластовых и двуслодных гранитов. При изучении кварца из неизмененных биотитовых гранитов выделены следующие генетические типы включений:

1. Первичные кристаллические.
2. Первичные раскристаллизованные.
3. Вторичные газовой-жидкие.

Первичные кристаллические включения представлены акцессорными минералами: апатитом, рутилом, сфеном и т.д. Нами не изучались.

Почти в каждом зерне кварца встречаются единичные раскристаллизованные включения, группы из двух, трех и более включений встречаются значительно реже.

Включения имеют изометричную форму. Размеры включений до 5 мк. Фазовый состав включений — газ и 3–4 и более твердых фаз. Соотношение объемов газа и твердых фаз приблизительно 10:90. Интервал температур гомогенизации раскристаллизованных включений от 850 до 1100°. При снижении температуры после гомогенизации включений соотношения объемов газ:твердые фазы в герметичных включениях восстанавливаются полностью. Повторные гомогенизации включений давали ту же температуру. При быстром снижении температуры в микротермокамере после гомогенизации во включениях возможно появление двух и более пузырьков газа вместо одного. Всего проведено 50 полных гомогенизаций.

В кварце из двуслюдяных порфировидных гранитов были выделены следующие генетические типы включений:

1. Первичные кристаллические.
2. Первичные раствор-расплавные.
3. Вторичные газовой-жидкие.

Первичные кристаллические включения представлены хорошо ограниченными кристалликами акцессорных минералов, полевыми шпатами. Нами не изучались.

Первичные включения растворов-расплавов распространены в кристаллах кварца неравномерно. Группы из двух и более включений встречаются сравнительно редко, наиболее распространены одиночные включения. При определении температуры гомогенизации использовались результаты, полученные по сериям-группам включений. (не менее двух-трех включений). Первичные включения растворов-расплавов имеют изометричную форму. Соотношение фаз — газ : жидкость : твердые фазы 10 : 5 : 85. Начало плавления-растворения твердых фаз 500 – 600°. Интервал температур гомогенизации от 800 до 850°. Включений, обладающих более низкими температурами гомогенизаций, несмотря на длительные и трудоемкие поиски, обнаружено не было.

Сравнивая полученные результаты изучения первичных включений в кварце биотитовых и двуслюдяных гранитов представляется возможным отметить следующее: неизменные биотитовые граниты кристаллизовались из расплава в интервале температур

от 850 до 1100°, а образование двуслюдяных (биотит-мусковитовых) гранитов происходило в интервале температур от 800 до 850° из растворов-расплавов.

Л И Т Е Р А Т У Р А

- 1). Базаров Л.Ш. (1968), Геология и геофизика, № 8.
- 2). Базаров Л.Ш., Косалс Я.А., Сенина В.А. (1969), ДАН СССР, т.189, № 1.
- 3). Базаров Л.Ш., Косалс Я.А., Сенина В.А. (1972), ДАН СССР, т.203, №3.
- 4). Базаров Л.Ш., Косалс Я.А., Сенина В.А., Гордеева В.И. (1972), ДАН СССР, т.205, № 1.
- 5). Беус А.А., Северов Э. А., Ситнин А.А., Субботин К.Д. "Альбитизированные и грейзитизированные граниты", Изд. АН СССР, 1962.
- 6). Беус А.А., Залашкова Н.Е., (1965), геология рудных месторождений, т.7, №6.
- 7). Гордеева В.И., Базаров Л.Ш. (1974), сб. "Минералогия эндогенных образований", изд. ИГиГ СОАН СССР, Новосибирск.
- 8). Ермаков Н.П. "Исследование минералообразующих растворов", изд. Харьковского университета, 1950.
- 9). Ермаков Н.П. "Геохимические системы включений в минералах", изд. "Недра", М., 1972.
- 10). Залашкова Н.Е. (1969), сб. "Минералого-геохимические и генетические особенности редкометалльных апогранитов", изд. "Наука".
- 11). Темников Ю.И. "Структурные особенности редкометалльных гранитных массивов Восточной Сибири", изд. "Недра", М., 1972.
- 12). Тугаринов А.И., Павленко А.С., Коваленко В.И. (1968) Геохимия, № 12.
- 13). Черник Л.Н., Бабкин А.С. Метасоматически измененные граниты в Восточном Забайкалье, ЗВМО, ч. 92, вып.12, 1963.

РЕЖИМ ВОДЫ И УГЛЕКИСЛОТЫ В ПРОЦЕССЕ КРИСТАЛЛИЗАЦИИ
АЛШИТОВОЙ ЗОНЫ РЕДКОМЕТАЛЬНОГО ПЕГМАТИТА

Вопрос о возможном режиме отделения летучих соединений от магмы является одним из наиболее дискуссионных в теории эндогенного минералообразования. В настоящей работе предлагается метод, применение которого, на наш взгляд, позволяет частично решить эту проблему применительно к конкретным природным объектам.

При формировании интрузивных пород основная масса летучих удаляется из магмы в процессе ретроградного кипения. Ретроградное кипение начинается в кристаллизующейся системе в момент, когда концентрация летучих в остаточном расплаве достигает предельных значений, и сопровождается образованием мельчайших пузырьков отделившейся фазы. Необходимым условием этого процесса является наличие ограниченной растворимости летучих соединений в силикатных расплавах. Подобные взаимоотношения между силикатным расплавом и водой в настоящее время установлены для большинства важнейших петрогенных систем (1), что, однако, не исключает существования неограниченной смесимости этих компонентов в некоторых специфических условиях минералообразования (2). Тем не менее, условия, благоприятные для возникновения неограниченной смесимости могут, по-видимому реализоваться лишь на промежуточных и заключительных этапах кристаллизации (3), в то время как на начальных стадиях режим летучих будет определяться, главным образом, процессом ретроградного кипения магмы. В целом следует отметить, что дегазация магмы в результате ретроградного кипения является достаточно широко распространенным процессом, реальным свидетельством которого может служить своеобразный комплекс включений минералообразующих сред в минералах магматических горных пород (4).

При ретроградном кипении, как и в других случаях кристаллизации в гетерогенной среде, рост кристаллов сопровождается захватом "комбинированных" аномальных включений с широким диапазоном изменения соотношения силикатный расплав - водный

раствор, начиная от включения собственно расплава и кончая включениями растворов, со всеми возможными промежуточными соотношениями. Кроме того, достаточно крупные обособления отделившихся от магмы растворов, находящиеся в равновесии с кристаллическими фазами, могут фиксироваться в последних в виде минимо-вторичных и вторичных включений.

Эти обстоятельства затрудняют диагностирование подобных включений и их исследование традиционными методами термобарометрии. В данном случае представляется весьма перспективным использование метода дифференциального термовакuumирования при извлечении газовой и жидкой фазы включений для последующего анализа. Температура вскрытия включений определяется, главным образом, плотностью растворов во включениях, прочностными свойствами минерала-хозяина и величиной самих включений (5). Неоднократно отмечавшиеся случаи существенного перегрева мелких включений много выше температуры гомогенизации не могут привести существенных погрешностей в получаемые результаты, так как основная масса выделившегося газа связана с крупными включениями, взрывающимися без значительных задержек. Наличие "комбинированных" аномальных включений так же не должно сказываться на аналитических результатах, поскольку плотность растворов в них и, как следствие, температура взрыва определяются, главным образом, давлением летучих в момент захвата включения.

Основные закономерности в изменении состава жидкости, отделяющейся от магмы в процессе ретроградного кипения, выявляются из рассмотрения проекции диаграммы трехкомпонентной системы с одним нелетучим (B) и двумя летучими компонентами (A и A_1) на грань призмы AA_1T (6,7) Из данной диаграммы следует, что состав первых фракций дистиллята определяется, главным образом, соотношением летучих в исходном расплаве и, в меньшей степени, давлением, существующем в системе к началу ретроградного кипения. Соотношение CO_2/H_2O в конечных фракциях дистиллята в закрытой системе равно отношению летучих в исходном расплаве. Общая направленность процесса фракционной дистилляции как в закрытой, так и открытой системе характеризуется изменением состава расплава и отделяющейся от него жидкости в сторону обогащения более растворимым в расплаве компо-

нентом (в нашем случае H_2O). Однако в открытой системе осуществляется более полное разделение и состав последних фракций дистиллята отвечает практически чистой воде. На основе экспериментов по плавлению силикатов в присутствии летучих А.А.Кадик (8) предлагает следующую последовательность летучих соединений в порядке возрастания растворимости в силикатных расплавах:

N_2 + редкие газы $\rightarrow CO_2 \rightarrow NH_3, HCl \rightarrow H_2O \rightarrow SO_3, P_2O_5 \rightarrow HF$. Опираясь на эти результаты, можно ожидать, что ранние фракционаты наряду с CO_2 будут содержать максимальные количества N_2 в сумме с редкими газами, NH_3, HCl , а в составе конечных будут преобладать H_2O, SO_3, HF .

Для практических расчетов можно воспользоваться уравнениями Нейманна (9), (10), выведенными для случая кристаллизации водонасыщенной магмы, содержащей один дополнительный летучий компонент.

$$c = kb = \frac{ka}{1 + (dk - 1)x} \quad \text{для закрытой системы}$$

$$c = kb = ka(1-x)^{dk-1} \quad \text{для открытой системы}$$

где a — концентрация растворенного компонента в системе в целом; b — концентрация растворенного компонента в остаточном силикатном расплаве; c — концентрация растворенного компонента в отделившейся жидкой фазе; d — концентрация воды в системе; x — доля закристаллизовавшегося расплава; $k = c/b$ — коэффициент распределения. Результаты расчетов по этим уравнениям графически представлены на рис. I. Значения параметров a, d, k оценивались на основе экспериментальных данных по совместной растворимости H_2O и CO_2 в гранитном расплаве (II).

С помощью дифференциального термовакuumного метода нами исследовалось соотношение H_2O и CO_2 во включениях в кварце и полевошпате из аплитовой зоны пегматита натро-литиевого типа. Наряду с аплитовой зоной в пределах пегматитовой жилы широко развита блоковая кварц-полевошпатовая зона, зоны кварцевого ядра, сахаровидного альбита, кварц-сподуменовая и кварц-мусковитовая зоны. Мощность аплитовой зоны достигает 50 сантиметров. Минеральный состав изучаемого аплита — кварц, полевой шпат. Темноцветные минералы практически отсутствуют.

Включения в кварце аплитовой зоны распространены доволь-

но широко и разнообразны по морфологии и фазовым соотношениям.

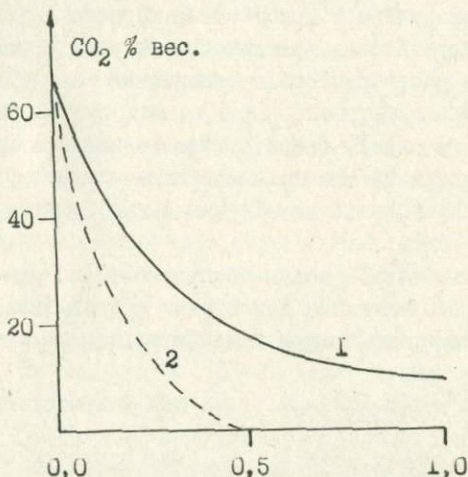


Рис. 1. Состав растворов, отделяющихся от магмы, в зависимости от доли закристаллизованного расплава. 1 — закрытая система; 2 — открытая система
 $\alpha \approx 0,2\%$; $d \approx 2,8\%$; $k \approx 340$; $P \approx 1$ кбар

По генетическому признаку могут быть выделены:

1. Первичные раскристаллизованные включения расплава. Главной особенностью этих включений является присутствие свободной водной фазы, составляющей до 5% объема включения.

2. Вторичные газовой-жидкие включения. Температура их гомогенизации $280-450^{\circ}\text{C}$, но, по-видимому, возможны и более высокотемпературные включения (12), (13).

Кроме того, в больших количествах встречены крупные газовой-жидкие включения, содержащие несколько твердых фаз. Температура гомогенизации таких включений составляет $280-450^{\circ}\text{C}$. Гомогенизация всегда происходит в жидкую фазу, причем растворения твердых фаз не наблюдается. При дальнейшем нагреве включения, как правило, взрываются.

Для определения содержания H_2O и CO_2 во включениях мономинеральные фракции кварца и полевого шпата ($0,65-0,25$ мм) под-

вергались нагреву в вакуумированном объеме, с целью последующего определения выделившихся при вскрытии включений воды и углекислоты на установке фракционного вымораживания.

Определения проводились последовательно в 50-ти градусных температурных интервалах. Результаты двух повторных анализов кварца и одного анализа полевого шпата в пересчете на соотношение $\text{CO}_2/\text{H}_2\text{O} + \text{CO}_2$ (% вес), отнесенные к серединам соответствующих температурных интервалов, представлены на графиках рис.2. Как видно из приводимых графиков, исследуемое соотношение закономерно возрастает и достигает максимальных значений при температурах 675°C (для кварца) и 575°C (для полевого шпата). Аналогичная зависимость, выраженная менее отчетливо, отмечается и для серии высокотемпературных включений. При промежуточных температурах выявляется обратная закономерность.

На основе проведенного выше физико-химического анализа и результатов изучения включений под микроскопом представляется вероятным, что высокотемпературные участки на графиках обусловлены вскрытием включений расплава; низкотемпературные - связаны с вскрытием вторичных (мнимовторичных?) газожидких и "комбинированных" включений. Соотношение $\text{CO}_2/\text{H}_2\text{O} + \text{CO}_2$ при промежуточных температурах определяется, по-видимому, одновременной взрываемостью включений двух вышеперечисленных групп. В связи с последним обстоятельством, максимальные значения соотношения $\text{CO}_2/\text{H}_2\text{O} + \text{CO}_2$ в низкотемпературной серии и минимальные в высокотемпературной следует определять соответствующей экстраполяцией (на рис.2 показана пунктиром). Результаты такой экстраполяции находятся в хорошем соответствии с экспериментальными данными по совместной растворимости H_2O и CO_2 в гранитном расплаве (II) (табл. I), что в целом подтверждает правомерность проведенной выше интерпретации. При общем сходстве полученных кривых фракционирования в кварце и полево-м шпате, фракционная кривая для кварца представляется несомненно более полной в том отношении, что на ней фиксируются начальные этапы ретроградного кипения. Подобные различия указывают на определенную последовательность кристаллизации минералов - кварц в данном случае кристаллизовался первым. Учитывая, что аплит лишь на 20% состоит из кварца, а ретро-

градное кипение начинается задолго до начала кристаллизации полевого шпата, необходимо признать, что концентрация летучих в исходном аплитовом расплаве была близка к предельной.

Таблица I

			CO ₂ /H ₂ O + CO ₂ (% вес) в гранитном расплаве по экспериментальным данным	CO ₂ /H ₂ O + CO ₂ (% вес) в аплитовом расплаве (по серии высокотемпературных включений)
			P _{общ} - 1-3 кбар	
Состав водно-углекислотной жидкости равновесной с расплавом	Кварц	$x_{H_2O} \approx 0,4$	8-12	9
		$x_{H_2O} = 0,95$	~ I	2*
	Полевой шпат	$x_{H_2O} \approx 0,7$	2-4	3*

* - результаты экстраполяции

Интересно также отметить скачкообразное увеличение концентраций CO₂ при температурах 475-550°C, связанное, по-видимому, с флуктуациями давления в системе.

Резюмируя изложенные выше результаты отметим следующее:

1. Полученные кривые фракционирования доказывают существование процесса ретроградного кипения в ходе кристаллизации аплита.

2. Концентрация летучих в исходном аплитовом расплаве была близка к предельной.

3. Значительные концентрации CO₂ в исходном расплаве

($\text{CO}_2/\text{H}_2\text{O} + \text{CO}_2 \approx 10\%$ вес.) позволяет предположить соответственно высокие концентрации углекислоты и во флюиде в области генерации аплитовой магмы ($X_{\text{H}_2\text{O}} \approx 0,4$).

4. Близость соотношения $\text{CO}_2/\text{H}_2\text{O} + \text{CO}_2$ в исходном расплаве и конечных продуктах фракционной дистилляции свидетельствует о том, что кристаллизация аплита проходила в закрытой системе.

ЛИТЕРАТУРА

1. А.А.Кадик, Е.Б.Лебедев, Н.И.Хитаров. Вода в магматических расплавах. Наука, М. 1971.
2. Л.Ш.Базаров. Докл.АН СССР, 215, 4 (1974).
3. О.Ф.Таттл. В сб. Физико-химические проблемы формирования горных пород и руд. I. АН СССР, М. 1961.
4. Л.Ш.Базаров. Всб. Минералогическая термометрия и барометрия. I. Наука. М. 1968.
5. Л.Н.Хетчиков, Б.А.Дороговин, Л.А.Самойлович. Геология рудных месторождений. 3. (1968).
6. А.А.Заварицкий, В.С.Соболев. Физико-химические основы петрографии изверженных горных пород. ГОСГЕОЛТЕХИЗДАТ. М.1961.
7. В.С.Соболев, Н.Л.Добрецов, В.В.Реввердатто, Н.В.Соболев, В.В.Хлестов. В сб. Труды VII совещания по экспериментальной и технической минералогии и петрографии. Наука. М. 1971.
8. А.А.Кадик, О.А.Луканин. Геохимия. 2. (1973).
9. *H. Neumann. Econ. Geol.* 43. (1948)
10. Г.Смит. Физическая геохимия. Недра. М. 1968.
11. А.А.Кадик, О.А.Луканин, Е.Б.Лебедев, Э.Е.Коровушкина. Геохимия. 12. (1972).
12. Л.Ш.Базаров. В сб. Минералогическая термометрия и барометрия. I. Наука. М. 1968.
13. И.Т.Бакуменко. В сб. Минералогическая термометрия и барометрия. I. Наука. М. 1968.

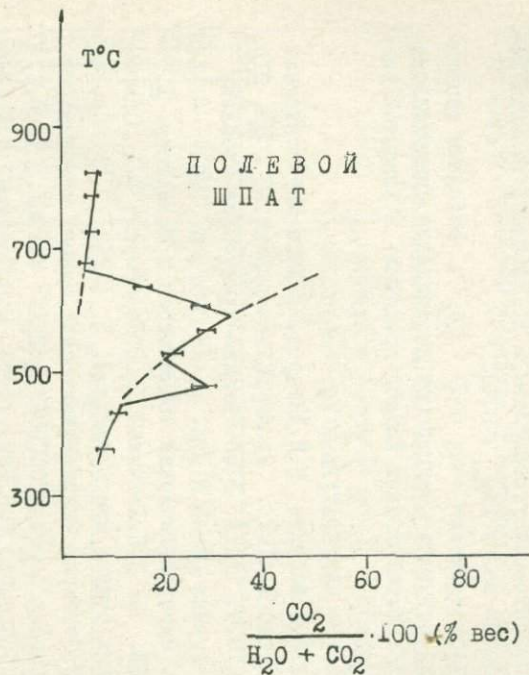
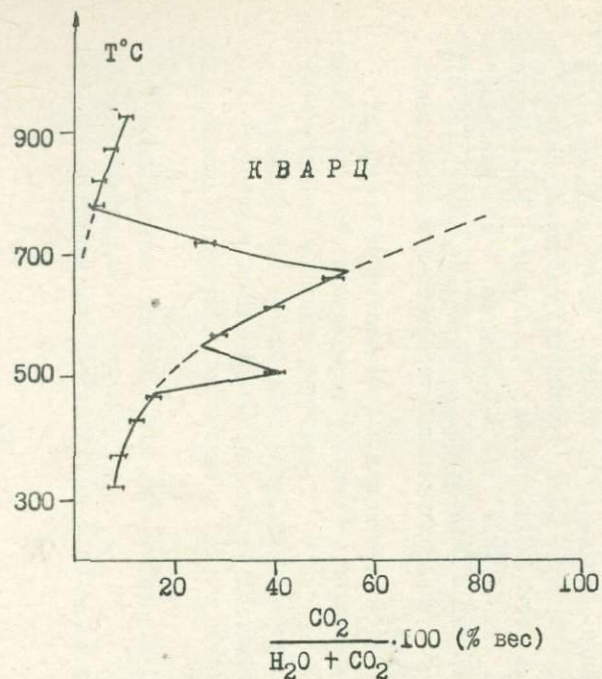


Рис. 2. Характер изменения соотношения воды и углекислоты во включениях в минералах аплитовой зоны редкометального пегматита.

О. Н. Косухин

СИЛИКАТНЫЕ ВКЛЮЧЕНИЯ В КВАРЦЕ ВНЕШНИХ ЗОН
КАМЕРНЫХ ПЕГМАТИТОВ

Достаточно полная и всесторонняя изученность геологических и геохимических особенностей камерных пегматитов не препятствовала тем не менее возникновению и развитию самых различных гипотез о их происхождении. Проблематичность и недостаточность данных о типах первичных включений в минералах ранних зон камерных пегматитов также в значительной степени предопределяет существование различных представлений о температурах минералообразования и типе минералообразующей среды для различных зон пегматитов. Хотя раскристаллизованные расплавные включения, свидетельствующие о магматическом происхождении кварца внешних зон камерных пегматитов, и были обнаружены (1, 2, 3, 4), целый ряд объективных трудностей, возникающих при их исследовании, а также относительная редкость находок таких включений в кварце камерных пегматитов препятствовали проведению их термометрических исследований.

Нами были изучены различные типы включений в кварце камерных пегматитов Забайкалья (Киринский массив - образцы И. Т. Бакуменко), Казахстана (массив Джелтау - образцы И. Т. Бакуменко) и Калбы (Дунгалинский массив). В кварце аплитовидной и графической зон пегматитов Киринского плутона, аплитовидной, мелкозернистой гранитной и графической зон пегматитов плутона Джелтау, а также аплитовой зоны одного из пегматитовых тел Дунгалинского плутона были обнаружены раскристаллизованные расплавные включения, являющиеся первичными для кварца этих зон. Кроме того, в кварцевых зернах изученных пегматитовых тел отмечены группы расплавных включений, приуроченность к трещинам для которых не вызывает сомнений (мнимо-вторичные включения по Ермакову (5)). Поиски первичных расплавных включений в калиевом полевоом шпате, являющемся, помимо кварца, главным породообразующим минералом камерных пегматитов, не дали результатов.

Раскристаллизованные расплавные включения обычно имеют очень незначительные размеры (тысячные доли мм в поперечнике). Иногда встречаются и более крупные включения, размеры которых позволяют приблизительно оценить их фазовый состав. В этих включениях, помимо силикатных фаз, присутствует неомогенный флюид, представленный фазами водного раствора и газа. Газовая фаза в виде пузырька округлой формы составляет около 5-8% объема включения. Жидкая фаза располагается вокруг газового пузырька в виде заметной каёмки неправильной формы, либо скрыта в интерстициях кристаллических фаз. Среди кристаллических фаз обычно заметно 2-3 более крупных и несколько более мелких фаз. Главные сечения наиболее крупных включений, подобно включениям в кварце других изверженных пород, имеют чаще всего вид ромбиков, гексагонов или более округлых одинаково ориентированных фигур. Форму более мелких включений оценить до нагревания весьма затруднительно.

Довольно обычным расположением включений является зональное, при котором они располагаются параллельно зонам роста кварцевых зерен. В ихтиоглиптах эти зоны идут параллельно индукционным ребрам. Особенно хорошо это видно в некоторых образцах мелкозернистой графики пегматитов массива Джелтау, в мелких ихтиоглиптах кварца которых группы относительно крупных (достигающих нескольких сотых долей мм) включений располагаются чаще всего параллельно границе кварца и полевого шпата, т.е. параллельно индукционным ребрам кварца.

Однако возможно и азональное (по Ермакову⁵) расположение групп включений, при котором они располагаются произвольно в объеме кварцевых зерен, а также мелкими группами по 2-4 сближенных включения в группе. В изученных нами образцах более крупнозернистой графики, а также образцах скелетной графики расплавных включений пока не обнаружено. Таким образом, расплавные раскристаллизованные включения встречены, кроме образцов из зон с гранитной и аплитовидной структурами, в кварцевых зёрнах обычной и радиальной графики, непосредственно следующей за аплитовой либо гранитной зонами пегматитовых тел.

Опыты по нагреванию раскристаллизованных расплавных включений велись с помощью модифицированной термокамеры конструкции

Ю.А.Долгова и Л.Ш.Базарова (6). Для наблюдения использовались охлаждаемые объективы с достаточно качественной оптикой. Это позволило фиксировать основные изменения, происходящие во включениях малого размера при нагревании.

Следует отметить, что вследствие наличия высокоплотной "флюидной" фазы расплавные включения в кварце камерных пегматитов чрезвычайно подвержены разгерметизации при нагревании, особенно в интервале температур 400–500°C. Поэтому дальнейшее нагревание до гомогенизации крупных включений, размеры которых превышают 4–5 мк, оказывается невозможным без их разгерметизации. При этом возможно значительное завышение температур гомогенизации, что отмечалось и ранее (1). Ввиду изложенного, очень важным моментом при изучении расплавных включений в кварце камерных пегматитов является непрерывное наблюдение за ходом гомогенизации включений, по крайней мере до 550–600 градусов, т.к. после этих температур, согласно опыту изучения расплавных включений, растрескивание последних происходит весьма редко. Такое наблюдение предполагает отбраковку тех включений, разгерметизация которых обнаружена ("усики растрескивания", близкие прошедшие трещинки, и т.д.). Данные по гомогенизации таких включений, разумеется, не учитывались в дальнейшем. Непрерывное наблюдение за ходом нагревания представляется нам важным главным образом потому, что в ряде случаев отмечена относительная кратковременность видимого существования трещин разгерметизации включений, которые в ходе опыта, очевидно, могут залечиваться образующимся во включении расплавом, после чего разгерметизированное включение иногда трудно отличить от нормального. В связи с этим для рассматриваемого здесь типа включений метод "закалки" не всегда приемлем, так как легко получить завышенные значения температур гомогенизации. Ввиду частого растрескивания включений наиболее целесообразным является исследование в термокамере групп мелких (1–3 мк) раскристаллизованных включений, причем следует выбирать включения, относительно удаленные от групп газовой-жидких включений.

Температуры гомогенизации расплавных включений в некоторых пегматитах Казахстана (массив Джелинтау; мелкозернистая гранитная и мелкозернистая графическая зоны) лежат в пределах

560–600 градусов, в пегматитах Забайкалья (Киринский массив, аплитовидная и графическая зоны) – 570–600°C, в аплитовой зоне одного из пегматитовых тел Калбы (Дунгадинский плутон) – в пределах 580–620 градусов. Группы сингенетичных включений имеют одинаковые температуры гомогенизации. Эти температуры существенно ниже данных по расплавленным включениям в кварце других типов гранитных пегматитов (4,7,8).

Согласно наблюдениям, процесс гомогенизации расплавленных включений в кварце камерных пегматитов протекает следующим образом. При температурах порядка 200–300°C происходит заметное просветление (гомогенизация?) содержащихся во включении двух фаз "флюида". После этой температуры до 400° во включении не происходит видимых изменений. После охлаждения расплавленного включения, прогретого до этой температуры, оно принимает тот вид, который имело до нагревания. При температурах, превышающих 475°, во включении происходят необратимые изменения. Контуры флюидной газовой фазы становятся четко видимыми, и при дальнейшем повышении температуры флюидная фаза оформляется в округлый пузырек. При 500° во включении еще присутствует несколько крупных кристалликов силикатной фазы и флюид, составляющий 14–15% объема включения, но отмечается исчезновение части более мелких кристаллических фаз. Включения, нагретые до 475–500° и выше, могут быть подвергнуты закалке, в связи с чем появляется возможность дополнительного изучения дальнейших этапов гомогенизации с помощью приборов с более совершенной оптикой, чем используемая обычно в установках для гомогенизации включений. При 520° во включениях, наряду с кристаллическими и флюидной фазами уже хорошо заметен расплав. При дальнейшем нагревании включений происходит интенсивное плавление кристаллических фаз с одновременным уменьшением флюидной фазы. При 570°C наблюдается маленький "пузырек" флюидной фазы и мельчайшие кристаллики (или один кристаллик) недоплавленных силикатных фаз. При дальнейшем нагревании происходит полная гомогенизация включений.

Охлаждение включений в кварце пегматитов после полной гомогенизации с относительно небольшой выдержкой при различных температурах ниже точки гомогенизации (время выдержки – до четырех часов) не приводит к появлению флюидной фазы.

Раскристаллизованные расплавные включения найдены также в кварце крупнозернистых гранитов массива Джельтау (образцы И.Т. Бакуменко), являющихся вмещающими для одного из пегматитовых тел. Внешний вид этих включений и поведение при нагревании аналогичны описанным выше раскристаллизованным включениям в пегматитах, однако температуры гомогенизации этих включений имеют более высокие значения (в пределах $600-800^{\circ}\text{C}$). При охлаждении гомогенизированных включений и выдержке при температурах, на $70-100$ градусов ниже точки гомогенизации, можно добиться выделения флюидной фазы в таких включениях, после чего их можно использовать для повторных опытов.

Кварцевые зерна внешних зон камерных пегматитов содержат обычно огромное количество газово-жидких вторичных включений, отражающих, по-видимому, этапы послемагматического воздействия растворов на минералы этих зон. Растрескивание кварца из внешних зон пегматитов в послемагматические этапы формирования пегматитовых тел и последующая изоляция постмагматических растворов приводит к образованию обычных газово-жидких включений и к формированию различного рода комплексных (аномальных и комбинированных) включений (5, 9, 10, 11, 12).

В кварцевых зернах изученных пегматитовых тел нами отмечено два основных типа таких комплексных включений. Включения первого типа (аномальные) образуются при перенаполнении флюидной составляющей раскристаллизованных расплавных включений постмагматическими растворами. При этом вакуоль вновь образованного аномального включения может либо сохранять форму и внешний вид раскристаллизованного расплавного включения, либо иметь любую иную, правильную или неправильную форму. Аномальность в соотношениях фаз таких включений легко устанавливается при наличии групп включений. Кроме того, почти всегда рядом с подобными включениями можно обнаружить "цепочки" отходящих от них обычно более мелких газово-жидких включений. Нагревание аномальных включений в микротермокамере приводит обычно к их взрыву при низких температурах (порядка $200-300^{\circ}$).

Второй тип комплексных включений (комбинированные включения) образуется при прикреплении вторичных газово-жидких включений к первичным кристаллическим (полевые шпаты, слюды, и т. д.), либо при

попадании первичного кристаллического включения в полость газожидкого вторичного включения. Различие между двумя указанными разновидностями данного типа включений состоит, видимо, лишь в различных соотношениях размеров, объединяющихся фаз — газожидкого и кристаллического включений, в совокупности образующих комплексное включение. В непосредственной близости от комбинированных включений легко удаётся обнаружить как обыкновенные газожидкие включения, лишенные ксеногенных фаз, так и первичные кристаллические включения без прикрепившихся к ним газожидких включений. Кроме того, отмечено, что комбинированные включения обычно легко обнаружить в тех частях кварцевых зёрен, где группы кристаллических включений пересекаются "цепочками" газожидких. Объёмные соотношения фаз в подобных включениях в случае образования их групп, как легко заметить, не выдерживаются.

Согласно проведенным нами отдельным опытам по нагреванию комбинированных включений в микротермокамере, в некоторых случаях наблюдаются процессы низкотемпературного плавления этих включений. Плавление при нагревании начинается обычно вблизи мест прикрепления газожидкого включения к кристаллическому. Иногда плавление кристалликов наблюдается уже при $700-720^{\circ}\text{C}$. При нагревании таких включений можно добиться полного растворения содержимого газожидкой фазы в выплавляющемся из кристаллических фаз расплаве, которое достигается при неодинаковой для различных включений температуре — от 790° и выше. Опыты по нагреванию комбинированных включений в микротермокамере, разумеется, не являются индикаторами температур образования минералов пегматитов. Наблюдаемые при этом явления представляют собой выплавление эвтектик, образуемых веществом кристаллических включений с кварцем в присутствии летучих (содержимого газожидких включений). Это следует учитывать при описании "новых" типов проблематичных "расплавных" включений.

Как уже отмечалось, в кварце внешних зон изученных камерных пегматитов присутствуют первичные кристаллические включения. Эти включения представляют собой обломки или идиоморфные кристаллики в основном трех минералов. Наиболее часто в кварце внешних зон камерных пегматитов могут быть встречены удлиненные кристаллики минерала зеленоватого цвета, нами не определенного. Показатель преломления этого минерала выше показателя

преломления вмещающего кварца. Кроме того, в кварцевых зернах пегматитов обнаружены различных размеров кристаллики полевого шпата с показателем преломления меньше вмещающего кварца и биотита. При нагревании кристаллических включений в термокамере наблюдалось плавление на контакте кристалликов полевого шпата (размером 0,05-0,1мм) с вмещающим кварцем. Заметные изменения формы кристаллических включений, вызываемые таким плавлением, отмечались при температурах 965-975°C. Плавление на контакте неопределенных нами кристалликов удлиненного рабитуса с показателем преломления выше вмещающего кварца не наблюдалось вплоть до 1000°C. Нагревание таких включений выше этой температуры не проводилось.

Опыты, в результате которых достигается выплавление "сухих" эвтектик на границе первичных кристаллических включений с вмещающим минералом, подобно опытам по нагреванию комплексных включений, не дают прямых сведений о температурах образования вмещающих такие включения минералов. Данные проведенных опытов говорят лишь о том, что кристаллизация кварца, вмещающего изучавшиеся первичные кристаллические включения полевого шпата, происходила при температурах ниже 965-975°C.

Таким образом, кристаллизация аплитовой оболочки и зон с графической структурой в исследованных камерных пегматитах происходила из силикатных расплавов. Кристаллизация продолжалась до весьма низких температур, по крайней мере до 560-600° для пегматитов массива Джельтау (Казахстан), 570-600° для пегматитов Кыринского массива (Забайкалье) и 580-620° для пегматитов Дунганского массива (Калба). В этом остаточном низкотемпературном расплаве содержалась вода, которая непосредственно обнаруживается в расплавных включениях в виде самостоятельной фазы.

Анализ газовой составляющей флюида индивидуальных раскристаллизованных расплавных включений, проведенный в ИГиГ СОАН СССР Н. А. Шугуровой, показывает, что в составе флюидов преобладающим компонентом являются "кислые" газы (H_2S , SO_2 , HCl , HF). Углекислота на поздней стадии магматического этапа пегматитового процесса присутствует в подчиненных количествах. Присутствие воды при незначительном содержании CO_2 является существенным отличием данных расплавов от более высокотемпературных распла-

вов кислого состава (относительно богатых CO_2 или (и) "азотом + редкие газы"), исследованных в раскристаллизованных включениях в кварце гранитов, пемз и кварцевых порфиров. Интересно, что такая же тенденция к накоплению кислых газов по сравнению с CO_2 была замечена также для самых поздних стадий кристаллизации базальтовых расплавов (Ключевская сопка, поток Апохончи) и наиболее низкотемпературных анатектитовых расплавов, возникающих в условиях амфиболитовой фации метаморфизма (12).

ЛИТЕРАТУРА

1. Бакуменко И.Т. Закономерные кварц-полевошпатовые сростания в пегматитах и их генезис. Изд. "Наука", М., 1966.
2. Бакуменко И.Т. О процессах образования высокотемпературных зон пегматитов. В кн. "Минералогическая термометрия и барометрия, Наука, №4, т. I, М., 1968.
3. Долгов Ю.А. Термодинамические особенности формирования камерных пегматитов. Автореф. докт. дисс. 1968.
4. Базаров Л.Ш. Изменение физико-химических условий в процессе формирования пегматитов Центрального Казахстана. В сб. "Минералогическая термометрия и барометрия", т. I, изд. Наука, 1968.
5. Ермаков Н.П. Геохимические системы включений в минералах. Недра, М., 1972.
6. Долгов Ю.А., Базаров Л.Ш. Камера для исследований включений минералообразующих растворов при высоких температурах. В сб. "Минералогическая термометрия и барометрия", "Наука, 1965.
7. Базаров Л.Ш., Моторина И.В. Физико-химические условия формирования редкометалльных пегматитов натрово-литиевого типа. Докл. АН СССР, №1, т. 188, 1969.
8. Чупин В.П. Состав и условия образования ортотектитовых пегматитов верхнеалданской свиты иенгурской серии Алданского щита. В сб. "Проблемы геологии и методы геохимических и геофизических исследований. Новосибирск, 1972.
9. Ермаков Н.П. Исследование минералообразующих растворов. Изд. Харьковского ун-та, 1950.
10. Бакуменко И.Т. О первичных включениях в магмогенных минералах и начальных экспериментах с ними. В кн. "Минералогическая термометрия и барометрия". Изд. "Наука", 1965.
11. Бакуменко И.Т. Исследования стекловатых и раскристаллизованных включений в магматических минералах. В кн. "Проблемы петрологии и генетической минералогии". Т. 2, изд. "Наука", М., 1970.
12. Чулин В.П., Томиленко А.А., Бакуменко И.Т., Шугурова Н.А. Раскристаллизованные включения в кварце автохтонных гранитов и мигматитов алданского метаморфического комплекса и их петрологическое значение. В сб. Минералогического об-ва, Зап.-Сиб. отделение, Новосибирск, 1974

Орлова Л.М., Пушко Е.П., Базаров Л.Ш.

ИЗМЕНЕНИЕ СОДЕРЖАНИЯ ЭЛЕМЕНТОВ В ПРОЦЕССЕ КРИСТАЛЛИЗАЦИИ БЕРИЛЛА В ГРАНИТНЫХ ПЕГМАТИТАХ АЛЬБИТОВОГО ТИПА.

Рудное поле, содержащее тела пегматитов альбитового типа (по Н.А.Солодову, 1971), расположено в пределах герцинской интра-миogeосинклинальной зоны. Последняя сложена песчико-сланцевыми толщами девона-карбона, которые интродуцированы пегматитоносными гранитоидами пермского возраста, относящимся к формации гранитных батолитов. В районе широко распространены разнообразные дайково-жилльные гранитоидные породы (в том числе и редкометальные пегматиты), которые обособляются в нескольких крупных пегматитоносных поясах.

Пегматитовое рудное поле расположено на фланге одного из пегматитоносных поясов и локализуется в эндоконтакте массива биотитовых среднезернистых гранитов. Поле имеет в длину 4 км, в ширину - 0,5-0,8 км и представлено несколькими сотнями пегматитовых жил, размеры которых колеблются в широких пределах. Пегматиты имеют согласное с вытянутостью поля простирание и крутое падение к центру массива. Для поля характерна зональность, которая проявляется по его простиранию - от одного фланга к другому. Благодаря зональности наиболее продуктивные альбитовые пегматиты с берилло-танталитовой минерализацией расположены в срединной части поля, на севере от них распространены микроклиновые и альбит-микроклиновые, практически безрудные пегматиты, на юге альбит-сподуменовые пегматиты с касситеритом - том и низким содержанием берилла.

Альбитовые пегматиты пространственно обособлены от других и представлены несколькими линзообразными телами. Их размеры по простиранию 100-800 м при мощности 3-20 м. Они составляют серию так называемых "стволовых" жил (Садовский и др., 1972), в которой сконцентрировано до 90% запасов полезных компонентов

рудного поля. С альбитовыми пегматитами пространственно связаны дорудные дайки аплитов, занимающие одинаковые с ними трещинные структуры. Эндоконтактовые изменения пегматитов проявлены слабо и заключаются в появлении узких оторочек с шерлом, апатитом, гранатом, биотитом (Станкеев, 1965).

Тела альбитовых пегматитов вскрыты карьерами по падению на 80–100 метров, а на глубине разведаны скважинами и подземными выработками. Установлено, что пегматиты по падению распространяются вглубь интрузива на 1 км и более при незначительной изменчивости их состава (Садовский, 1970).

Пегматитовые тела сложены альбитом (60–70%), микроклином (10–15%), кварцем (15–20%), мусковитом (5–10%). Минералы, концентрирующие редкие элементы, представлены танталит–колумбитом, бериллом и в небольшом количестве сподуменом, петалитом, амблигонитом, эвкрипитом, поллуцитом. Породообразующие минералы составляют несколько выдержанных парагенетических ассоциаций (минеральных комплексов):

1. Кварц–мусковитовый комплекс обычно слагает оторочку жил и занимает ничтожный объем, сложен кварцем (50%), мусковитом (40%), клевеландитом (10%).
2. Кварцевая зона (ядро) локализуется в верхних частях отдельных жил и занимает сравнительно небольшой их объем. Зона сложена преимущественно кварцем с редкими включениями блоков микроклина и слюд.
3. Зона сахаровидного альбита занимает основной объем жил, развивается преимущественно в их лежачем боку. Сложена альбитом (95–98%), кварцем (2–5%), иногда присутствует мусковит.
4. Альбит–мусковитовый комплекс получает развитие под кварцевым ядром в верхних частях жил. Занимает небольшой объем. Состав: кварц (50%), альбит (35%), мусковит (15%). Комплекс обогащен танталитом–колумбитом.
5. Кварц–микроклин–альбитовый комплекс имеет прерывистое, но значительное распространение среди комплекса сахаровидного альбита. Состав: альбит (60%), микроклин (15%), кварц (25%).
6. Кварц–клевеландит–сподуменовый комплекс слагает центральные части единичных жил. Имеет прерывистое развитие, иногда распространяется на всю мощность жил. Состав непостоянный:

сподумен (40–50%), клевеландит (10–40%), кварц (10–50%).
Встречаются крупные блоки микроклина.

7. Кварц–петалит–поллуцитовый комплекс встречен в единственной жиле и приурочен к её осевой части, соседствует с предыдущим комплексом, образует две изолированные выклинивающиеся линзы мощностью 1–2,5 м. Комплекс сложен петалитом (5–10%), поллуцитом (до 80%), кварцем (10%): присутствует лепидолит, редко рубеллит. По падению жил комплексы 2,4,6,7 относительно быстро выклиниваются. На глубоких горизонтах преобладает комплекс 3, в меньшей мере развит комплекс 5.

Берилл развивается во всех перечисленных парагенезисах, но основное его количество связано с комплексом 5, в меньшей степени – с 3 и 4. Главная масса берилла представлена крупнокристаллической разновидностью, мелкокрапленный берилл распространен слабо и нами не изучался.

Выделяются две генерации берилла (Станкеев, 1965). Берилл I встречается редко. Это крупнопризматические (длиной до 30 см, в поперечнике до 5 см) буровато-желтые кристаллы, приуроченные к участкам развития блокового микроклина по границе кварцевого ядра, реже в других местах.

Наибольшее распространение имеет берилл II, развитый среди альбитсодержащих зон. Представлен длиннопризматическими кристаллами различного размера – по длинной оси от 0,5–1 см до 10–20 см. Крупные кристаллы обычно имеют голубоватый цвет, мелкие – белый и серовато-зеленый. Исключительно редко, только в комплексе 7, встречается берилл розовой окраски. По отношению ко всем окружающим минералам берилл идиоморфен. Часто образует агрегаты, состоящие из параллельных и беспорядочных сростков кристаллов. По составу бериллы могут быть отнесены к слабо щелочным. Средние содержания по 5-ти пробам:

Na^+ – 0,45%, K^+ – 0,014%, Li^+ – 0,115%, Rb^+ – 0,003%,
 Cs^+ – 0,133%.

Распределение бериллия в общей массе альбитовых пегматитов имеет мономодальный характер и подчиняется логнормальному закону.

Комплекс исследований позволил выделить в кристаллах берилла четыре генетических типа включений:

1. Первичные кристаллические (нами не изучались).
2. Первичные включения растворов-расплавов.
3. Мнимовторичные включения растворов-расплавов.
4. Вторичные газопо-жидкие.

Первичные включения растворов-расплавов распространены широко, разнообразны по морфологии и размерам. Их фазовый состав: газ (до 20%) + жидкая CO_2 (до 40%) + водный раствор (до 45%) + твердые фазы (до 70%). Гомогенизация газовой фазы осуществляется при 28-30°. При дальнейшем повышении температуры во включениях развивается высокое давление, вызывающее разгерметизацию (взрывы) подавляющего большинства включений. Из более чем 3000 попыток гомогенизировать включения лишь в 15 случаях была получена температура полной гомогенизации наиболее мелких включений с возвратом изначальных соотношений жидких и газовой фаз при охлаждении. Возврата твердых фаз (кристалликов-узников) получить не удается в связи с тем, что твердые фазы не образуются даже при длительных выдержках. В интервале от 260 до 400° осуществляется гомогенизация двух жидких фаз. При дальнейшем повышении температуры начинается медленное растворение-расплавление твердых фаз. До 360° растворения твердых фаз не наблюдалось. Интервал температур гомогенизации, полученный в настоящее время, составляет 380° - от 640° до 260°.

Мнимовторичные включения приурочены к залеченным трещинам, многочисленны, разнообразны по морфологии и фазовым соотношениям. Включения обычно изометричные, частично или полностью ограниченные. Фазовый состав: газ (до 25%) + жидкая CO_2 (до 40%) + водный раствор (до 50%) + твердые фазы (до 70% объема включений). Частичная гомогенизация - исчезновение газовой фазы - происходит в интервале 28-30°. Гомогенизация жидких фаз в интервале 260-400°. Полная гомогенизация - растворение твердых фаз - осуществляется аналогично гомогенизации первичных включений.

Вторичные включения распространены довольно широко, разнообразны по морфологии и фазовому составу. Интервал темпера-

тур гомогенизации от 110 до 300°. Фазовый состав: газ + жидкая CO_2 + водный раствор. Гомогенизация осуществляется в жидкую фазу.

Состав жидкой фазы включений в берилле изучался методом последовательных водных вытяжек (Базаров Л.Ш., Суржко А.С., Орлова Л.М., 1975). Для последовательных водных вытяжек было выбрано 5 температурных интервалов (до 200°, 200–300°, 300–400°, 400–500°, 500–600°C). Содержания воды и углекислоты определены для каждого интервала из отдельной навески в 0,5 г (Базаров Л.Ш., Михайлов М.Ю., 1975). Навеска в 100 г, приготовленная обычным способом, использовалась для проведения водных вытяжек с последующим анализом растворов водных вытяжек на следующие элементы: Li^+ , Na^+ , K^+ , Ca^{++} , Mg^{++} , Al^{3+} , Ta^{5+} , Nb^{5+} , HCO_3^- , Cl^- , F^- , SO_4^{--} , SiO_2 .

Не обнаружены в водных вытяжках Ca , Mg , Al , SO_4^{--} . Хлор (Cl^-) обнаружен лишь в одном случае, в посткристаллизационный период при $T = 200^\circ\text{C}$ (0,3578 вес.%).

Концентрации элементов в растворе включений в вес.% и погрешность анализов (Москалюк А.А., 1971) представлены в таблице 1. Погрешность анализов не превышает допустимых 10%. Логарифмы концентраций $/\lg(C \cdot 10^4)/$ в зависимости от температуры кристаллизации берилла изображены графически на рис.1.

Среди катионов, определяемых нами в растворах включений, наибольшие концентрации получены для натрия. Натрий обнаружен во всех растворах водных вытяжек. Интервал концентраций от 3,9 до 0,2 вес.%.

Калий обнаружен во всех случаях. Максимальная концентрация 0,42 вес.%, минимальная – 0,02 вес.%.

Литий присутствует во всех растворах водных вытяжек. Интервал концентраций от 0,34 до 0,007 вес.%.

Ниобий обнаружен во всех растворах. Его максимальное содержание 0,028 вес.%, минимальное – 0,003 вес.%.

Тантал обнаружен во всех случаях. Интервал концентраций от 0,014 до 0,0006 вес.%.

Анионы представлены бикарбонатом (HCO_3^-) и фтором (F^-).

Таблица 1

Т °С	Концентрация элементов в жидкой фазе включений в берилле (вес.%) *											Пог- реш- ность %
	Li^+	K^+	Na^+	Nb^{5+}	Ta^{5+}	F^-	Cl^-	HCO_3^-	SiO_2	H_2O	CO_2	
200	0,0254	0,0203	0,4194	0,0031	0,0006	0,0511	0,3578	0,6972	1,0160	92,7822	4,6264	4,05
300	0,0071	0,0285	0,2168	0,0044	0,0004	0,0355	0,0	0,5920	0,4718	92,4316	6,2118	1,92
400	0,0784	0,1595	2,4372	0,0261	0,0105	0,1987	0,0	8,4543	5,2980	81,3263	2,0109	9,61
500	0,3391	0,4246	3,9443	0,0285	0,0142	0,6355	0,0	11,4737	5,6314	60,7026	16,8058	3,70
600	0,0519	0,0775	2,2520	0,0160	0,0032	0,0647	0,0	8,1410	1,7262	86,8682	0,7991	4,26

* - Ca^{++} , Mg^{++} , Al^{3+} , SO_4^{--} в водных втяжках не обнаружены.

Содержание HCO_3^- намного превышает концентрацию фтора. Максимальная концентрация для HCO_3^- — 11,47 вес.%, минимальная — 0,59 вес.%. Для фтора максимальная концентрация 0,63 вес.%, минимальная — 0,05 вес.%.
Двуокись кремния (SiO_2) присутствует во всех растворах включений в берилле; интервал концентраций от 0,47 до 5,6 %.

Углекислота CO_2 имеет максимальное содержание 16,8 вес.%, минимальное — 0,79 вес.%.
Поведение большинства компонентов в процессе кристаллизации берилла одинаково. Для всех ионов наблюдается возрастание концентрации в интервале 600–500° с максимумом при 500° и резкий спад в интервале 500–300° с минимумом концентраций при 300°. В интервале 300–200° на последних этапах кристаллизации концентрации всех компонентов, за исключением калия и ниобия, вновь возрастают.

Л и т е р а т у р а.

1. Л.Ш.Базаров, А.С.Суржко, Л.М.Орлова. В сб. "Минералогия эндогенных образований", Новосибирск, 1975.
2. Л.Ш.Базаров, М.Ю.Михайлов. В сб. "Минералогия эндогенных образований (по включ. в минералах)". Новосибирск, 1975.
3. А.А.Москалюк. "Исследования минералообразующих растворов и расплавов по включениям в минералах", Труды ВНИИСИМСа, т. XIV, 1971.
4. Н.А.Солодов. Научные основы перспективной оценки редкометальных пегматитов. Наука, М. 1971.
5. Ю.А.Садовский, Е.П.Пушко, В.В.Лопатников. В сб. "Прогн. скрыт. оруд. на основе зон-сти гидрот. м-ний, ИГЭМ, М. 1972.
6. Ю.А.Садовский. В сб. "Об источн. в-ва эндоген. рудн. м-ний", Каз. ИМС, Алма-Ата, 1970.
7. Е.А.Станкеев. Изв. ВУЗ "Геология и разведка", №5, (1965).

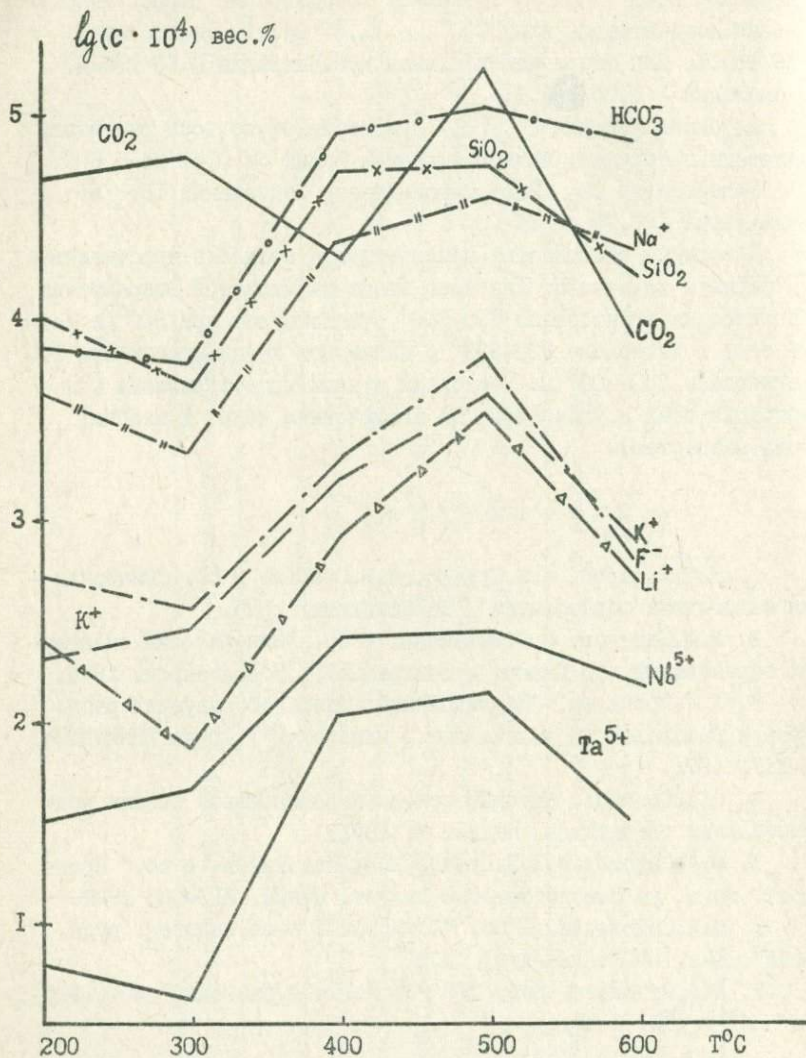


Рис. 1. Изменение содержания элементов в процессе кристаллизации берилла в гранитных пегматитах альбитового типа.

Л.Ш.Базаров, Л.М.Орлова, Е.П.Пушко

СОСТАВ ЖИДКОЙ ФАЗЫ ВКЛЮЧЕНИЙ В СПОДУМЕНЕ ИЗ РЕДКО-МЕТАЛЛЬНЫХ ГРАНИТНЫХ ПЕГМАТИТОВ АЛЬБИТОВОГО ТИПА.

Методами последовательных водных вытяжек (Базаров Л.Ш. и др., 1975) и фракционного замораживания (Базаров Л.Ш., Михайлов М.Ю., 1975) исследовались составы жидких фаз включений в сподумене из кварц-клевеландит-сподуменовой зоны гранитного пегматита альбитового типа.

Альбитовые пегматиты, содержащие сподуменовую минерализацию, развиты в пределах крупного линейно вытянутого пегматитового поля, локализуемого в эндоконтакте массива биотитовых гранитов. В пределах поля пегматиты имеют субмеридиональное простирание, несогласное с региональными северо-западными структурами и крутое падение на запад - к центру гранитного массива. Пегматиты формировались в неспокойной тектонической обстановке, существовавшей на протяжении всей истории развития (Лопатников и др., 1966). Наиболее высокая тектоническая активность проявлялась в предрудный этап формирования структуры поля.

Альбитовые пегматиты образуют серию жил, имеющих размеры по простиранию 100-80 м, мощность 3-20 м. Они детально изучены с поверхности и на глубину (эксплуатационные карьеры, подземные выработки, скважины). Среди всех жил альбитовых пегматитов (их более 10) сподумен получил развитие только в одной. Пегматитовая жила расположена на северном фланге упомянутой серии жил среди альбитовых пегматитов, не содержащих сподумена. Жила имеет залегание, согласное с окружающими пегматитами: простирание 350° , падение $60-65^{\circ}$ на ЮЗ. Мощность жилы 4,5-6 м. В строении жилы принимают участие кварц-мусковитовый комплекс, зона сахаровидного альбита, кварц-клевеландит-сподуменовой и кварц-петалит-поллуцитовый комплексы, занимающие различные

объемы жилы и характеризующиеся определенным минеральным составом (таблица 1).

Таблица 1.

Комплекс	С о с т а в			Положение в пегматитовом поле	Отно- сит. объ- ем %
	Главные минералы	Содер- жание %	Второстеп. минералы		
1. Кварц-муско- витовый	Кварц Мусковит Клевелан- дит	50-60 30-40 10	Берилл	Приконтакто- вая оторочка	3
2. Зона сахаро- видного аль- бита	Мелкоплас- тинчатый альбит Кварц	95-98 2-5	Берилл Мусковит Апатит Верделлит Танталит	Прерывистая зона в лежа- чем, реже в всящем боку жилы	20
3. Кварц-кле- веландит- сподумено- вый	Сподумен Кварц Клевелан- дит	40-50 10-50 10-40	Микроклин Мусковит Берилл Танталит Циматолит	В срединной части жилы, ближе к вся- чему боку	65
4. Кварц-пета- лит-полу- цитовый	Поллудит Петалит Кварц	80 5-10 10-15	Лепидолит Сподумен Амблигонит Берилл Рубеллит Танталит Микролит	В срединной части жилы, среди комп- лекса 3, две изолированные линзы	12

Крупнокристаллический сподумен концентрируется только в комплексе 3 (мелковкрапленная разновидность имеет ничтожное распространение и нами не рассматривается). Сподумен представлен плоскими досковидными кристаллами, имеющими размер по длинной оси 40–50 см. Имеет слабое развитие пикакоида (010) и призмы (110), плохо выраженные грани пирамид и редко встречающиеся головки кристаллов. Наиболее характерны пинакоиды (100) часто с вертикальной штриховкой (Садовский и др., 1971). Цвет белый, слабо розоватый. Иногда замещается циматолитом.

В процессе изучения многих тысяч включений в сподумене методом гомогенизации (Н.Н. Бряжков, 1950 и др.) представилось возможным выделить следующие генетические типы включений:

1. Первичные кристаллические.
2. Первичные включения растворов расплавов.
3. Минимотричные включения растворов-расплавов.
4. Вторичные газовой-жидкие.

Первичные кристаллические включения представлены зернами альбита и кварца неправильной формы, кристалликами граната и т.д. Нами этот тип включений не изучался.

Первичные включения растворов-расплавов обычно имеют более или менее изометричную форму, малы по размерам – от 0,001 и менее до 0,005 мм в поперечнике. Фазовый состав: газ + жидкость + 2–4 твердых фазы. Соотношения фаз – газ : жидкость : твердые фазы – (20–30) : (20–30) : (60–40). Температуры частичной гомогенизации включений – (газ + жидкость) от наиболее ранних зон к поздним составляют интервал от 480 до 220°. Агрегатное состояние жидкое. Твердые фазы во включениях обычно представлены кристалликами породообразующих минералов – кварц + полевошпат (?). Длительные выдержки (до 8 час.) при перегревах на 20–30° после частичной гомогенизации вызывают некоторое оплавление (растворение) твердых фаз и повышение (на 20–30°) температуры частичной гомогенизации при повторных нагревах.

К настоящему времени температуры полной гомогенизации не получены. Это связано со взрывом включений вследствие развития высокого давления (3000 атм. и более) в них при нагревании.

Мнимовторичные включения раст-
воров - расплавов распространены довольно широко и
по морфологии, фазовому составу и соотношениям фаз аналогичны
описанным выше первичным. Интервал частичной (газ + жидкость)
гомогенизации мнимовторичных включений, в зависимости от соот-
ношения газ : жидкость, от 460 до 220°. Гомогенизация осущест-
вляется в жидкую фазу.

Вторичные газовой - жидкие включения
разнообразны по морфологии. Фазовый состав газ + жидкость (H_2O)
+ жидкость (CO_2) + твердые фазы. Интервал температур гомогени-
зации вторичных включений - от 200 до 120°.

В составе первичных включений газовым анализом (Н.А.Щугу-
рова, 1970) обнаружена группа нерасчленяемых анализом газов -
(H_2S , SO_2 , NH_3 , HCl , HF) - от 1 до 28,3 обемн.%, N_2 + ред-
кие газы - от 3,2 до 73,7 обемн.%, CO_2 - 17,1-68,8, H_2 - 2,0-15,1%.

Состав жидкой фазы в сподумене определялся методом после-
довательных водных вытяжек, разработанным в лаборатории пнев-
матолито-гидротермального минералообразования ИГиГ СО АН СССР
(Базаров Л.Ш., Суржко А.С., Орлова Л.М., 1975 г.). Сущность
метода заключается в проведении серии анализов водных вытяжек
содержимого групп первичных и мнимовторичных включений, имею-
щих близкие температуры гомогенизации последовательно от низ-
котемпературных к высокотемпературным. Подготовка образцов для
анализов велась обычным, описанным в литературе способом. Из
тщательно промытой и отобранной под бинокулярным микроскопом
мономинеральной фракции сподумена (0,5 - 0,25 мм в поперечнике)
отбиралась навеска в 100 г для проведения последовательных
водных вытяжек. Параллельно отбиралась проба в 0,6 г для опре-
деления содержания H_2O и CO_2 на соответствующей установке (Ба-
заров Л.Ш., Михайлов М.Ю., 1975).

Для получения последовательных водных вытяжек из споду-
мена были выбраны 5 температурных интервалов: до 200°, 200 -
300°, 300 - 400°, 400 - 500°, 500 - 600°C. Интервал до 200°
объединяет группу вторичных включений, прочие интервалы объе-
диняют группы первичных и мнимовторичных включений.

Проба в 100 г помещалась в герметичный титановый автоклав

объемом 150 см³ и нагревалась в специальной электропечи с регулируемым нагревом в течение 3 часов при температуре, отвечающей каждому из выбранных интервалов. После нагрева автоклав охлаждался до комнатной температуры, вскрывался и проба экстрагировалась бидистиллятом при 80°C. Полученный экстракт фильтровался и анализировался. После экстрагирования проба высушивалась, взвешивалась и снова прогревалась при температуре, отвечающей следующему температурному интервалу. Полученные экстракты анализировали на следующие элементы: Li^+ , K^+ , Na^+ , Ca^{++} , Mg^{++} , Al^{3+} , Ta^{5+} , Nb^{5+} , Cl^- , F^- , $(CO_3^{--} + HCO_3^-)$, SO_4^{--} , SiO_2 .

Содержание щелочных элементов (литий, натрий, калий) определяли методом фотометрии пламени; Ca^{++} - трилонометрически с флуорексоном; Mg^{++} - по разности из суммы $(Ca^{2+} + Mg^{2+})$, определяемой трилонометрически с тропеолином-00 и крезолфта-лексеном; Al^{3+} - колориметрически с алюминоном; Nb^{5+} - фотоколориметрированием из виннокислого раствора с роданидом аммония и ацетоном; Ta^{5+} - фотоколориметрически из виннокислого раствора с бутил-родамином С; Cl^- - определяли колориметрически с нитратом серебра; F^- - колориметрически с Th-арсеназо I; $(CO_3^{--} + HCO_3^-)$ - методом объемного титрования с метилоранжем; SO_4^{--} - фотоколориметрическим методом с нитхромазо; SiO_2 - колориметрически с кремнемолибденовой кислотой. Ни в одном случае анализов водных вытяжек не обнаружены: Ca^{++} , Mg^{++} , Al^{3+} , Cl^- , SO_4^{--} .

По данным анализов H_2O , CO_2 , катионов и анионов в растворе водных вытяжек для каждого температурного интервала кристаллизации исследуемого сподумена, рассчитывали их концентрацию в жидкой фазе включений. Погрешность анализов, вычисляемая по формуле:

$$X = \frac{\sum_{ан.} - \sum_{кат.}}{\sum_{ан.} + \sum_{кат.}} \cdot 100 \% \text{ (Москалюк, 1971),}$$

ни в одном случае не превышает допускаемой величины 10 % для разбавленных растворов водных вытяжек (наибольшая погрешность анализов получена 9,25 %).

Исходя из того, что сподумен в воде практически нерастворим при комнатной температуре, погрешность полученных результатов за счет растворения минерала-хозяина нами не определялась.

Анализируя полученные результаты, представляется возможным отметить следующее (см. табл. 2, рис. 1): литий и натрий обнаруживаются в составе жидкой фазы включений во всех случаях. Концентрация лития в растворах составляет интервал от 0,04 до 0,37 вес.%, концентрация натрия - от 0,03 до 0,51 вес.%. Отмечается понижение концентрации лития и натрия в начальные этапы кристаллизации, в интервале 400 - 200°C их концентрации вновь растут. Калий при T= 200°C не обнаружен. Концентрация его по мере кристаллизации сподумена монотонно понижается. Максимальное содержание калия 0,013, минимальное - 0,004 вес.%. Ниобий и тантал обнаружены во всех растворах водных вытяжек. Интервал концентраций для ниобия от 0,001 до 0,018 вес.%, для тантала - от 0,0004 до 0,0036 вес.%. Характер изменения концентрации ниобия и тантала в процессе кристаллизации сподумена аналогичен характеру поведения натрия и лития. Среди анионов основную роль играет HCO_3^- , во всех случаях содержание бикарбонат-иона превышает содержание фтора. Интервал концентраций для HCO_3^- от 0,5 до 3,5 вес.%, для F^- - от 0,02 до 0,36%. Минимум концентраций для обоих анионов соответствует температуре кристаллизации 400°C. Двуокись кремния (SiO_2) и углекислота (CO_2) обнаружены во всех растворах водных вытяжек. Интервалы концентраций для SiO_2 от 0,4 до 5,2 вес.%, для CO_2 - от 0,7 до 7,8 вес.%.

Л и т е р а т у р а .

Базаров Л.Ш., Михайлов М.Ю. "Минералогия эндогенных образований", Тр. Зап-Сиб.отд.ВМО, вып. 2, Новосибирск, 1975.
 Базаров Л.Ш., Суржко А.С., Орлова Л.М. "Минерал. эндоген. образ.", Тр. Зап-Сиб. ВМО, вып. 2, Новосибирск, 1975. Ермаков Н.П. "Исследование минералообразующих растворов", Харьков, 1950. Лопатников В.В., Нарсеев В.А., Садовский Ю.А. В сб. "Геол., геох. и минерал. м-ний р.э. Казахстана", Каз. ИМС, Алма-Ата, 1966. Москалюк А.А. "Исследов. минералообраз. растворов и расплавов по включ. в минералах", Труды ВНИИСИМС а, т. XLV, 1971. Садовский Ю.А., Пушко В.П., Халезин Н.Г. В сб. "Минерал. и минералогич. кристаллография", СГИ, Свердловск, 1971. Шугурова Н.А. В сб. "Проблемы петрол. и генетич. минералогии", 2, М., 1970.

Таблица 2

Т °С	Концентрация элементов в жидкой фазе включений в сподумене (в вес.%) *										Погреш- ность анализов (%)
	Li ⁺	Na ⁺	K ⁺	Nb ⁵⁺	Ta ⁵⁺	F ⁻	HCO ₃ ⁻	SiO ₂	CO ₂	H ₂ O	
200	0,3688	0,5073	0,0	0,0181	0,0036	0,3688	3,5366	5,2731	0,7834	89,1407	1,42
300	0,0402	0,1442	0,0042	0,0010	0,0004	0,0318	0,6834	0,4314	7,3764	91,2800	2,75
400	0,0518	0,0330	0,0056	0,0014	0,0004	0,0216	0,5050	0,4314	7,8446	90,7110	2,56
500	0,1308	0,0980	0,0108	0,0027	0,0013	0,1088	1,3668	0,8976	2,5225	94,8602	9,25
600	0,1100	0,1100	0,0132	0,0020	0,0016	0,1322	0,8108	0,5800	6,6408	91,5984	1,76

* Ca⁺⁺, Mg⁺⁺, Al³⁺, Cl⁻, SO₄⁻⁻⁻ - в растворах водных вытяжек не обнаружены

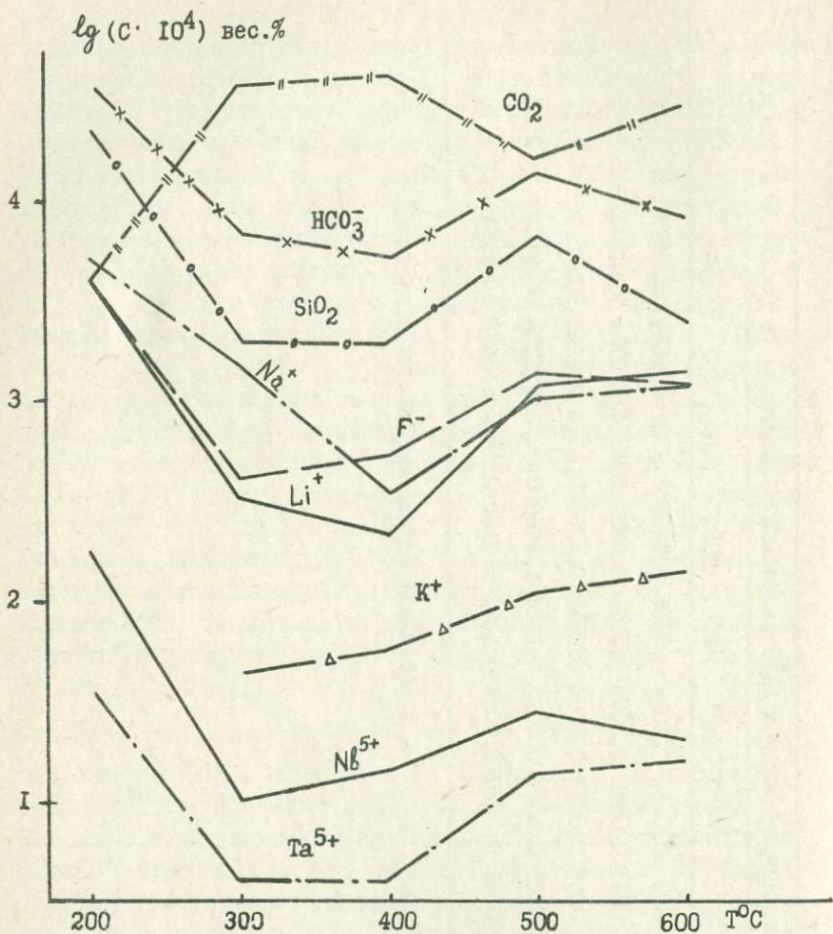


Рис. 1. Характер изменения концентрации элементов в процессе кристаллизации сподумена.

Л.М.Орлова, И.Г.Аргамаков, Л.Ш.Базаров

СВЯЗЬ ТЕМПЕРАТУРЫ И СОСТАВА ЖИДКОЙ ФАЗЫ ВКЛЮЧЕНИЙ
В ПРОЦЕССЕ КРИСТАЛЛИЗАЦИИ БЛОКОВОГО КВАРЦА РЕДКО-
МЕТАЛЬНОГО ПЕГМАТИТА.

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 блоковом кварце колумбит-бериллового пегматита.

Пегматитовое поле месторождения приурочено к приконтактовой части массива биотитовых гранитов нижнепермского возраста. Пегматитовые жилы в пределах рудного поля группируются в свиты, разобценные участками вмещающих пород. Жилы выполняют трещины поперечной ориентировки и могут быть отнесены к "лестничному" типу. Пегматитовые тела разнообразны по морфологии: изометричные, линзообразные, лентовидные и т.д.

Изучавшееся пегматитовое тело обладает внутренней зональностью. От периферии к центру жилы выделяются аплитовидная зона, графическая зона (распространены пятнами), зона блокового микроклина, кварц-сподуменовая зона, зона кварцевого ядра. Помимо основных зон в пегматите встречены зона сахаровидного альбита, кварц-мусковитовая зона, кварц-клевеландит-сподуменовая и кварц-клевеландитовая зоны. Характер зональности асимметричен. Зачастую отдельные зонные комплексы выпадают из общего ряда. Минеральный состав жил весьма сложен и представлен более чем 70 минералами.

Блоковая кварц-микроклиновая зона образует довольно крупные (до 1-2 м по мощности) выделения, состоящие из блоков-обособлений кварца и полевого шпата (микроклина).

Детальным микроскопическим исследованиям подвергался кварц из блоковой зоны пегматита. Включения в блоковом кварце чрезвычайно многочисленны и разнообразны по морфологии, фазо-

вому составу, соотношению фаз и размерам. Объем включений в некоторых случаях составляет до 6–8 % объема кристалла. Наряду с изометричными, частично или полностью ограниченными включениями присутствуют включения неправильной, удлинённой и трубчатой формы. Интервал температур гомогенизации включений также чрезвычайно широк (от 760 до 120°C). Наиболее высокотемпературные включения (интервал от 760 до 500°C) содержат существенные количества твердых фаз (кристалликов-узников). По температурам гомогенизации и фазовому составу они могут быть отнесены к включениям растворов-расплавов (Базаров, 1974). Более низкотемпературные включения содержат меньшие количества твердых фаз. Обращают на себя внимание сравнительно высокие концентрации CO_2 во включениях. В блоковом кварце широко распространены мнимовтричные и вторичные включения, располагающиеся в областях залеченных трещин.

Состав жидкой фазы включений в сподумене определялся методом последовательных водных вытяжек (Базаров Л.Ш. и др., 1975). Этот метод позволяет составить качественное и количественное представление о характере изменения химического состава растворов от начальных, высокотемпературных этапов кристаллизации минерала последовательно к конечным, низкотемпературным.

Из промытой, тщательно отобранной под бинокулярным микроскопом мономинеральной фракции блокового кварца (0,5–0,25 мм в поперечнике) отбиралась навеска в 100 г для проведения последовательных водных вытяжек и навеска в 0,6 г для определения H_2O и CO_2 во включениях (Л.Ш.Базаров, М.Ю.Михайлов, 1975).

Для получения водных вытяжек и определения воды и CO_2 в растворах включений нами выбрано шесть температурных интервалов, отличающихся друг от друга на 100°. Проба прогревалась в герметичном титановом автоклаве с серебряной прокладкой при температурах: 200, 300, 400, 500, 600, 700°C. После каждого прогрева проба экстрагировалась бидистиллятом при температуре 80° и фильтровалась. Полученные экстракты анализировались на Li^+ , K^+ , Ca^{++} , Mg^{++} , Al^{+++} , Nb^{5+} , Ta^{5+} , Cl^- , F^- , $(\text{CO}_3^{--} + \text{HCO}_3^-)$, SO_4^{--} .

Последовательное экстрагирование и анализ содержимого

групп включений позволяет составить представление об эволюции составов растворов в процессе снижения температуры кристаллизации исследуемого минерала и отдельно проследить характер эволюции составов в посткристаллизационный период.

Результаты химических анализов, пересчитанные с учетом содержания H_2O и CO_2 в растворах включений для всех температурных интервалов представлены в таблице 1. Ca^{++} , Mg^{++} , Al^{3+} , SO_4^{--} не обнаружены во всех экстрактах и в таблицу не включены. Погрешность анализов (Москалюк А.А., 1971) для блокового кварца не превышает допустимых 10% (от 2,8 до 9,57%). Учитывая то, что кварц в воде при 80° практически не растворим, растворимость минерала-хозяина не учитывалась. Графики содержаний различных элементов в растворах, отвечающих различным температурам, позволяют составить качественное и количественное представление о характере изменения состава растворов, участвовавших в процессах кристаллизации блокового кварца (см. рис. 1). Концентрации элементов на графиках представлены в логарифмической форме: $\lg(C \cdot 10^4)$.

Анализируя полученные результаты, можно отметить следующее: из катионов наибольшие значения концентраций имеет натрий (Na^{+}). Его максимальная концентрация 0,5225 вес.%, минимальная — 0,0074%. Отмечается четко фиксируемое увеличение концентрации натрия по мере снижения температуры кристаллизации кварца. Калий (K^{+}) не обнаружен лишь при температуре 700° (в начальные этапы кристаллизации). В последующие этапы ($600-400^{\circ}$) концентрация калия уменьшается, достигает минимума (0,0033%) при температуре 400° , затем вновь возрастает, достигая наибольшей величины (0,0396%) при температуре $200^{\circ}C$.

Литий (Li^{+}) определен во всех растворах, обнаруживает тенденцию к увеличению концентрации по мере роста кристалла. Наименьшее значение содержания лития в растворах включений 0,0015% (при 600°), наибольшее — 0,0101% (при 500°).

Ниобий (Nb^{5+}) обнаружен во всех экстрактах. Концентрация его находится в пределах от 0,0066 до 0,02 вес.%. Четко фиксируемой закономерности в изменении концентрации ниобия в растворах включений в процессе кристаллизации блокового кварца не

наблюдается. Тантал (Ta^{5+}) присутствует в небольших количествах (от 0,0001 до 0,0006 вес.%), при температуре $400^{\circ}C$ обнаружены лишь "следы" тантала, а при температуре $200^{\circ}C$ тантал отсутствует. На рис. 1 тантал не изображен.

Из анионов в растворах включений в кварце обнаружены F^{-} , Cl^{-} , HCO_3^{-} , причем содержание бикарбоната намного превышает концентрацию хлора и фтора. Содержание HCO_3^{-} по мере роста кварца монотонно возрастает: от 0,031 при $700^{\circ}C$ до 1,3444 % при $200^{\circ}C$. Фтор обнаружен лишь в начальные этапы кристаллизации ($700-400^{\circ}$). Его концентрация уменьшается в процессе роста блокового кварца. Пределы содержаний фтора от 0,0026 до 0,015%. Изменение концентрации хлора в растворах имеет зависимость, совершенно противоположную зависимости фтора. Хлор появляется в растворах включений, начиная от 600° , его концентрация увеличивается по мере роста кристаллов. Минимальное содержание хлора 0,0354 % при 600° , максимальное - 0,2407% при 200° .

Содержание углекислоты в растворах находится в пределах от 18,37 до 42,47 вес.%. Четко фиксируемой закономерности в изменении концентрации CO_2 в процессе роста кварца не наблюдается. Из сказанного выше можно заключить, что растворы во включениях блокового кварца имеют преимущественно фторидно-хлоридно-бикарбонатный состав с преобладанием соответствующих солей щелочных металлов.

Л и т е р а т у р а.

Базаров Л.Ш. Геология и Геофизика, № 8, (1968). Базаров Л.Ш., Суржко А.С., Орлова Л.М. "Минералогия эндогенных образований" (по включениям в минералах). Труды Зап.-Сиб. отд. ВМО, вып. 2, Новосибирск, 1975. Базаров Л.Ш., Михайлов М.Ю. "Минералогия эндогенных образований", Труды Зап.-Сиб. отд. ВМО, вып. 2, Новосибирск, 1975. Базаров Л.Ш. ДАН, т. 215, № 4, (1974). Ермаков Н.П. "Исследование минералообразующих растворов", Харьков, 1950. Москалюк А.А. "Исследования минералообразующих растворов и расплавов по включениям в минералах". Труды ВНИИСИМСа, т. XIV, 1971г.

Т °С	Концентрация элементов в жидкой фазе включений в блок. кварце (вес.%) *										Пог- реш- ность %
	Li ⁺	Na ⁺	K ⁺	Nb ⁵⁺	Ta ⁵⁺	F ⁻	Cl ⁻	HCO ₃ ⁻	CO ₂	H ₂ O	
200	0,0094	0,5225	0,0396	0,0200	0,0	0,0	0,2407	1,3444	21,9282	75,8900	2,8
300	0,0076	0,1216	0,0095	0,0075	0,0001	0,0	0,1010	0,3410	22,6000	76,8000	9,57
400	0,0070	0,0789	0,0033	0,0111	следы	0,0050	0,1132	0,1516	35,3440	64,2800	7,47
500	0,0101	0,0794	0,0101	0,0066	0,0001	0,0026	0,0364	0,2433	18,3788	81,2300	3,38
600	0,0015	0,0715	0,0167	0,0111	0,0001	0,0152	0,0354	0,1818	38,0006	61,6600	3,95
700	0,0019	0,0074	0,0	0,0078	0,0006	0,0134	0,0	0,0310	42,4786	57,4500	9,52

* - Ca⁺⁺, Mg⁺⁺, Al³⁺, SO₄⁻⁻⁻ в растворах водных вытяжек не обнаружены

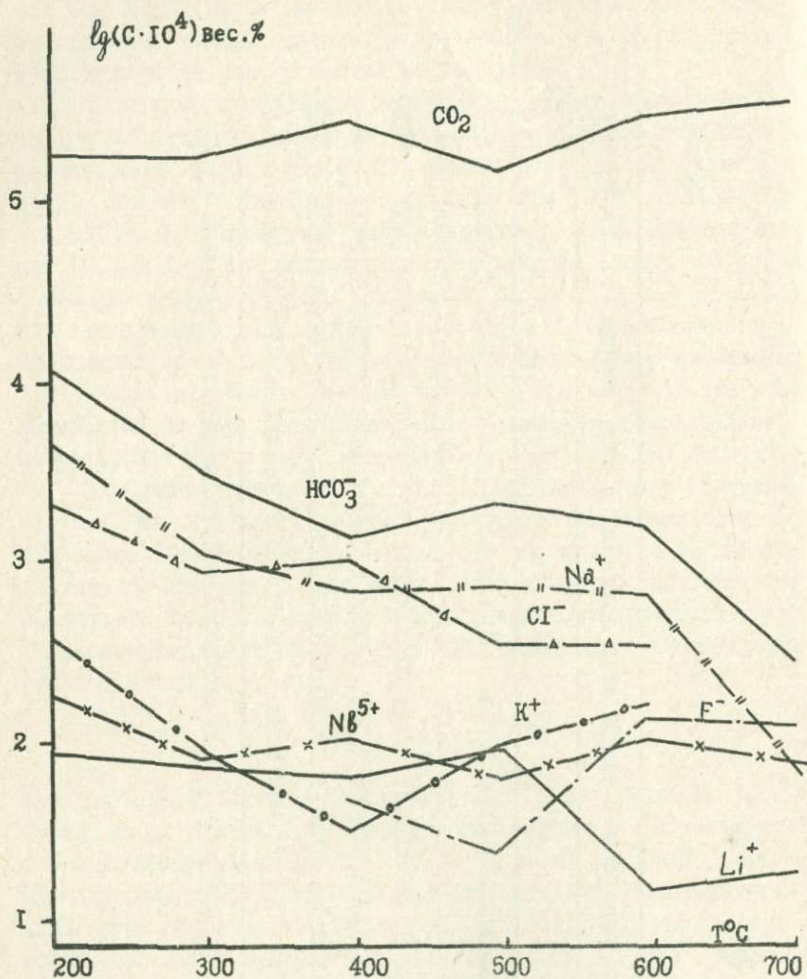


Рис. 1. Связь температуры и состава жидкой фазы включений в процессе кристаллизации блокового кварца редкометального пегматита.

Н.А.Гибшер, Л.А.Шохонова
СОСТАВ ГАЗОВОЙ ФАЗЫ ВКЛЮЧЕНИЙ В МИНЕРАЛАХ ИЗ
СУЛЬФИДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ РУДНОГО АЛТАЯ

Состав газовой фазы индивидуальных газопо-жидких включений в минералах из сульфидных месторождений Рудного Алтая исследовался методом, разработанный Шугуровой Н.А. (1).

Исследуемые месторождения относятся к медно-пирротиновому (Вавилонское), колчеданно-полиметаллическому (Тишинское) и барит-полиметаллическому (Рубцовское) типам.

Названные месторождения формируются при различных температурах из растворов различного агрегатного состояния. Медно-пирротиновое образуется при температурах 550-380 °С из пневматолитово-гидротермальных растворов, колчеданно-полиметаллическое - 380 - 260 °С из гидротермальных, а барит-полиметаллическое из коллоидно-гидротермальных при температуре 270-240 °С, при этом на нижних горизонтах руды Вавилонского и Тишинского месторождений формируются при более высоких температурах чем на верхних (см. табл.1).

В составе газов всех трех типов месторождений присутствуют и в большинстве случаев преобладают газы сернистой группы и двуокись углерода. Однако, необходимо отметить, что газы колчеданно-полиметаллической стадии Тишинского месторождения, во время образования которой отлагаются наиболее крупные по запасам промышленные руды, обеднены CO_2 и особенно сернистыми газами. Возможно, при дальнейшем исследовании на большем количестве объектов, малое содержание сернистых газов в сульфидных месторождениях может стать индикатором на крупные промышленные скопления сульфидов.

Эпизодически присутствуют углеводороды и окись углерода, но эти газы преобладают в более низкотемпературном месторождении, в котором отсутствует водород и азот с редкими газами, тогда как последние газы постоянно присутствуют в более высокотемпературных месторождениях.

ЛИТЕРАТУРА

1. Шугурова Н.А. Химические обоснования методики газового анализа индивидуальных включений в минералах. В сб. "Минералогическая термометрия и барометрия", т.2, Изд-во "Наука", М., (1968).

Таблица I

Тип место-рождения	Место-рождение	Стадия	Исследуемый минерал	Агрегатное состояние	Max. T гом. °C горизонт		Средний состав газовой фазы X						Кол-во определений
					нижн.	верх.	H ₂ S	SO ₂	CO ₂	углеводороды	CO	H ₂	
медно-пирротин-новый	Вавилонское	пирротин-антофилитовая	антофилит, кварц	пневмато-литово-гидротермальное	550	500	19	57	-	-	10	14	7
		медная	кварц		380	300	41	32	-	-	18	11	9
колчеданно-поли-металлический	Тилинское	серно-колчеданная	кварц	гидротермальное	380	330	41	19	10	-	13	16	7
		колчеданно-полиметаллическ.	сфалерит-кварц		370	280	12	22	-	5	15	54	17
		кварц-карбонатная	карбонат-кварц		260	200	70	30	-	-	-	-	13
барит-полиметаллический	Рубцовское	полиметаллическая	сфалерит-кварц	коллоидно-гидротермальное	270	260	42	31	20	4	-	5	13
		барит-полиметаллическая	барит		240	200	44	46	4	4	-	-	9

x - кислород в анализируемых образцах не обнаружен

А.А.Проскураков, В.И.Сотников, А.Ф.Коробейников
 ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ
 ЗОЛОТОРУДНОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ КАУЛЬДЫ

Рудные тела месторождения локализуются в пределах полого-залегающей среди карбоновых вулканогенных пород (андезит-дацитового состава) зоне кластолава, подвергшихся интенсивному гидротермальному изменению (окварцеванию, серицитизации, аргиллизации, пиритизации и т.д.). Судя по геологическому положению, вещественному составу и текстурно-структурным особенностям, эти "кластолавы" в генетическом отношении являются, по-видимому, эксплозивными образованиями, связанными со становлением расплавающихся глубже субвулканических интрузий андезит-дацитов.

Структурное положение рудоносных участков - приуроченность к тектоническим зонам, выполненным кластическим материалом и малая глубина формирования обусловили специфическую физико-химическую обстановку рудообразования при незначительной статической нагрузке вышележащих пород. На близповерхностное формирование рудных залежей и относительную структурную открытость системы указывает также целый ряд характерных признаков - наличие тонкозернистого халцедоновидного кварца, слагающего колломорфные, зачастую полосчатые и брекчиевидные руды, зональное строение микрокристаллических индивидов кварца и других минералов (пирит), пространственное сосуществование ассоциаций жидких и газовой-жидких (до существенно газовых) включений в минералах, свидетельствующих об имевших место явлениях вскипания минералообразующих растворов в зоне рудоотложения и др. Во многих участках довольно характерна резкая дифференциация растворов по фазовому состоянию.

Формирование рудоносного кварца из насыщенных кремнеземом низко- и среднетемпературных гидротерм происходило при нестабильных РТ условиях. При снижении РТ параметров наступало вскипание растворов, резкое пересыщение их и выпадение гелеподобных агрегатов кварца. Раскристаллизация гелей сопровождалась выделением слабоконцентрированной жидкости и консервацией ее вдоль соприкасающихся плоскостей микрокристаллических

индивидов кварца и по зонам роста последних. Газовая фаза заполняла поры и, в основном, межзерновые пространства. Скорость раскристаллизации лимитировалась интенсивностью охлаждения системы, которая осуществлялась неравномерно. Все это обусловило текстурно-структурное разнообразие кварцево-рудных агрегатов. В зоне оруденения преобладающим развитием пользуется плотный, тонкозернистый халцедоновидный, местами метакolloидный кварц, имеющий в отдельных участках полосчатую текстуру. Темная окраска полос обусловлена тонкораспыленной вкрапленностью сульфидов, в основном, пирита. Микроскопические кристаллики сульфидов зачастую локализируются в межзерновых пространствах, порах и кавернах растворения. Зачастую кварц ассоциирует с кальцитом, синхронным с ним по температурам образования, и более поздним.

Газово-жидкие включения в рудном кварце из различных участков зоны кластолав распределены крайне неравномерно, причем соотношения жидкой и газовой фаз варьируют в широких пределах. Количественно преобладают существенно жидкие включения, характеризующие низкотемпературное минералообразование ($100-50^{\circ}\text{C}$). Наиболее высокотемпературные включения гомогенизируются при $370-300^{\circ}\text{C}$. За пределами рудной зоны во вкрапленниках и гнездах кварца метасоматически измененных андезито-дацитов температуры гомогенизации составляют $400-450^{\circ}\text{C}$. По ряду признаков устанавливается наличие по крайней мере двух генераций кварца — более раннего темно-серого плотного кварца и позднего, белого, имеющего тонкокристаллическое строение с полигональной формой зерен. Последний часто находится в сростании с карбонатами. Температуры гомогенизации включений в кварце первой разновидности составляют $400, 370-300^{\circ}\text{C}$. Включения здесь довольно редки и очень мелкие. В более позднем кварце, количественно преобладающим над первым, температуры гомогенизации составляют $300-50^{\circ}$. Существенно жидкие включения здесь являются наиболее характерным типом. С формированием данной генерации кварца предполагается связь основного золотого оруденения.

При определении состава растворов (методом криометрии включений) оказалось, что для интервала $250-200^{\circ}$ температура эвтектической кристаллизации составляет $-20, -23^{\circ}\text{C}$. Это близко

соответствует температуре эвтектики системы $H_2O - NaCl(-21,1^{\circ}C)$ Заכותю во включениях находятся нерастворимые анизотропные кристаллики, по-видимому, карбонаты.

Согласно криометрическим определениям в преобладающем большинстве низкотемпературных газопо-жидких включений растворы обладают умеренной концентрацией солей (от 3 до 8%). Особенно это характерно для вторичных и первичных включений ($150-50^{\circ}C$), представляющих собой поздние практически отработанные растворы. С повышением температуры концентрация несколько повышается, вплоть до присутствия во включениях твердых фаз $NaCl$ и рудного минерала. Максимальная концентрация растворов для Каульдинского месторождения отмечается для включений в кварц-эпидот-молибденитовых прожилках, встреченных на глубине 360-400 м. Температуры гомогенизации включений здесь достигают 500° . Концентрация хлоридов Na и K - до 30-40%. Т.е. по температурам, фазовым соотношениям, составу и концентрации указанные растворы идентичны тем, которые установлены нами для кварц-молибденитовых жил более глубинного и высокотемпературного медно-молибденового с золотом месторождения Кальмакыр, расположенного в том же рудном районе, что и Каульдинское золоторудное месторождение. Сведения о температурном режиме Кальмакыра приведены в работе А.П.Берзиной и В.И.Сотникова (1973). Здесь представляется целесообразным провести краткое сравнение химического состава минералообразующих растворов указанных месторождений, что может иметь значение для оценки зональности и выработки поисковых критериев на разнотипное оруденение в районе.

Результаты анализов газопо-жидких включений, проведенных методом водных вытяжек из кварца, дают более полное представление о химизме растворов, участвовавших в рудообразовании. По химическому составу растворы месторождения Каульды являлись щелочно-хлоридно-углекислотными со значительной ролью магния. Устанавливаются небольшие количества NH_4^+ , NO_2^- , Fe^{III+} , F^- и повышенные содержания SO_4^{--} . Присутствие карбонатных пород на месторождении обусловило, по-видимому, повышенные содержания Ca^{++} и HCO_3^- в гидротермальных растворах. Характерно также высокое содержание хлора, хотя и намного ниже, чем на месторождении Кальмакыр. То же самое можно сказать и о катионах Na^+ и K^+ .

Это подтверждает данные минералотермометрии, на основе которых мы установили наличие высококонцентрированных хлоридных растворов на месторождении Кальмакыр и более низкие концентрации хлоридов Na и K в растворах Каульдинского месторождения.

Химический состав водных вытяжек во многом зависит, видимо, от состава вмещающих оруденение пород. Концентрации ионов практически всех элементов испытывают значительные колебания с глубиной, обусловленные гетерогенностью состава пород, подвергшихся интенсивной метасоматически-гидротермальной проработке в зоне кластолав. В верхней части рудной зоны отмечено повышение концентрации SO_4^{2-} и NO_2^- и снижение роли Cl^- по сравнению с более глубинными горизонтами. Здесь же отмечены пониженные концентрации золота в растворе вытяжек, а местами оно совсем не устанавливается (табл. I).

В поведении золота хорошо заметна одна общая закономерность — постоянное присутствие данного элемента в растворе газовой-жидких включений в рудных интервалах. В пробах с относительно высоким содержанием металлического золота отмечаются и повышенные концентрации последнего в растворах включений. На Кальмакырском месторождении золото в растворах газовой-жидких включений практически отсутствует в кварцитах — продуктах раннего метасоматоза и лишь незначительные его содержания фиксируются в кварц-молибденитовых жилах и прожилках. На золото производились тройные вытяжки из одной и той же навески минерала.*

Анализ газовой фазы индивидуальных газовой-жидких включений из кварца рудных зон Каульдинского месторождения показал, что намечается эволюция газовой составляющей минералообразующих растворов от высокотемпературных стадий минералообразования, к поздним, низкотемпературным. В исследованных образцах рудного кварца установлено пониженное содержание группы кислых газов — HCl, HF, SO_3 , NH_3 (до 40–30% по сравнению с рудным этапом Кальмакырского месторождения) и увеличение роли CO_2 , а также N_2 в сумме с редкими газами. В некоторых включениях установлено до 4% H_2 . Температуры гомогенизации исследо-

* Анализы проводились к. г. -м. н. А. Ф. Коробейниковым (ТПИ).

Состав растворов по данным анализов водных вытяжек из кварца
месторождений Каульды и Кальмакыр (УзССР)

№ пробы	Интер- вал(м)	рН вытя- жек	Катионы (мг/л)							Анионы (мг/л)					Аи моль/л ($\cdot 10^{-6}$)
			Fe ³⁺	NH ₄ ⁺	Ca ⁺⁺	Mg ⁺⁺	Na ⁺	K ⁺	Cl ⁻	F ⁻	HCO ₃ ⁻	SO ₄ ⁻	NO ₂ ⁻		
I	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	
	месторождение Каульды														
	скв 1														
I	274	8,0	0,2	0,8	11,2	10,2	5,0	4,0	4,3	-	103,8	6,0	0,05	2,4	
2	278	8,4	0,05	-	16,8	17,08	19,0	5,0	25,4	-	138,4	8,0	0,05	2,4; 1,8	
3	282	8,2	0,2	0,5	11,2	3,4	7,0	9,0	2,1	0,2	68,2	23,0	0,05	0,6; 0,6	
4	290	7,6	0,15	0,8	5,6	7,0	4,0	2,0	3,18	-	68,2	8,0	0,05	1,2; 1,8	
5	293,5	7,8	-	0,3	5,6	3,42	3,5	1,5	4,3	-	34,6	-	0,01	2,4; 1,2	
6	295,5	7,6	-	0,5	11,2	6,8	6,0	3,5	8,5	0,1	68,2	4,0	0,05	1,8; 1,2	
7	296	7,8	0,2	0,3	16,8	-	4,0	1,5	4,3	0,1	68,2	4,0	0,03	1,8; 1,2	
8	297,5	7,2	0,1	0,6	5,6	6,8	6,0	4,0	10,7	0,4	34,6	8,0	0,01	н.о; 0,6	
9	302	8,0	0,1	0,5	11,2	4,1	4,5	3,0	8,5	-	51,4	4,0	-	1,8; 1,8	
10	303	7,6	0,6	0,5	11,2	6,8	4,5	2,5	8,6	0,1	68,2	4,0	0,01	1,8; 0,6	
II	шт. 3 рудная зона	8,4	-	0,5	5,6	6,8	8,0	4,4	18,42	0,8	30,5	12,0	0,02	7,4; 7,2 5,6	

Продолжение таблицы I

I	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
12	363	8,4	-	0,3	11,2	6,8	5,0	14,0	6,24	0,4	91,5	-	0,04	3,0
13	365	8,4	-	1,7	11,2	3,4	5,5	18,5	9,54	0,3	60,5	24,0	0,05	5,5;7,4
14	372	7,4	0,6	1,5	11,2	-	4,7	16,0	3,1	-	68,2	16,0	0,01	0,6;1,2
15	387	6,8	0,02	0,5	268,8?	23,4	29,0	5,3	58,3	0,4	91,5	700,0	0,02	-
16	243	7,2	0,2	0,3	11,2	5,12	5,0	13,1	4,3	0,1	68,2	24,0	0,1	-
17	403	7,6	-	0,3	5,6	3,4	5,0	5,2	15,70	-	61,0	26,0	0,03	4,2;3,6
18	249	7,8	0,2	0,8	16,8	6,82	4,5	8,0	3,1	0,1	68,2	39,0	0,15	1,2
19	253	7,4	0,03	0,9	22,4	3,68	6,0	7,0	6,4	0,2	70,2	22,0	0,1	-
20	257	8,6	0,3	2,0	11,2	-	6,2	32,0	2,1	-	70,2	26,0	-	-
21	261	7,8	-	0,5	16,8	-	6,0	10,0	1,0	0,2	68,2	8,0	0,15	1,2;0,6

Месторождение Кальмакыр

1	моно- кварциты	7,4	-	0,7	5,6	3,4	14,0	14,2	27,56	0,3	30,5	20,0	-	0,6
2		7,4	-	0,7	5,6	3,4	9,0	5,5	18,02	0,2	13,7	16,0	-	-
3		7,4	-	0,6	16,8	-	11,0	5,0	10,8	-	34,2	34,0	0,05	-
4	кварце-	7,2	-	2,2	11,2	3,4	17,0	16,5	31,8	0,3	30,5	41,0	0,03	1,2
5	во-руд- ные жилы	7,8	0,3	0,9	11,2	-	17,0	7,5	9,5	-	35,4	25,0	0,01	-
6	и прожил- ки	6,8	0,2	0,4	16,3	-	18,0	12,0	24,36	-	51,4	12,0	0,01	2,4;2,4

Продолжение т а б л и ц ы I

I	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
7		6,8	0,3	2,4	11,2	-	15,0	10,0	16,2	-	34,6	26,0	0,01	0,6

Примечание: I. Приведены средние содержания, полученные в результате вычитания данных "первичной" и повторной вытяжек. Для золота приведены данные двойных и тройных вытяжек.

2. CO_2 ; CO_3^{-2} не обнаружены

3. В пробе 15 значения для Ca и SO_4 завышены, очевидно, за счет примеси гипса.

ванных включений колебались в пределах 280–300°C.

Анализируя результаты водных вытяжек и термометрических исследований индивидуальных включений можно сделать следующие выводы:

1. По химическому составу растворы, участвовавшие, участвовавшие в формировании золоторудного месторождения Каульды и медно-молибденового с Аи месторождения Кальмакыр близки между собой. Для Каульдинского месторождения отмечается понижение концентрации K^+ , Na^+ , Cl^- и повышение роли газообразной CO_2 и N_2 + р.г. по сравнению с Кальмакыром.

2. На более глубоких горизонтах Каульдинского месторождения при повышенных температурах (до 400°C) отмечаются повышенные концентрации хлоридов Na и K , приближающиеся к таковым для рудных зон Кальмакырского месторождения.

3. Подобное сходство состава и состояния растворов позволяет предполагать наличие определенных связей между этими двумя типами оруденения, что может иметь важное значение при оценке зональности оруденения в районе.

4. В целом рудообразующие растворы месторождения Каульды обладали более низкими концентрациями солей, по сравнению с высокотемпературным месторождением Кальмакыр.

5. Для Каульдинского месторождения характерны более высокие содержания золота в растворах включений. Учитывая, что в процессе выщелачивания золота из пород в близповерхностных условиях не нарушается герметичность газовой-жидких включений, то анализ последних (в частности, на золото) может явиться хорошим поисковым критерием.

ЛИТЕРАТУРА

- А.П.БЕРЗИНА, В.И.СОТНИКОВ, Некоторые особенности состава и состояния минералообразующих растворов Кальмакырского месторождения. Геология рудных месторождений, т.ХУ, № 4, 1973.

Н. А. Гибшер, Л. А. Шохонова

ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ ВАВИЛОНСКОГО
МЕДНО-ПИРРОТИНОВОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ
(ПО ВКЛЮЧЕНИЯМ В МИНЕРАЛАХ)

Вавилонское месторождение расположено в северо-западной части Иртышской зоны смятия в Рудном Алтае и является высокотемпературным представителем колчеданно-полиметаллического этапа рудообразования (1,3,4,5). Характерной особенностью Вавилонского месторождения, отличающего его от других месторождений Рудного Алтая, является наличие специфических околорудных хлорит-антофиллитовых метасоматических пород, парагенетически ассоциирующих с медно-пирротиновым оруднением.

По данным выше названных исследователей, Вавилонское месторождение залегает в толще переслаивающихся слабо метаморфизованных углисто-глинистых сланцев и алевролитов такырской свиты ($D_3-C_1^t I$). Из магматических пород присутствуют маломощные дайки диоритовых порфиритов, лампрофиров и габброидов.

В пределах месторождения Б.Ф.Зленко (3) установлено проявление динамометаморфизма (превращение углисто-глинистых отложений в биотитизированные филлитовидные сланцы) и инфильтрационно-контактового метаморфизма (образование роговиков с гранатом, кордиеритом и линз сахаровидного кварца с шеелитом и касситеритом). После проявления инфильтрационно-контактового метаморфизма, произошло внедрение даек диоритовых порфиритов и лампрофиров, за которыми последовал гидротермальный этап, выразившийся в образовании пластообразных, линзовидных залежей массивных, и в меньшей мере, вкрапленных пирротин-халькопиритовых руд. Рудные тела залегают согласно со сланцеватостью вмещающих биотитизированных филлитов с падением по юго-западу под углами $50-70^\circ$, встречаются совместно с хлорит-антофиллитовыми породами, изредка выходят за их пределы и располагаются непосредственно в филлитах, роговиках и линзах сахаровидного кварца, образуя в них наложенные прожилково-вкрапленные руды.

Процесс минералообразования на Вавилонском месторождении изучался по газово-жидким включениям в кварце, антофиллите и мусковите. В кварцевых жилах, которые представлены в нижних частях месторождения сахаровидным кварцем, а в верхних - струйчатым, найдены первичные и вторичные газово-жидкие включения.

Первичные включения в сахаровидном и струйчатом кварце правильной, округло-полигональной формы, двухфазовые (газ - жидкость), коэффициент заполнения их раствором 40-50%. Размеры включений (0,005-0,01 мм).

Температура гомогенизации 400-550°C. Фазовое состояние в момент гомогенизации до 450°C жидкое, после 450°C - газовое.

Наблюдается некоторое повышение максимальных температур гомогенизации первичных включений с глубиной. Так, в струйчатом кварце, взятом с поверхности месторождения, максимальная температура гомогенизации составляет 500°C, а в сахаровидном кварце (скв.46, гл.277м) - 550°C.

Вторичные включения представлены многочисленной группой. Морфология этих включений отличается от первичных многообразием форм и в большинстве своем неправильная, разветвленная, окруженная ореолом мелких существенно углекислотных включений.

Стенки вакуолей вторичных включений выщерблены, разъедены и частично залечены родственным веществом минерала-хозяина. Размеры вторичных включений достигают 0,05-0,5 мм, а окружающие их углекислотные - 0,001-0,005 мм. Крупные вторичные включения многофазовые (жидкость+газ+жидкая углекислота+твердая черная гексагонального облика рудная фаза+твердая пластичная прозрачная анизотропная с небольшим двупреломлением фаза (антофиллит) + игольчатая твердая анизотропная фаза. В отдельных включениях может отсутствовать какая-либо из твердых фаз.

При нагревании включений твердые фазы не растворяются.

Общий интервал гомогенизации вторичных многофазовых включений 280-380°C. При перегреве этих включений на 10-15°C происходило их взрывание, а в отдельных случаях разгерметизация включений происходила далеко не достигнув их температуры гомогенизации. Такое поведение при нагревании характерно для включений, насыщенных газами и, в частности, углекислотой. Представительное количество данных по этой группе включений

позволило выявить и изменение температур на глубину.

Максимальные температуры гомогенизации вторичных включений в кварце, взятых с поверхности месторождения составляют 300°C , а с глубоких частей — $360\text{--}380^{\circ}\text{C}$, примерно, на 350 м по падению жилы происходило изменение температур на $60\text{--}80^{\circ}\text{C}$, т.е. происходило остывание растворов, поднимающихся к поверхности, палеотемпературный градиент на месторождении составлял $150\text{--}200^{\circ}/\text{км}$.

В антофиллите, парагенетически ассоциирующем с пирротином, найдены длинные трубчатые двухфазовые включения, соотношение газ:жидкость (40:60). Температура гомогенизации 490°C .

В трехфазовых включениях (газ+жидкость+соль) из крупночешуйчатого мусковита, происходит гомогенизация в жидкость при $T = 320\text{--}340^{\circ}\text{C}$.

Исследование состава рудообразующих растворов во включениях проводилось методом замораживания. По криометрическим данным (T замерзания раствора, T эвтектики, характеристика замерзших твердых фаз) и данным анализа водных вытяжек определен примерный состав солей из растворов вторичных включений кварцевых жил (K_2CO_3 ? KCl , CaCl_2 , MgCl_2) с концентрацией 30–34 вес.%. В растворе первичных включений кварца преобладает CaCl_2 с концентрацией 14–15 вес.%.

Газовый анализ индивидуальных газовой-жидких вторичных включений в кварце (проведенный по методике (7)), показал, что в составе газовой фазы присутствует 30–60 объемн.% сернистых газов, 12–37 об.% CO_2 , 14–27 об.% H_2 , 7–47 об.% N_2 + редкие газы; кислород, окись углерода и углеводороды отсутствуют.

При вскрытии включений в антофиллите происходило увеличение газового пузыря в десятки раз, т.е. газовая фаза находилась во включении под большим давлением. Состав газа в нем 17–30 об.% сернистых газов, 22–60 об.% CO_2 , 15–20 об.% H_2 , 7–20 об.% N_2 + редкие газы; кислород, окись углерода и углеводороды отсутствуют, т.е. при образовании антофиллита с пирротином остаточные газы были более обогащены двуокисью углерода, сернистые же газы израсходовались на образование сульфидов.

Определение давления основано на допущении о сингенетичности существенно углекислотных включений, окружающих ореолом

крупные вторичные многофазовые включения, образующиеся из кипящих высокотемпературных, насыщенных углекислотой растворов.

Коэффициент наполнения существенно углекислотных включений составляет 60–70% (жидкой углекислоты), что примерно соответствует плотности 0,65–0,70 (6). Зная температуру гомогенизации включений 350°C и плотность углекислоты, сосуществующей с раствором, можно по диаграмме РТУ (2) вычислить примерно и давление, которое в данном случае будет равно 800–1000 атм.

Выводы:

1. Формирование Вавилонского медно-пирротинового месторождения происходило в интервале 300–550°C. Полученные температуры по газовой-жидким включениям не противоречат данным (3), рассчитанным по другим минералогическим термометрам.

2. Происходило остывание рудообразующих гидротермальных растворов при движении последних вверх. При этом палеотемпературный градиент составлял 150–200°/км.

3. Рудообразующие растворы были концентрированными (14–34 вес.%) водно-солевыми ($K^+ + Mg^{+2} + Ca^{+2}$), насыщенными большим количеством сернистых газов, двуокиси углерода, водорода и азота, находящихся под давлением 800–1000 атм.

ЛИТЕРАТУРА

1. Бессмертная М.С. К вопросу о сингенетичности алтайских полиметаллических руд и вмещающих их пород. В сб. "Геология и металлогения Рудного Алтая". Тр. Всес. аэрогеол. треста, вып. 3, (1957).
2. Долгов Ю.А. Включения в минералах метаморфических пород как показатель условий метаморфизма. В сб. "Проблемы петрологии и генетической минералогии". Т. П, Изд-во "Наука", М., (1970).
3. Зленко Б.Ф. Изменения вмещающих пород и стадии минерализации на Вавилонском месторождении (Рудный Алтай). "Геология рудных месторождений", № 1, (1962).
4. Иванкин П.Ф., Ишин П.В., Кузубный В.С. "Рудные формации Рудного Алтая". Изд-во АН Каз. ССР, Алма-Ата 1961
5. Никольский А.П., Великая П.П. О медно-пирротиновом оруденении на Алтае. Полезные ископаемые. Материалы ВСЕГЕИ, сб. 3, 1946.
6. Пизнур А.В. Основы термобарогеохимии, ч. 2, Изд-во Львовск. ун-та, 1973.
7. Шугурова Н.А. Химические обоснования методики газового анализа индивидуальных включений в минералах. В сб. "Минералогическая термометрия и барометрия", т. 2, Изд-во "Наука", М., (1968).

А. П. Берзина, Н. А. Шугурова, В. И. Сотников

К ВОПРОСУ О ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКИХ УСЛОВИЯХ ФОРМИРОВАНИЯ
МОЛИБДЕНОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ МОНГОЛИИ

Рассматриваемые молибденсодержащие рудные проявления Монголии относятся к двум формациям. Наиболее экономически перспективными являются месторождения прожилково-вкрапленных руд медно-молибденовой формации — Эрдентуин-Обо и Цаган-Субурга. К ним примыкает также месторождение Нарин-Худук и группа рудных проявлений Дэлгэрэхского района. Оруденение этого типа связывается с развитием гипабиссальных и субвулканических многофазных интрузий преимущественно среднего и умеренно кислого состава. Характерно широкое развитие гидротермально измененных пород. Они представлены калишпатизированными, серицитизированными, хлоритизированными и реже альбитизированными образованиями. Предполагается заметное участие в процессе минералообразования глубинного (верхняя мантия или нижняя кора) вещества.

Месторождение Арын-Нуур, представляющее молибденоредкометалльно-вольфрамовую (грейзеновую) формацию, приурочено к массиву лейкократовых и плагиоклазовых гранитов мезозойского возраста, для которых предполагается образование при палингенезе многократно гранитизированной коры без связи с глубинными источниками расплава.

Месторождения медно-молибденовой формации

Эрдентуин-Обо. Медно-молибденовая минерализация связана со становлением многофазового субвулканического комплекса, в пределах месторождения, представленного преимущественно гранодиорит-порфирами в той или иной степени гидротермально измененными. Интенсивно проявлено окварцевание (до образования монокварцитов) и серицитизация. Локально отмечается каолинизация и альбитизация. Рудная минерализация, вкрапленная и прожилково-вкрапленная, приурочена к зонам серицитизированных и окварцо-

ванных гранодиорит-порфиров и вмещающих их гранодиоритов.

Газово-жидкие включения были обнаружены в кварце серицитизированных гранодиорит-порфиров и кварцевых прожилков с рудной минерализацией.

В кварце серицитизированных гранодиорит-порфиров выделяются включения трех типов:

I - существенно газовые включения, гомогенизирующиеся в газ при 470-400°C. Включения - мелкие (< 0,01мм), изометричные или слабо удлиненные, часто содержат рудный минерал. Газовая фаза^{x)} включений характеризуется высоким содержанием углекислоты (таблица, обр.274).

2. - газово-жидкие включения, гомогенизирующиеся в жидкость при 360-340°C. Включения менее 0,01 мм, слабо удлиненные. В составе газовой фазы по сравнению с включениями I типа отмечается повышенное содержание кислых газов и азота (+р.г.).

3 - многофазовые включения, твердые фазы которых представлены хлоридами и рудными минералами. Хлориды часто занимают более 50 об%. Газовый пузырек составляет менее 10 об%. Солевые включения приурочены к залеченным трещинкам. Гомогенизация наблюдается при 280-300°C, а исчезновение газового пузырька при 120-140°C. Концентрация солей по NaCl эквиваленту составляет 37,5%.

Указанные типы включений отмечаются также в кварце прожилков с рудной минерализацией. Во включениях 2-го типа, количественно более представленных в этих образованиях, газовая фаза характеризуется высоким содержанием азота (обр. 272в).

Цаган-Субурга. Медно-молибденовое оруденение приурочено к зонам гидротермально измененных граносиенитов, вмещающих штокообразные и дайковые тела рудоносного субвулканического комплекса, представленного лейкократовыми гранитами, гранит-порфирами и аплитами. Это месторождение характеризуется интенсивным проявлением калишпатизации. К зонам калишпатизированных пород приурочено вкрапленное оруденение. Широко развиты в пределах месторождения также серицитизированные и окварцованные по-

Примечание: ^{x)} При анализе газовой фазы включений использовалась методика газового анализа индивидуальных включений (2).

роды, к которым приурочено прожилково-вкрапленное оруденение.

Изучались включения в апатите, хлорите и кварце гидротермально измененных граносиенитов и кварце прожилков с рудной минерализацией. В кварце измененных граносиенитов отмечается большое количество включений. Включения - крупные (0,03мм), изометричные или слабо удлинённые, содержат рудный минерал. Гомогенизируются в жидкость при 370-330°C. В отличие от включений в кварце месторождения Эрдентуин-Обо, гомогенизирующихся при этих температурах, в составе газовой фазы преобладают кислые газы (обр. I64a).

В апатите измененных граносиенитов также содержится много газово-жидких включений. Включения - крупные (0,05мм), расположены равномерно по всему зерну минерала, округлые, иногда отмечаются кристаллографические очертания. В некоторых включениях присутствует рудный минерал. Гомогенизация наблюдается в жидкую фазу при 330-315°C. В составе газовой фазы по сравнению с включениями в кварце уменьшается содержание углекислоты и азота (+р. г.) и увеличивается содержание кислых газов (обр. I64a, апатит).

В хлорите измененных граносиенитов встречены единичные мелкие (< 0,01мм) включения, округлые или слабо удлинённые. Гомогенизируются в жидкость при 250-230°C.

В кварце прожилков с рудной минерализацией выделяются два типа включений:

1 - включения призматические с кристаллографическими очертаниями, гомогенизируются в жидкость при 370-340°C. Аналогичные включения встречены в кварце измененных граносиенитов.

2 - мелкие округлые включения, гомогенизирующиеся в жидкость при 290-250°C.

Нарин-Худук. На месторождении широко распространены дайки лейкократовых гранитов, гранодиорит-порфиров и сиенит-порфиров рудоносного субвулканического комплекса, в значительной степени изменённые. Это месторождение в отличие от рассмотренных выше характеризуется интенсивным проявлением калишпатизации и турмалинизации.

Газово-жидкие включения были обнаружены в кварце прожилков и минералах гранодиорит-порфиров. В апатите гранодиорит-порфиров содержится много крупных (0,03-0,05мм), призматических включений (в поперечном срезе минерала - округлых). Наблюдается гомогенизация с критическими явлениями при 330°C, в жидкую фа-

зу - при 320-300°C. В газовой фазе включений преобладает углекислота (обр. I5I). В кварце также отмечается большое количество включений, крупных (0,03мм), изометричных, гомогенизирующихся в газ при 315-300°C. В газовой фазе также как и в апатите преобладает углекислота (обр. I5Ia). Отмечается пониженное содержание азота (+р.г.).

Дэлгэрэх. На этом участке выделяется группа рудопроявлений, локализованных в зоне гидротермально измененных гранитов. Минерализация представлена кварцевыми жилами с окисленными сульфидами и медной зеленью. В кварце этих образований отмечаются единичные мелкие включения неправильной формы. Они гомогенизируются в жидкость при 220-190°C. В газовой фазе этих включений преобладают кислые газы (обр. I07). Отмечается высокое содержание азота (+р.г.).

Месторождения молибдено-редкометалльно-вольфрамовой (грейзеновой) формации

К этому формационному типу относятся месторождение Арын-Нуур и ряд мелких рудопроявлений. Рудная минерализация приурочена к зонам калишпатизированных и грейзенизированных мезозойских лейкократовых гранитов. Газово-жидкие включения отмечаются в кварце калишпатовых и мусковитовых метасоматитов, а также пострудных прожилков.

В кварце калишпатовых метасоматитов включения существенно газовые, изометричные, крупные, гомогенизируются в газ при 400-330°C. Отмечаются также вторичные включения, гомогенизирующиеся в жидкость при 290-270°C. В кварце кварц-мусковитовых образований включения гомогенизируются в жидкость при 295-220°C. Эти включения - изометричные или удлиненные, часто содержат рудный минерал. В кварце безрудных прожилков большое количество крупных включений призматической формы. Они расположены вдоль трещинок и гомогенизируются в жидкость в узком температурном интервале 280-270°C.

Для газовой фазы включений в кварце исследованных образований характерны низкие содержания кислых газов и высокие содержания азота (+р.г) и углекислоты. Содержание углекислоты увеличивается, а содержание азота уменьшается от ранних образований к поздним. Менее выражена тенденция уменьшения содержания кислых газов.

Состав газовой фазы индивидуальных включений

№№ обр.	Образования	Месторождения	Т°Сгом	Тип гом.	Газовые компоненты, об. %			
					$\frac{V_{\text{гуз}}}{V_{\text{вкл.}}}$	$\text{H}_2\text{S}, \text{SO}_2,$ $\text{NH}_3, \text{HCl}, \text{HF}$	CO_2	$\text{K}_2 + \text{p.г.}$
274	Измененные гранодиорит-		470	газ	30,7	18,9	77,2	3,9
274	порфиры	Эрдентуин-Обо	365	жидк	7,6	36,8	43,2	20,0
272в	Кварцевый прожилок		340	жидк	71,7	20,0	35,0	55,0
I64а	Измененные грано- кварц	Цаган-Субурга	365	жидк	11,9	67,8	29,7	3,5
I64а	сиениты апатит		310	жидк	14,2	77,6	21,0	1,4
I5I	Сиенит-порфиры		330	крит	4,8	23,1	58,0	18,9
I5Iа	Кварцевый прожилок	Нарин-Худук	315	газ	1040,9	25,3	69,0	5,7
I07	Кварцевые жилы	Дэлгэрэх	190	жидк	12,4	45,0	22,5	32,5
205а	Калишпатовые образования		330	газ	1,5	18,0	34,7	47,3
204	Грейзеновые образования	Арын-Нуур	295	жидк	40,7	15,0	36,0	49,0
I24в	Кварцевые прожилки		275	жидк	237,5	14,4	70,0	15,6

Примечание: р.г. - редкие газы

Таким образом, на месторождениях грейзеновой формации на ранних стадиях минералообразования (калципатизации) растворы — газообразные. Температура их достигала 400°C . При образовании грейзенов и кварцевых жил с рудной минерализацией растворы — жидкие, температура их по данным газово-жидких включений составляла $300\text{--}200^{\circ}\text{C}$. По данным предварительной оценки давления по изменению объема газового пузырька включений при их вскрытии (I) отмечается увеличение давления растворов от ранних к поздним стадиям минералообразования. Газовая фаза характеризуется высокими содержаниями азота и углекислоты и низким содержанием кислых газов.

Минералообразующие растворы на медно-молибденовых месторождениях существенно отличаются от таковых на месторождениях грейзеновой формации. Здесь отмечается жидкое состояние растворов при более высокой температуре (370°C), что, по-видимому, обусловлено присутствием значительного количества солей в растворах. Для месторождений Цаган-Субурга и Дэлгэрэх характерно высокое содержание кислых газов в составе газовой фазы включений. Этим они приближаются к медно-молибденовым месторождениям Средней Азии, Кузнецкого Алатау, Восточного Забайкалья. В газовой фазе включений в минералах Эрдэнитуин-Обо и Нарин-Худук преобладает углекислота, что также отмечается на медно-молибденовых месторождениях Кавказа. Для медно-молибденовых месторождений Монголии, также как и для месторождений СССР, характерно изменение агрегатного состояния растворов на различных стадиях, широкий температурный интервал минералообразования, основное рудоотложение в пределах $400\text{--}200^{\circ}\text{C}$, высокая концентрация растворов.

ЛИТЕРАТУРА

1. И. Т. БАКУМЕНКО, в сб. Проблемы петрологии и генетической минералогии, т. 2, с. 259–271, Изд. "Наука", 1970.
2. Н. А. ШУГУРОВА, в сб. Минералогическая термометрия и барометрия, т. 2, Изд. "Наука", М., с. 18–22, 1968.

Ю.А.Долгов, В.А.Симонов

ИССЛЕДОВАНИЕ ГАЗОВО-ЖИДКИХ ВКЛЮЧЕНИЙ ПРИ
НАГРЕВАНИИ ВЫШЕ ТЕМПЕРАТУР ГОМОГЕНИЗАЦИЙ

Целью настоящей серии экспериментов являлось изучение поведения герметичных малоплотных газОВО-жидких включений в области температур существования высокотемпературных расплавов (1000°C – 1400°C).

Методика

Исследовались герметичные малоплотные газОВО-жидкие включения в сотовом кварце. Включения специально подбирались с преобладанием газовой составляющей (степень заполнения $F = 0,2$ и менее), для того, чтобы при высоких температурах давление на стенки вакуолей включений было минимальным. При температурах гомогенизаций 350 – 450°C , большинство включений взрывалось в интервале 500 – 600 – 700°C . После прогрева и взрывания проводился предварительный отбор включений с наиболее прочными стенками. Выдерживали перегрев единичные включения из многих сотен. Всего было исследовано четыре сохранившихся включения.

Эксперименты проводились следующим образом. Определялась температура гомогенизации исследуемого включения. Затем включение перегревалось на 50 – 100°C ($T_{\text{макс}}^{\circ}$). Сделав выдержку в перегретом состоянии, температуру плавно опускали, при этом отмечалась температура гетерогенизации включения. Охлаждение продолжалось ниже $T_{\text{гом}}$ на 100 – 200°C . Охладив включение до указанных температур, производилось повторное нагревание и определение температуры гомогенизации включения. Затем температура перегрева включения повышалась на 50°C ($T_{\text{макс}_2}^{\circ}$) и цикл исследования повторялся. Таким способом температуры перегрева включений последовательно повышались до 1200 – 1400°C .

В процессе всей серии экспериментов тщательно измерялись все изменения в температурах гомогенизаций. Значения температур гомогенизаций очень чувствительны к любым изменениям физико-химических свойств содержимого включений, особенно к утечке содержимого. В частности для данных включений, в которых га-

зоявая фаза преобладает, любая утечка материала из состава включения, т.е. понижение степени заполнения, отозвалась бы заметным понижением температуры гомогенизации включения.

Результаты экспериментов

(I) Пластинка кварца предварительно нагревалась до 800°C , $T_{\text{сбро-са}} = 300^{\circ}\text{C}$. До экспериментов два исследуемых включения имели округлые вытянутые, немного изогнутые формы, 60-70% газа. При последовательном нагревании до $T_{\text{макс}} = 1050^{\circ}\text{C}$ наблюдалось очень незначительное, но постоянное повышение температур гомогенизаций. Но в то же время, если охлаждать микротермокамеру полностью до комнатной температуры, то температуры гомогенизаций получаются несколько ниже и ближе по своему значению к $T_{\text{гом I}}$ (например, $T_{\text{гом I}} = 407$ и 410° , и $T_{\text{гом II}} = 407$ и 412° , после $T_{\text{длительного}}$ охлаждения и выдержки термокамеры с пластиной при комнатной температуре).

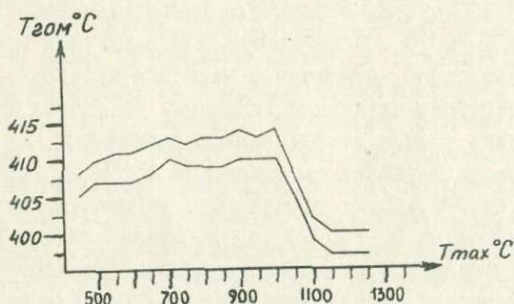


Рис. I.

После нагревания до $T_{\text{макс}} = 1050^{\circ}$ оба включения понизили свои температуры гомогенизации (см. рис. I). Визуально отчетливо было видно некоторое изменение формы и объема включений. С увеличением объема несколько уменьшилась плотность содержимого включений и поэтому уменьшилась температура гомогенизации. При дальнейшем увеличении $T_{\text{макс}}$ и при длительной выдержке включения изменяют формы практически прямо на глазах, становятся более изометричными, крупными, яснее проявляются грани негатив-

ных кристаллов. При охлаждении происходит некоторое сжатие включений.

При просмотре пластинок кварца после серии экспериментов (последовательном нагревании до $1200-1400^{\circ}\text{C}$) были обнаружены газо-жидкие включения, которые до экспериментов были очень мелкими газо-жидкими включениями, либо очень маленькими темными включениями, где различить фазы было практически невозможно. Таким образом, эти включения возникли при высоких температурах (выше 1050°C). Эти включения имеют формы тонких прозрачных пластинок, плиточек (рис. 2), т.е. рост включений происходил в горизонтальном направлении, параллельно кварцевой пластинке микротермокамеры. Часть таких искусственных включений взорвалась, образуя ореол мельчайших включений (рис. 3).



Рис. 2



Рис. 3

(2) Пластинка кварца прогревалась до 1000°C . Включение с очень тонкими и четкими границами и потому очень удобное для точных замеров температур гомогенизаций. Газ во включении занимает около 80% объема.

Вплоть до $T_{\text{макс}} = 1200^{\circ}\text{C}$ наблюдается постепенное, но довольно отчетливое повышение температур гомогенизаций включения, так же как и в случае (1) до 1050°C . После нагрева до 1200°C включение разгерметизировалось и часть содержимого ушла, что тот-час же отразилось на понижении температуры гомогенизации (рис. 4). После экспериментов включение фактически в целом сохранило свою форму, доля газовой фазы несколько увеличилась.

(3) Пластинка сотового кварца прогревалась до 800°C . Включение очень тонкое, прозрачное. Можно точно замерить температуры гомогенизаций. Результаты исследований приведены на рис. 5.

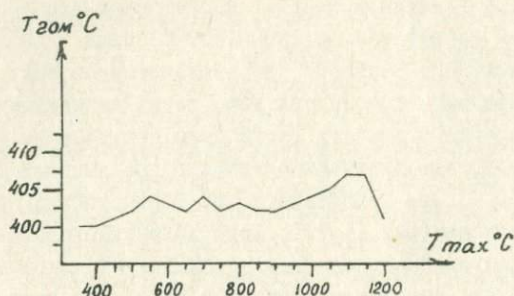


Рис.4

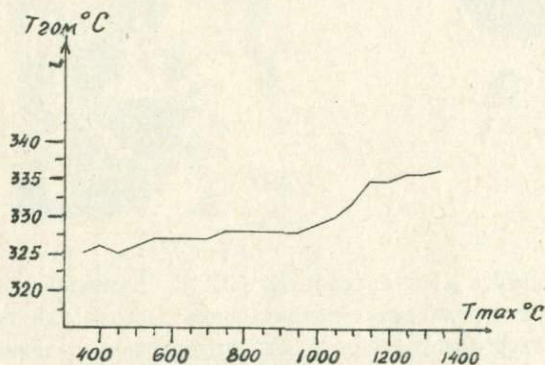


Рис.5

Температуры гомогенизаций явственно повышаются после каждого повышения T_{max} . До $T_{max} = 1000^{\circ}C$, после длительного охлаждения $T_{гом}$ возвращалась к $T_{гом}$. После $1100^{\circ}C$ (T_{max}) такого возвращения не происходило, т.е. во включении произошли какие-то необратимые процессы. После $1050^{\circ}C$ рядом образовались искусственные прозрачные газовой-жидкие включения (как и в предыдущих случаях). При $1200^{\circ}C$ включение становится более округлым. После серии экспериментов включение практически сохранило свою форму.

В результате проделанной серии экспериментов были выявлены некоторые особенности поведения газовой-жидких включений в

интервале температур высокотемпературных расплавов (1000–1400°C):

- а) изменяется форма газовой-жидких включений;
- б) происходит довольно резкое увеличение объема некоторых газовой-жидких включений при 1050°C;
- в) образуются новые тонкие прозрачные газовой-жидкие включения, также при 1050°C;
- г) происходит образование ореола мелких включений вокруг крупных газовой-жидких включений в интервале температур 1050–1100°C;
- д) происходит постоянное повышение температур гомогенизаций с повышением $T_{\text{макс}}$ у сохранившихся включений. До 1000–1050°C температуры гомогенизаций включений повышаются равномерно и довольно незначительно. Начиная с 1000–1050°C наблюдается относительно довольно резкое повышение $T_{\text{гом}}$. Если до 1050°C повышение $T_{\text{гом}}$ носило характер обратимого, т.е. при длительной выдержке при низких температурах $T_{\text{гом}}$ возвращалась к $T_{\text{гом I}}$, то после 1050°C повышение $T_{\text{гом}}$ стало необратимым.

Обсуждение полученных результатов

1. В самой начальной стадии из-за растрескивания включений мы вынуждены были прогреть пластинки кварца до 800–1000°C и только с сохранившимися включениями производить дальнейшие опыты.

Включения с малыми степенями наполнения при комнатной температуре содержат в себе флюид, плотность которого менее 0,2 г/см³. По диаграмме, отражающей зависимость ионного произведения воды от температуры, плотности и давления (7,8), определяем, что для водного флюида с плотностью менее 0,2 г/см³ при температурах вплоть до 800°C ионное произведение будет менее 10^{-13} . То есть ионов H^+ и OH^- при температуре 800°C будет менее 10^{-6} М каждого. Для сравнения при комнатной температуре $K = 1 \cdot 10^{-14}$, т.е. всего на порядок меньше. Таким образом, вплоть до 800°C диссоциация воды в исследуемых включениях настолько незначительна, что ей можно пренебречь.

При нагреве до 1000°C по экстраполированным данным количество диссоциированной воды повышается, но не столь значитель-

но (примерно до $K = 10^{-12}, 10^{-11}$).

Водные растворы, находящиеся во включениях, всегда содержат растворенные соли. Поэтому также необходимо рассмотреть диссоциацию таких солей, как NaCl, KCl и др. Важное обобщение было сделано Бревером: по мере того как повышается температура, усложняется состав пара, находящегося в равновесии с твердым веществом. При повышении температуры увеличивается число различных молекул и, возможно, усиливается полимеризация. Это ведет к тому, что равновесие может быть достигнуто за счет усложнения состава фазы. Таким образом, флюидные фазы при высоких температурах будут постепенно приобретать молекулярный характер, а сами молекулы по мере повышения температуры могут стать больше (3). В табл. I. приводится зависимость констант диссоциации KCl и HCl от температуры, при плотности флюидной фазы $0,3 \text{ г/см}^3$.

Таблица I.

KCl		:	HCl	
T°C	K	:	T°C	K
450	$3,6 \cdot 10^{-5}$:	400	$4,0 \cdot 10^{-6}$
550	$1,0 \cdot 10^{-5}$:	500	$2,7 \cdot 10^{-6}$
650	$6,3 \cdot 10^{-6}$:	600	$1,8 \cdot 10^{-6}$
750	$3,7 \cdot 10^{-6}$:	700	$6,7 \cdot 10^{-6}$

Аналогичные данные приводятся в работе Барнса и Эрнста (8).

Можно утверждать, что при предварительном прогреве включения до 800°C (по всей вероятности и до 1000°C) никакой существенной диссоциации, а потому и утечки вещества в виде H_2 не происходило.

На основании выводов, сделанных различными исследователями по состоянию воды в водно-силикатных расплавах, следует отметить, что часть из них в предположительной форме подтверждает молекулярный характер воды, растворенной в силикатном расплаве, часть указывает на возможную ее диссоциацию (2, 4, 5).

Интересны данные, представленные Куширо (6) о состоянии H_2O в условиях верхней мантии. Он утверждает, что H_2O при температурах до 1500°C и давлениях до 50 кбар представляет собой

надкритический флюид и находится в молекулярной форме.

П. В результате проведенных исследований в случае четырех сохранившихся включений наблюдается определенная закономерность: с повышением $T_{\text{макс}}$ явственно повышается температура гомогенизаций. Можно выделить несколько причин, влияющих на температуру гомогенизаций газовой-жидких включений в данном случае. Если объем и форма газовой-жидких включений не изменяется (что и наблюдалось), то наиболее существенное влияние на температуру гомогенизации оказывает изменение физических свойств (плотности) содержимого включений. Если бы существовала диффузия ионов из вакуоли включения, т.е. происходило бы уменьшение плотности (как случилось в случае (1), где при температуре 1050°C увеличились объемы включений; или в случае (2), где при 1200°C наблюдался выброс некоторой части вещества включения), то явственно понижалась бы температура гомогенизации (см. выше). Таким образом, диффузии из включений не происходило в пределах точности наших замеров.

Остается фактически единственная причина постепенного повышения температур гомогенизаций - постепенное повышение плотности флюида включений. Повышение плотности происходит, по всей вероятности, в результате растворения вещества осадочного на стенках включений.

Краткие выводы

1. Диссоциация воды при температурах расплавов $800-1400^{\circ}\text{C}$ во флюиде включений (газовой-жидких) незначительна, влияние ее на температуру гомогенизации включений не обнаружено. Не влияет на температуру гомогенизации и диссоциация солей, находящихся в растворе включений.

2. Диффузии воды сквозь стенки включений в диссоциированном виде (в основном H^+) не существует в такой степени, чтобы оказывать какое-либо влияние на понижение плотности и отсюда на температуры гомогенизаций. Несущественна также диффузия ионов растворенных солей.

3. При высоких температурах перегрева включений наблюдается некоторое увеличение плотности флюида, по всей вероятности,

за счет растворения осажденного на стенки вакуолей вещества.

4. При температурах свыше 1000°C происходят некоторые преобразования газовой-жидких включений :

- а) изменяется форма газовой-жидких включений;
- б) увеличивается объем некоторых включений при 1050°C ;
- в) образуются новые прозрачные газовой-жидкие включения при 1050°C ;
- г) образуется ореол мелких включений вокруг крупных газовой-жидких включений;
- д) несколько повышаются температуры гомогенизаций у сохранившихся включений.

В заключение необходимо подчеркнуть, что проведенные исследования с природными кварцевыми автоклавами (включениями) при нагревании водного флюида до температур 1350°C не показывают его утечки ни в форме "диффузии протонов", ни каким-либо иным способом.

Остаются неизменными после перегрева до 1350°C начальная температура гомогенизации, фазовые соотношения между водно-солевым раствором и газом во включении. Таким образом, безосновательные попытки преувеличивать значение диффузии иона водорода при температурах плавления горных пород умозрительны (I) и не подтверждаются экспериментами.

ЛИТЕРАТУРА

1. Волохов И.М. К оценке точности термобарогеохимических реконструкций условий образования магм и магматических минералов. "Геология и геофизика", I, (1975).
2. Жариков В.А. В сб. "Проблемы петрологии и генетической минералогии", т. I. "Наука", (1969).
3. Земля. Введение в общую геологию. Т. I. "Мир", (1974).
4. Кадик А.А. В сб. "Геохимические исследования в области повышенных давлений и температур." "Наука", (1965).
5. Кадик А.А., Лебедев Е.Б., Хитаров Н.И. Вода в магматических расплавах. "Наука", (1971).
6. Куширо И. В сб. "Проблемы петрологии и генетической минералогии". Т. I, "Наука", (1969).
7. Минералы, т. I, "Наука", (1974).
8. , 1963, 261, 129-150.

Ю.А.Долгов, С.А.Вишнеvский, Н.А.Шугурова

ВКЛЮЧЕНИЯ ГАЗОВ В ИМПАКТИТАХ

Ранее было показано, что совокупности включений в диаплектическом кварцевом стекле и лешательерите из импактитов состоят из модифицированных включений исходного минерала, к которым могут присоединяться внедренные извне глобулы стекол различного состава и пузырьки газов. Такие парагенезисы включений можно рассматривать как ударно-реликтовые. Аналогичные группы включений обнаружены в диаплектических и плавленых полевошпатовых стеклах. Характерной чертой парагенезисов включений из указанных диаплектических стекол, легко выявляемой посредством анализа фазового состава и термометрии включений, является сосуществование разнообразных газовой-жидких включений в локальных объемах этих стекол (в пределах одного зерна). Такая особенность связана с формированием диаплектических стекол в твердой фазе без плавления, неравномерностью ударного метаморфизма кварца и полевых шпатов, и разнообразием исходных включений в этих минералах. Реликты первоначального распределения флюидных и твердых включений, а также неискаженная морфология последних нередко оказываются единственными легко доступными для наблюдения признаками диаплектности стекла.

Представляло интерес исследование парагенезисов включений в импактных стеклах. Эти стекла можно разделить на 2 группы: мономинеральные стекла и стекла смешанного состава. Последние резко доминируют в исследованном импактном материале.

Мономинеральные стекла плавления пользуются незначительным распространением. Из них чаще всего встречается лешательерит, диагностика которого производилась по показателю преломления ($1,460 \pm 0,002$) и флюидальности (в комплексе), и в ряде случаев подтверждалась химическими анализами. Изучались шлиры и обособления лешательерита, от первых мм до 5-10 см в поперечнике, из импактит-катаклазитовых брекчий (обр.689,1308,1310,1548,1658,1884), тагамитов (об. 517 и 1005) и "бомбы" лешательерита из

эвритов (обр. 622 и 742). Некоторые из лешательеритов содержат произвольно распределённые в объёме шпир островки диаплектического кварцевого стекла^{*)}. Из прочих мономинеральных стёкол плавления изучались включения полевошпатового (?) стекла из обр. 578, представляющего диаплектическое кварцевое стекло. Эти включения являются ударно-переплавленными вростками минерала-узника в исходном кварце. По морфологии и распределению во вмещающем стекле включения идентичны вросткам полевого шпата из неизменённого кварца архейских метаморфитов (рис. I), на основании чего состав их предварительно определён как полевошпатовый (?).

Импактные стёкла смешанного состава широко варьируют по химизму и показателю преломления, но валовый состав многих из них близок среднему химическому составу исходных архейских метаморфитов. Обломки (обособления) стёкол в эвритах и импактит-катаклазитовых брекчиях характеризуются исключительной гетерогенностью, что выражается в напряженной струйчато-свилеватой структуре стекла и значительных колебаниях показателя преломления даже в пределах одного и того же обломка (обособления). В этих, быстро остывших, породах стекла, как правило, нераскристаллизованные. В тагамитах и близких к ним импактит-катаклазитовых брекчиях стекла обычно нацело раскристаллизованы в непрозрачный криптокристаллический агрегат, а в сохранившихся от девитрификации участках выглядят гомогенными (нет свилей), хотя при этом могут обладать местными колебаниями показателя преломления. Нами исследовались включения в стеклах импактит-катаклазитовых брекчий (обр. 709, 730, 1308-1310 и др.), эвритов (обр. 622, 678, 742) и тагамитов (обр. 1005).

Как в мономинеральных, так и в стеклах смешанного состава, широко распространены пузырьки газов. Кроме того, в мономинеральных стеклах встречаются выделения переплавленных вростков прозрачных и рудных минералов, а также внедрения различных

^{*)} Несмотря на отсутствие оптических границ, островки диаплектического стекла выделяются по наличию системы линейных цепочек флюидных включений и неискаженной морфологии переплавленных твердых вростков.

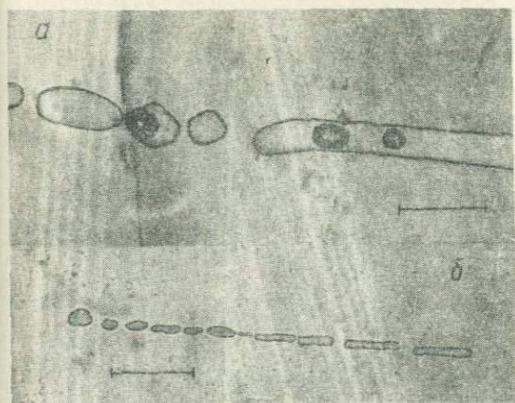


Рис.1. а) включения полевошпатового(?) стекла в диаплектическом кварцевом стекле, обр. 578, масштаб 50 мкм; б) вростики полевого шпата в исходном кварце архейских метаморфитов, обр. 912, масштаб 50 мкм. Микрофотографии шлифов, поляризованный свет, с одним анализатором.

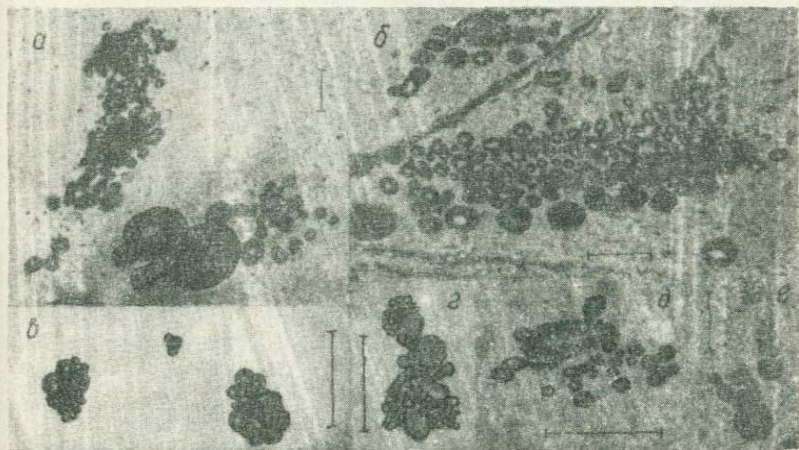


Рис.2. Включения газов в лещательритах, содержащих "островки" диаплектического кварцевого стекла (а, б, д, е - обр. 1308, в, г - обр. 689). Газовые пузырьки образуют роевидные скопления (а, б). Форма пузырьков часто неправильная, а многие из них - вспученные или взорванные (в, г, д). Расширение некоторых включений происходило в виде серии выбросов в одном направлении (е), подобно тому, как это происходило в некоторых диаплектических кварцевых стёклах, описанных нами в предыдущей работе. Микрофотографии шлифов, поляризованный свет, с одним анализатором. Масштаб 50 мкм.

расплавов извне, обычно с размытыми контурами. В стеклах смешанного состава наблюдаются шарики и глобулы рудных минералов (2) и, довольно редко, несмешиваемые со средой глобулы стекол иного состава (тагамиты, обр. 43I). Ниже приводятся результаты микроскопического исследования газовых включений в импактных стеклах обоих типов, а также составы и давления газов в этих включениях, определенные методом ультрамикрoхимического вольюмометрического газового анализа (9). Химические составы некоторых из исследованных стекол приводятся в табл. I.

Газовые включения в мономинеральных импактных стеклах

Исследованные лешательериты неравномерно насыщены газовыми пузырьками. Некоторые стекла почти лишены их, другие — существенно пористые, даже губчатые. Пузырьки газа обычно концентрируются в роевидные или неправильные скопления различной густоты (рис. 2), реже беспорядочно распределены в стекле. Размеры пузырьков широко варьируют, а форма их сферическая или эллипсоидальная. В лешательеритах с островками диаплектического кварцевого стекла пузырьки часто неправильной формы, а многие из них несут признаки "взорванности" или вспучивания (рис. 2) свидетельствующие, что содержимое их пришло в барическое равновесие со средой путем быстрого расширения. Неправильные формы пузырьков и сохранившиеся следы "взорванности" включений отмечают значительную вязкость расплава. Наблюдаемые в таких лешательеритах одиночные гроздевидные скопления касающихся друг друга или частично слитых пузырьков наводят на мысль, что подобные скопления — результат взрывания одиночных включений исходного кварца. Частично переходящие в диаплектическое стекло лешательериты содержат иногда разнонаполненные газово-жидкие включения.

В трех образцах лешательерита из эвритов и импактит-катаклазитовых брекчий были исследованы составы и давления газов в совокупностях сосуществующих газовых включений. Результаты исследования одной из таких совокупностей (обр. 622) приводятся в таблице 2. Составы и давления газов в пузырьках из одного и того же шпиря существенно разнятся. Однако, при всем разнообразии, общей особенностью состава пузырьков в исследованных лешательеритах является восстановительный характер газовых смесей:

во включениях постоянно отсутствует O_2 , но широко распространены H_2 (до 23 об.%), а также довольно часты CO (до 18 об.%) и углеводороды (до 21,5 об.%). Из других газов в переменных количествах присутствуют CO_2 , группа кислых газов^{*)}, а также азот + редкие газы.

Многие включения мономинерального полевошпатового (?) стекла лишены газовых пузырьков, в то время как другие могут содержать один или несколько газовых пузырьков, а полости некоторых включений в значительной степени опорожнены от стекла. Во многих случаях наблюдается приуроченность пузырьков к вскрывающим включения трещинам (рис.1), а "осушенные" от расплава включения обрываются трещинами. Форма пузырьков сферическая или цилиндрическая с правильными менисками с обеих сторон, когда они полностью "закупоривают" полость включения, реже искаженно-неправильная. Отсутствие пузырьков в визуально герметичных и "вскипание" расплава и выброс его из полостей вскрытых включений отмечают избыточное ко внешней среде давление выделявшихся газов. Составы и давления этих газов, определенные в 4 пузырьках из различных включений полевошпатового (?) стекла, приводятся в табл.2. Ассортимент газов постоянный, но общий состав пузырьков меняется от включения к включению, что наиболее контрастно подчеркивается колебаниями в соотношении главных компонентов смесей CO_2 /азот + р.г. Как и в лешательеритах, состав газов в пузырьках полевошпатового (?) стекла характеризуется отсутствием O_2 и наличием H_2 . Давления газов в исследованных пузырьках различны и при температуре $20^{\circ}C$ ниже атмосферного.

Газовые включения в импактных стеклах смешанного состава

Среди указанных стекол встречаются как беспузырные разновидности, так и стекла, в различной степени насыщенные газовыми пузырьками, вплоть до пемзовидных пористых масс. Пузырьки сферические или флюидально вытянутые (рис.3), некоторые из них настолько растянуты, что имеют шнуровидную форму. Размеры пузырьков колеблются от первых мм до субмикронных. В некоторых

*) - см. таблицу 2.

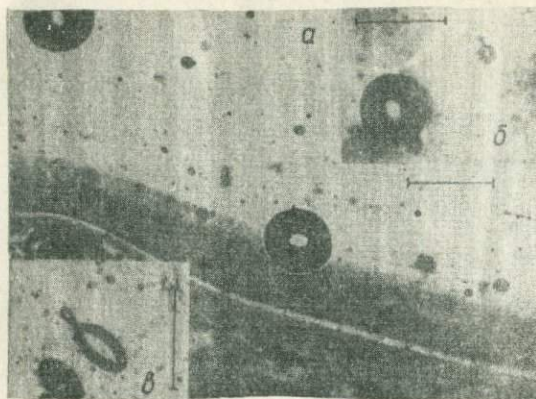


Рис. 3. Включения газов в импактных стёклах смешанного состава (а-обр. 742; б, в-обр. 1310). Пузырьки разрывают полосчатую структуру течения стекла, не внося в неё искажений (а). Некоторые из них несут следы быстрого расширения (б, в). Поляризованный свет, с одним анализатором, масштаб 50 мкм.

Таблица 1. Химический состав некоторых импактных стёкол

№ анализов	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe как Fe общ.	CaO	MgO	K ₂ O	Na ₂ O	TiO ₂	MnO	ппп	Σ
1.	96,6	1,83	0,40	0,40	0,15	0,06	0,35	0,03	0,06	1,12	101,00
2.	96,0	0,92	0,45	0,10	н/обн.	0,10	0,12	н/обн.	0,05	0,72	98,46
3.	63,8	18,2	1,32	2,06	0,45	4,30	3,20	0,06	0,06	9,12	102,57
4.	63,1	13,57	6,93	3,09	3,76	0,97	3,57	1,02	0,07	3,47	99,55
5.	61,0	18,40	7,90	3,70	3,30	2,89	2,24	0,84	0,20	н/обр.	100,47

1. Диаплектическое кварцевое стекло, обр. 578. 2. Лешательерит, обр. 622. 3. Обособление стекла смешанного состава, обр. 730. 4. Обломок стекла смешанного состава, обр. 742. 5. Стекло смешанного состава, обр. 1005.

Анализы выполнены Э.С. Гулецкой и М.И. Зеркаловой.

Таблица 2. Составы (объ.%) и давления газов в совокупностях газовых включений из различных импактных стёкол

описание стекла	№ включения	давление во включении*	кислород газы**	CO ₂	углекислоты	O ₂	CO	H ₂	азот + редкие газы
I	2	3	4	5	6	7	8	9	10

мономинеральные стёкла

I. Включения полевшпатового (?) стекла плавления в диаплектическом кварцевом стекле, обр. 578.	1	0,01	15,8	76,2	0	0	0	5,5	2,5
	2	0,26	8,5	34,5	-	0	0	2,0	55,0
	3	0,51	14,5	50,5	0	0	0	9,3	25,7
	4	0,07	12,8	48,3	0	0	0	8,0	30,9

I	2	3	4	5	6	7	8	9	10
2. Лешательеритовая "бомбочка" из зювита, обр. 622. Показатель преломления стекла $1,460 \pm 0,002$	1	4,09	0	17,0	0	0	8,0	12,5	62,5
	2	0,54	0	30,7	0	0	5,7	12,9	50,7
	3	1,72		42,0	9,8	0	14,0	0	34,2
	4	?		57,9	14,3	0	0	17,1	10,7
	5	?	48,8	9,3	7,7	0	5,7	10,3	18,2
	6	5,00	46,0	19,7	12,8	0	10,0	15,2	6,3
	7	?		70,5	10,5	0	9,2	8,2	1,6

с т ё к л а с м е ш а н н о г о с о с т а в а

1. Обособление стекла из импактит-катаклазитовой брекчи, обр. 730. Показатель преломления стекла ($1,500 - 1,547$) $\pm 0,002$.	1	1,25	0	39,4	14,3	0	0	32,6	13,7
	2	1,19	22,6	25,5	0	0	0	17,7	34,2
	3	3,37	27,1	21,7	0	0	0	23,8	27,4
	4	2,00	28,8	11,8	17,2	0	12,7	26,6	2,9
	5	0,89	32,2	6,8	12,1	0	0	19,3	29,6
2. Обломок чёрного стекла в зювите, обр. 742. Показатель преломления стекла ($1,535 - 1,541$) $\pm 0,002$.	1	2,72	0	0	0	0	0	30,4	69,6
	2	2,31	0	0	0	0	0	23,3	76,7
	3	0,79	0	0	13,7	0	0	19,7	66,6
	4	0,12	0	5,8	31,7	0	0	17,4	45,1
	5	1,45	0	23,5	16,7	0	0	18,2	41,6
	6	0,32	0	43,5	14,7	0	0	27,4	14,4
	7	0,60	19,8	15,5	22,6	0	0	28,3	13,8
3. Обломок зелено-вато-жёлтого стекла в зювите, обр. 742. Показатель преломления стекла ($1,530 - 1,537$) $\pm 0,002$	1	3,38	21,3	10,2	13,2	0	8,2	10,8	36,3
	2	1,35	29,4	21,2	6,3	0	0	10,1	33,0
	3	2,50	40,0	10,6	7,2	0	8,8	12,0	21,4
	4	0,61	0	3,3	-	0	37,1	14,5	45,4
4. Обломок медово-жёлтого стекла в зювите, обр. 742. Показатель преломления стекла ($1,525 - 1,527$) $\pm 0,002$.	1	3,44	0	6,7	15,2	0	0	17,2	60,9
	2	1,35	0	17,6	17,6	0	13,2	11,0	40,6
	3	1,34		28,9	0	0	0	30,4	40,7
	4	2,79		30,3	12,5	0	9,2	14,0	34,0
5. Тагамит, обр. 1005	1	?	0	64,5	35,5	0	0	0	0
	2	?	0	64,0	36,0	0	0	0	0
	3	?	0	78,3	21,7	0	0	0	0

Примечания:

Анализы выполнены

*) давления при 20°C ;
 **) H_2S , SO_2 , NH_3 , HCl , HF .

Н. А. Шугуровой и Л. А. Шохоновой

стеклах на отдельных участках встречаются пузырьки со следами быстрого расширения, типа "взорванных" (рис. 3), от которых отпочкованы "дочерние" пузырьки. Одни пузырьки разрывают ламинарную полосчатую структуру течения стекла, не внося в неё искажений (ранние выделения газов), в то время как другие огибаются полосами течения (поздние выделения газов).

Был проведен частичный или полный анализ состава и давлений газов в 35 пузырьках из импактных стекол зювитов и импактит-катаклазитовых брекчий структуры. Составы и давления газов в некоторых из исследованных совокупностей включений приводятся в табл.2. Первое, что можно отметить - парагенезисы включений в стеклах зювитов и импактит-катаклазитовых брекчий, подобно включениям в мономинеральных стеклах, характеризуются значительными колебаниями составов и, в ряде случаев, давлений газов в пузырьках из одного и того же обломка (обособления) стекла. Вторая особенность - как и в мономинеральных стеклах - заключается в восстановительном характере газовых смесей: широко распространен H_2 , части CO и углеводороды при полном отсутствии O_2 . Кроме того, почти повсеместно присутствует в существенных количествах азот + редкие газы, а также переменное количество CO_2 и "кислых" газов.

Был определен состав газов в 5 пузырьках из импактного стекла тагамитов (штуф I005), который приводится в табл.2. Изученные пузырьки обладают довольно сходным составом. Из-за непрозрачности стекла, первоначальные объемы этих пузырьков замерить не удалось, и давления во включениях остались неизвестными.

Обсуждение наблюдений

Парагенезисы включений в обоих разновидностях импактных стекол в зювитах и импактит-катаклазитовых брекчиях характеризуются значительными колебаниями состава и давлений газов даже в пределах одного и того же обломка (обособления) стекла.

Неизвестно, как при образовании импактитов происходило динамическое взаимодействие между минералом и содержащим законсервированных в нем флюидных включений на стадии ударно-сжатого состояния, когда давления и температуры составляли порядка I Мбар и несколько тысяч градусов, соответственно. Однако, в

волне разгрузки, когда сжатое вещество быстро попадало в область невысоких давлений, должно было происходить резкое расширение перегретого флюида, и к следам такого расширения, вероятно, относятся вслученные и взорванные включения, сохранённые в некоторых импактных стёклах. Достижение динамического равновесия флюидных включений с внешней средой на стадии постударного существования импактного расплава определялось его вязкостью и скоростью охлаждения.

Из неравномерности ударного метаморфизма кварца и полевых шпатов (например, "островки" диаплектического кварцевого стекла в лешательерите, обр. 1308), что отмечалось и ранее, вытекает колебание температуры, а следовательно, и вязкости возникших мономинеральных расплавов. Так, в интервале температур 1700°C - 2000°C , вязкость "сухого" расплава SiO_2 меняется на 2 порядка. Поглощение летучих также приводило к неравномерному снижению вязкости расплавов, поскольку состав флюидных включений и их распределение в исходных минералах могло быть самым разнообразным. Аналогичные причины вызвали колебания вязкости импактных расплавов смешанного состава. В стёклах из быстро охлаждённых мелких порций импактного расплава неоднородной вязкости могли одновременно запечатываться как равновесные, так и барически неравновесные с внешней средой включения, в том числе и с большим, чем в ней, давлением. Кроме того, при быстром охлаждении, в стекле некоторое время сохраняются участки незатвердевшего расплава. За счёт объёмного сжатия этого расплава происходит значительный и неравномерный спад давлений во включениях, что неоднократно подчёркивалось как для технических (7), так и природных стёкол (5).

Рассмотренными факторами можно объяснить появление в стёклах эвритов и импактит-катаклазитовых брекчий (остывавших в закалочном режиме) одновременно сосуществующих газовых пузырьков с давлениями от 0,12 до 2,7 атм (при 20°C) и газовой-жидких включений. В пузырьках газов из тагамитов следует ожидать сходных давлений, поскольку остывание таких крупных масс расплава происходило равномерно и достаточно медленно.

Выделения газов в импактных стёклах являются продуктами различных физико-химических реакций, протекавших в высокотемпературном импактном расплаве. Исходя из данных (7, 8), а также с учётом специфики импактных расплавов, можно выделить некоторые из

таких реакций: 1) взаимодействие расплава с флюидами включений исходных минералов; 2) взаимодействие расплава с погружёнными в него обломками минералов и горных пород; 3) взаимодействие неоднородных по составу порций расплава между собой; 4) взаимодействие выделившихся газов между собой. Кроме того, особенно в процессе образования зивитов, расплав мог захватывать атмосферу взрыва. Эти причины, вместе с колебаниями температуры и вязкости расплава, вполне объясняют исключительную пестроту составов газовых пузырьков в смешанных импактных стёклах зивитов и импактит-катаклазитовых брекчий. Сходный состав газов в стёклах тагамитов обр. 1005, возможно, вытекает из большей гомогенности тагамитовых расплавов. Однако, малое количество определений не исключает присутствия в этом же штуде породы пузырьков иного состава. Что касается мономинеральных стёкол, то в лешательеритах, которые не содержат внедрённых извне расплавов другого состава, пузырьки разнообразных газовых смесей могут рассматриваться как модифицированные путём физико-химического взаимодействия летучие компоненты включений исходного кварца. Газовые пузырьки из разгерметизированных включений полевошпатового(?) стекла обр. 578, где привнос извне также исключается, можно рассматривать как результат "вскипания" мономинерального расплава или как продукты его реакций с вмещающим кремнезёмом.

Общей особенностью состава газов в изученных импактитах является почти постоянное присутствие H_2 и довольно часто, CO и углеводородов в существенных количествах. Эти газы, вместе с отсутствием O_2 , указывают на восстановительный характер импактного расплава, что согласуется с другими данными (шарики самородного $Fe(2)$ и преобладание Fe^{++} над Fe^{+++} в импактитах структуры). Не исключено, что часть газов, в особенности H_2 , может иметь космогенный источник вещества, например, если удар был произведён кометой. Но наличие такого же ассортимента газов в лешательеритах, свободных от привноса других расплавов, а также H_2 в трубчатых включениях полевошпатового(?) стекла делает одинаково вероятным происхождение этих газов за счёт физико-химических реакций в импактном расплаве. Как известно (8), в другом типе природных расплавов — магмах, может протекать целый ряд химических реакций, приводящих к образованию H_2 , углеводородов и CO из различных компонентов магмы. Высокотемпературность импактных рас-

плавов*) указывает, что важный, если не основной вклад в источник H_2 и CO связан с термической диссоциацией H_2O и CO_2 , резко возрастающей с ростом температуры (1,8). Катализатором диссоциации могло послужить Fe^{++} импактного расплава, связывая выделенный при реакции O_2 . Соотношение CO/CO_2 , широко варьирующее в исследованных газовых смесях, вплоть до значений более 1, служит индикатором значительной диссоциации CO_2 в импактитах структуры. Угледородные газы, по причине своей термостойкости, по-видимому, образовались после существенного охлаждения импактного расплава.

Сопоставимых данных для сравнения импактитов структуры с вулканическими стеклами по составу и давлению газов имеется мало. Из них можно отметить результаты анализа состава и давления газов в пузырьках из обсидианов Закарпатья и Закавказья (3,9). По составу газов импактиты структуры отличаются от указанных пород, во включениях которых распространена примесь воздушной компоненты (до 100 об.%), а углеводороды и H_2 отсутствуют. Несомненно, что часть факторов, определяющих составы и давления газов в пузырьках, будет общей как для импактных, так и вулканических стекол. Но, вероятно, включения газов из импактитов описанных нами обладают собственной спецификой, вытекающей из необычной для лав высокотемпературности и значительной физико-химической неравновесности импактных расплавов. Предварительно, основываясь на данных (3,8,9) о составе вулканических газов в лавах и стеклах, можно отметить, что значительные количества углеводородов и CO не характерны для вулканических газов, а высокое соотношение CO/CO_2 , вплоть до 1 и более, исключается. В газовых смесях из лав, по-видимому, широко распространен O_2 воздуха.

В некоторой степени по составу газов изученные импактиты сходны с тектитами, в пузырьках которых также отсутствует O_2^{xx} , но содержится H_2 (3-5). В наибольшей степени со многими из описанных сходны по составу газов пузырьки молдавитов, которые кроме CO_2 и H_2 содержат группу кислых газов и группу

*) - шарики самородного Fe и магнетита, а также лешателъерит в изученных импактитах отмечают температуры расплава более $1500-1700^\circ C$, а по данным разных авторов, температуры импактных расплавов могут достигать $2500^\circ C$.

xx) - за исключением дарвинова стекла, отнесение которого к тектитам проблематично.

азот + редкие газы. Однако, давления в пузырьках молдавитов(3) гораздо более низкие, чем в исследованных включениях описанных импактитов.

ЛИТЕРАТУРА

1. Бетехтин А.Г. и др. Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях. Изд-во АН СССР, М., (1955).
2. Вишне-вский С.А. Рудные минералы в некоторых импактных стёклах. В сб. "Методология и методика геологических и геофизических исследований в Сибири", тр. Инст. Геол. и Геофиз. СОАН СССР, Новосибирск, (1975).
3. Долгов Ю.А. и др. Газовые включения в тектитах(молдавитах). Докл. АН СССР, т.184, № 6, (1969).
4. Долгов Ю.А. Состав и давление газов во включениях тектитов. Геохимия, № 5, (1969).
5. Долгов Ю.А., и др. Состав газов и их давления во включениях некоторых тектитов и силикаглассов. Докл. АН СССР, т.198, № 1, (1971).
6. Мазурин О.В. и др. Свойства стёкол и стеклообразующих расплавов. Справочник. Т.1. "Наука", Л., (1973).
7. Славянский В.Т. Газы в стекле. Оборонгиз.М., (1957).
8. Соколов В.А. Геохимия газов земной коры и атмосферы. "Недра", М., (1966).
9. Шугурова Н.А. Состав газовой фазы включений в минералах. Дисс. на соиск. Уч. степени канд. геол.-мин. наук. Новосибирск, (1968).

О.Г. Коновалова

О ВКЛЮЧЕНИЯХ В ОЛИВИНАХ ДУНИТОВ

Работа выполнена в связи с изучением условий образования ультраосновных пород дунит-гарцбургитовой формации по включениям в породообразующих минералах (тема: "негранитные пегматиты").

Исследования были направлены на выявление в оливинах и пироксенах расплавленных, раскристаллизованных и газовой-жидких включений, которые позволили бы определить основные физико-химические параметры минералообразования пород указанной формации. Для выполнения указанной задачи исследовались образцы гипербазитов из массивов гор Становой хребет, Чешодан, Бархатной, Зеленой, Северной, расположенных в Кузнецком Алатау, в меньшем объеме образцы из Тогул-Сунгайского и Мартыново-Шалапового массивов Салаира и из массивов Чарского пояса Восточного Казахстана.

Изучено более 300 специально подготовленных отполированных пластинок из наиболее свежих и крупнокристаллических образцов дунитов, гарцбургитов, верлитов, пироксенитов, серпентинитов. В минералах перечисленных пород расплавленные, раскристаллизованные и газовой-жидкие включения нами пока не обнаружены. Не известны также и в литературе указания на наличие в породах дунит-гарцбургитовой формации включений вышеперечисленных типов.

Минеральные включения в оливинах данной формации описаны в единичных случаях (1,7). В частности, закономерно ориентированные включения магнетита, диопсида и магнетита в смеси с диопсидом в оливине гипербазитов Корякии описаны Л.В. Агафоновым, А.И. Чепуровым, Ю.Г. Лаврентьевым и О.С. Поквачаловой (1). По данным указанных авторов "эти образования представляют продукт распада изначально высокотемпературного магматического оливина, обогащенного Cr^{+3} , Fe^{+3} , Ca^{+2} " (Агафонов и др., 1974, с. 49).

Проведенными исследованиями в гарцбургитах, верлитах, пироксенитах и серпентинитах, заслуживающих внимания включений

не выявлено. Однако, в оливине дунитов содержатся обильные своеобразные зонально-кристаллические включения и инкрустированные пустоты и поры весьма напоминающие по внешнему виду газово-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.

Изучавшиеся нами дуниты, отобранные из массивов гор Станового хребта, Бархатного, Зеленого и Северного слагают относительно обширные поля. Они среднезернисты и слабо серпентинизированы. Изучались также образцы крупно и гиганто-зернистых пегматоидных дунитов, встречающихся в виде гнезд (10x10 м), линз (5-3x10-30 м) в вышеупомянутых среднезернистых дунитах. Кристаллы оливина дунитов обычно измеряются долями и единицами мм, а в пегматоидных достигают нескольких сантиметров. И среднезернистые и пегматоидные дуниты имеют панидиоморфнозернистую, кристаллобластовую, бластопорфировую, гетеробластовую, нодулярную и параллельно-пластинчатую структуры. Они, как правило, несут следы деформации: резко неравномернозернистые и мозаичные структуры, двойники трансляции, милонитизацию и псевдотахилитизацию. По составу это обычно форстеритовые дуниты, состоящие на 95-98% из оливина, содержащего 5-10 мол.% фаялитового компонента. Кроме оливина, хромита и серпентина в дунитах содержатся доли % магнетита, брусита, карбонатов, иногда тремолит и в виде шаровых, почкообразных и полусферических скоплений углерод.

Наряду с крупными зернами, оливин в дунитах участками образует мелкозернистые гранобластовые и игольчатые агрегаты. В дунитах преобладают гломеробластовые и кристаллобластические структуры. Эти особенности структур и текстур, их приуроченность к определенным участкам массивов и зонам, связанным с разрывными нарушениями, а также другие факты позволили нам отнести эти, содержащие характеризующие включения дуниты к регенерированным или, иначе, новообразованным.

При просмотре полированных прозрачных пластинок дунита под микроскопом в оливине выявляются пустоты и поры, содержащие зональную кристаллическую фазу (рис.1). Эти пустоты округлой, клиновидной, трубчато-иероглифической формы часто с

одной стороны не имеют замкнутого контура и 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. Кристаллическая фаза чаще состоит из трех зон: центральной черно-коричневой в виде точки, средней коричневой и внешней наиболее светлой коричневато-оранжевой или буровато-желтовато-зеленой.

Контурные зон кристаллической фазы волнистые заливчатые. Подобные зональные образования встречаются и вне пустот непосредственно в основной массе породы, видимо, полностью заполняя мелкие поры. Кроме того, в оливине содержатся кучечные скопления параллельноориентированных столбчатых кристалликов пироксена, вкрапленники хромшпинелидов, магнетита. В него включены также зеленые ромбоэдрические 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 газовой-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, а в двух левых, изображенных на рис. 2 кристаллические фазы оставались на прежнем месте и отчетливее проявили свое зональное строение. Два "включения" справа - потемнели. При температуре 800°C вакуоли уменьшились в размере, изменили свою первоначальную форму и три из четырех совершенно потемнели. Температура в 840°C привела к новому изменению формы без изменения размера трех потемневших "включений", и 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 фазе появляется вторая, но "включение" не темнеет. Иногда кристаллическая фаза "расплавляется" 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 $500-550^{\circ}\text{C}$. При нагревании порошка дунита или дунит-пегматита на мембране микрофона декрепитографа конденсировалось заметное количество воды (порядка нескольких % к навеске), хотя степень серпентинизации дунита незначительна (поровая вода).

Повышенное содержание воды в дуните подтверждается также данными определения ппп в свежих не серпентинизированных его разностях.

Определение содержания газов в пустотах вольюметрическим методом (табл. I) 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.

Таблица I.

Состав газов в пустотах дунита, определенный вольюметрическим методом Ю.А. Долгова, Н.А. Шугуровой (аналитик Шохонова)

Образцы	Содержание в объемных %					
	$\text{HCl}, \text{HF}, \text{NH}_3$ $\text{H}_2\text{S}, \text{SO}_2$	CO_2	O_2	CO	H_2	$\text{N}_2 + \text{p.г.}$
18	00	37	00	00	00	63(?)
82	00	33	00	00	00	67
79	20	80	00	00	00	00

Примечание : в таблице приведены средние данные из нескольких определений.

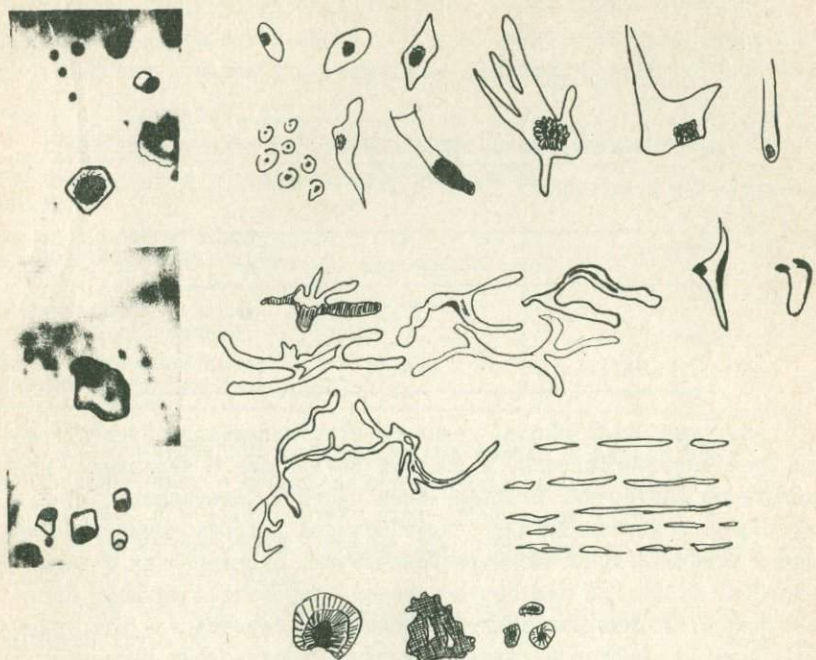


Рис. I Форма включений в оливине

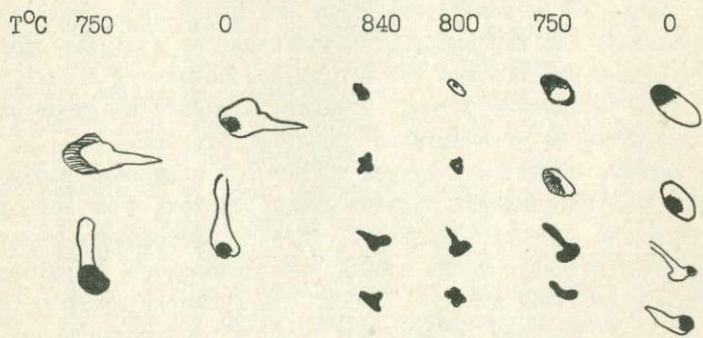


Рис. 2. Характер изменения включений в оливине в процессе нагревания. I - образец 79, II - образец 13^Т

Валовый анализ газов, выделяемый из исследуемых дунитов при нагревании на хроматографе (аналитик Н.Ю.Осоргин) подтвердил в их составе повышенное содержание углекислоты (табл.2).

Таблица 2

Содержание углекислоты в дуните по данным анализов на газовом хроматографе

Образцы	Содержание CO_2 см ³ /г
60	1,42
92	1,37
C-13	1,56

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, околонтуренная 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 (керолитовым) материалом. Для уточнения их состава были проведены рентгеноспектральные исследования на микрозонде. Установлено, что колломорфные образования не содержат сколько-нибудь повышенных (более чем в оливине) количеств железа или хрома. По содержанию магния, кремния, алюминия и других элементов они также не отличаются от фонового оливина.

Методом сплавления дунита с NaOH и последующим растворением сплава в HCl выделен нерастворимый остаток, а из него углестое вещество, которое, вероятно, слагает центральную черную изотропную точечную часть зонально-колломорфного образования, явившуюся центром кристаллизации. Для проверки этого определения один из образцов исследуемых дунитов, макроскопически наиболее богатый зонально-колломорфными образованиями был подвергнут геохимическому анализу. Геохимическим анализом в этом

дуните установлено 0,11% органического углерода и 0,004% светло-желтого парафинистого битума.

Таблица 3
Результаты геохимического анализа дунита

Компонент	Содержание, %	Состав остатка
Нерастворимый в 10% HCl остаток	57,73	(силикаты, графит, рудные)
Органический углерод (к нерастворимому остатку)	0,19	
Органический углерод (к исходной породе)	0,11	
Выход хлороформенного битума (к исходной породе)	0,004	

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

Таким образом, включения пустот носят закономерно ориентированный характер.

Зонально располагающиеся пустоты пересекаются спайностью оливина, трещиноватостью, полосами 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 сингенетичное оливиновое образование. Зональные кристаллические агрегаты, заключенные внутри пустот, распространены также по всей породе, иногда концентрируются в шнурах серпентина, и в трещинках, поэтому можно предположить их позднее, эпигенетическое по отношению к пустотам и оливинову и вообще породе образования.

Из проведенного изучения вытекает вывод, что эти довольно обильные и часто встречающиеся в дунитах закономерные включения, очевидно, представляют собой инкрустированные пустоты.

Охарактеризованные пустоты можно трактовать как дефекты,

возникшие от слияния микропустот или вакансий в кристаллических решетках оливина при его кристаллизации (4,6).

Итак, включения инкрустированных пустот в оливине дунитов дунит-гарцбургитовой формации являются закономерными и в некоторой части характеризуют условия формирования дунитов. А именно, обильная пористость дунитов может служить некоторым основанием для отнесения их к типу регенерированных дунитов, образовавшихся за счет преобразования менее плотных серпентинитов или других разновидностей гипербазитов. Средняя плотность изучавшихся дунитов 2,87, серпентинитов 2,64 г/см³.

Заполнение микроскопических, изолированных от внешней среды пор и пустот в породе гидрохлорит-гидрослюдисто-керолитовым материалом по составу близким к составу материнской породы позволяет с большой вероятностью считать, что их минерализация осуществлялась без существенного привноса-выноса. Инкрустация пор протекала главным образом, за счет внутренней перегруппировки (растворения, переотложения, преобразования) вещества материнской породы (2). То есть, в общем виде весь процесс можно представить как дегидратацию раздробленного серпентинита (5), протекающую с уменьшением объема и образованием пор, пустот. За счет освобождающейся при дегидратации воды, реагирующей с остатками серпентина и других минералов формировались вышеназванные водные алюмосиликаты, заполняющие поры и пустоты.

ЛИТЕРАТУРА

- Г. Агафонов Л. В., Челуров А. И., Лаврентьев Ю. Г., Покачалова О. С. Закономерно ориентированные включения в оливинах гипербазитов Корякии. "Геол. и геофиз.", (1974), №6 (174). 2. Долгов Ю. А. Об адиабатической мобилизации рудообразующих растворов и рудоотложения. "Геол. и геофиз.", №8, (1965). 3. Коновалова О. Г. Особенности формирования и метасоматические преобразования ультрабазитов и хромитовых руд Кузнецкого Алатау. В кн. "Проблемы метасоматизма. М., "Недра", (1970). 4. Коттрелл А. Х. Дислокация и пластическое течение в кристаллах. Металлургиздат. 1958. 5. Морковкина В. Ф. Петрология гипербазитов Севанского хребта. М., "Наука", (1974). 6. Разрушение, т. I, Под редакц. Г. Лбовиц, М., "Мир", (1973). 7. Челуров А. И. Термометрическое исследование включений метасоматоза в оливинах дунитов массива Анагли (Центрально-Алданский р-он). В сб. "Минералогия эндогенных образований". Новосибирск, (1974).

УДК 550.40:552.11:548.4:550.42

Включения солевых расплавов-рассолов в кварце анатектитов западной части Алданского щита. Долгов Ю.А., Томиленко А.А., Чупин В.П. "Термобарогеохимия и генетическая минералогия". Новосибирск, 1975.

Приводятся результаты детальных микроскопических, термометрических, криометрических исследований, а также состав газовой фазы включений солевых расплавов-рассолов в кварце анатектитов и некоторых метаморфических пород гранулитовой и амфиболитовой фаций западной части Алданского щита.

На основании полученных данных делается вывод, что изученные солевые кристалло-флюидные включения следует считать поздними остаточными существенно солевыми расплавами и расплавами-рассолами, отделяющимися при полной раскристаллизации самих последних порций остаточных анатектических магм и что

полученные РТ значения ($T = 660^{\circ}\text{C}$; $P = 5,0-5,9$ кбар) характеризуют РТ параметры регрессивного этапа метаморфизма. (Табл. 3, библ. 17).

Автореферат

УДК 552.33(571.5)

Вторичные включения расплавов в мегакристаллах клинопироксенов щелочных базальтоидов Монголии. Базарова Т. Ю., Кележинская В. В. "Термобарогеохимия и генетическая минералогия". Новосибирск, 1975.

В работе приводится краткая геолого-петрологическая характеристика особенностей мегакристаллов высокоглиноземистого авгита и результаты термобарометрического изучения встреченных в них вторичных включений расплава. Методом гомогенизации включений показано, что температура кристаллизации мегакристаллов была более 1300°C . По содержащейся во включениях фазе CO_2 рассчитано минимальное возможное давление в период захвата вторичных включений, составившее 5 кбар.

Автореферат

УДК 552.11:548.4

Условия формирования анортитсодержащих ксенолитов Ильинского и Желтовского вулканов. Бакуменко И. Т., Кутыев Ф. Ш., Шугурова Н. А. "Термобарогеохимия и генетическая минералогия". Новосибирск, 1975.

В статье приводятся данные о минералогических и структурно-текстурных особенностях ксенолитов анортитсодержащих троктолитов и габбро из базальтоидных продуктов извержений южно-камчатских вулканов.

На основании комплексного изучения расплавных и других

типов включений в минералах ружмонитов и фореилеништейнов Ильинского и Желтовского вулканов, делается вывод о магматическом происхождении ксенолитов. Первым кристаллизовался анортит. Во время его кристаллизации имело место кипение расплава с отделением азотно-водного флюида при невысоком давлении (1,7 кбар). Клинопироксен является более поздним и низкотемпературным минералом (1185-1120°C). В составе газов, растворенных в расплаве, преобладали "азот + редкие газы", а не углекислота, характерная для интрателлурической стадии кристаллизации обычных базальтов.

Обосновывается более раннее происхождение анортитсодержащих обособлений по сравнению со стадией кристаллизации базальтового расплава вынесшего их на поверхность. (Табл.1, рис.2, библи.9).

Автореферат

УДК 548.4:552.313.1:549.01

Температурные особенности кристаллизации вкрапленников плагиоклаза в лавах Карымского вулкана, различающихся по степени газонасыщенности. Ильин А.Г., Красов Н.Ф. "Термобарогеохимия и генетическая минералогия". Новосибирск, 1975.

Исследованы включения минералообразующих расплавов во вкрапленниках плагиоклаза из лав различной газонасыщенности.

В работе приводится описание вкрапленников плагиоклаза и расплавных включений в них, а также, подробно излагается ход опытов по гомогенизации включений и рассматриваются результаты этих опытов. В заключение формулируются основные выводы по результатам проделанных исследований. (Рис.7, библи.8).

Автореферат

УДК 552.II+548.4

Генетические типы включений в минералах гарцбургитов Чаганузунского гипербазитового массива. Симонов В.А. "Термобарогеохимия и генетическая минералогия", Новосибирск, 1975.

В статье детально рассматриваются генетические типы включений в минералах гарцбургитов крупнейшего на Горном Алтае Чаганузунского гипербазитового массива. Приводятся результаты наблюдений поведения включений при нагревании до максимально возможных температур.

Определены температуры плавления и кристаллизации энстатита при атмосферном давлении (1350-1450°C). (Рис.4, библи.7).

Автореферат

УДК 552.33(571.5)+553.4

Температурные условия кристаллизации ийодитов Саямагорского массива (Кольский полуостров). Панина Л.И. "Термобарогеохимия и генетическая минералогия". Новосибирск, 1975.

На основании изучения и гомогенизации частично и полностью раскристаллизованных первичных включений расплава, обнаруженных в породообразующих минералах ийодитов Саямагорского массива, делается вывод о магматическом генезисе этих пород и приводятся температуры кристаллизации пироксена (1250-1220°C) и нефелина (1180-1120°C). (Рис.2, библи.8).

Автореферат

УДК 551.II:548.4

Температурные условия кристаллизации нижних структурно-минералогических зон апогранитового массива. Гордеева В.И. "Термобарогеохимия и генетическая минералогия". Новосибирск, 1975.

Приводятся результаты изучения включений минералообразующей

среды в кварце из биотитовых и двуслюдяных гранитов. Установлены температуры гомогенизации раскристаллизованных включений в кварце из биотитовых гранитов, а так же изучены включения растворов-расплавов в кварце из двуслюдяных (биотит-мусковитовых) гранитов. (Библ.14).

Автореферат

УДК 549.1

Режим воды и углекислоты в процессе кристаллизации аплитовой зоны редкометального пегматита. Михайлов М.Ю. "Термобарогеохимия и генетическая минералогия" Новосибирск, 1975.

На основе общих закономерностей фракционирования летучих в процессе ретроградного кипения магмы рассмотрены результаты изучения соотношения воды и углекислоты во включениях разных температурных генераций в кварце и полевом шпате из аплитовой зоны редкометального пегматита. Сделаны выводы о возможном составе флюида, концентрации летучих в расплаве и степени изолированности системы в отношении массообмена летучих.

Автореферат

УДК 548.4:552.322.2:549.01

Силикатные включения в кварце внешних зон камерных пегматитов. Косухин О.Н. "Термобарогеохимия и генетическая минералогия". Новосибирск, 1975.

Исследованы включения минералообразующих расплавов и некоторые иные типы силикатных включений в кварце различных зон пегматитов. Приводятся данные по гомогенизации раскристаллизованных расплавных включений, свидетельствующие о продолжении этапа магматического минералообразования в камерных пегматитах до весьма низких температур. (Библ.12).

Автореферат

УДК 548.4

Изменение содержания элементов в процессе кристаллизации берилла в гранитных пегматитах альбитового типа. Орлова Л.М., Пушко Е.П., Базаров Л.Ш. "Термобарогеохимия и генетическая минералогия". Новосибирск, 1975.

Проведен комплекс исследований включений в берилле из гранитных пегматитов альбитового типа. Получены интервалы температур гомогенизаций для первичных, мнимовторичных и вторичных включений в берилле. Определен состав жидкой фазы включений в берилле методом последовательных водных вытяжек и содержание воды и CO_2 методом фракционного вымораживания для пяти температурных интервалов кристаллизации берилла. Изучено поведение компонентов жидкой фазы включений в процессе кристаллизации берилла. (Табл. I, библиограф., илл. I).

Автореферат

УДК 548.4

Состав жидкой фазы включений в сподумене из редкометалльных гранитных пегматитов альбитового типа. Базаров Л.Ш., Орлова Л.М., Пушко Е.П. "Термобарогеохимия и генетическая минералогия". Новосибирск, 1975.

Методами последовательных водных вытяжек и фракционного замораживания исследовались составы жидких фаз включений в сподумене из кварц-клевеландит-сподуменово-гранитной зоны гранитного пегматита. В процессе изучения включений в сподумене выделены 4 типа включений. Определены температуры гомогенизации включений в сподумене. Проведена серия анализов водных вытяжек различного групп первичных, мнимовторичных и вторичных включений последовательно от низкотемпературных к высокотемпературным. Определено содержание H_2O и CO_2 в каждой группе включений. По данным анализов H_2O , CO_2 , катионов и анионов в растворе водных вытяжек для каждого температурного интервала кристаллизации

сподумена рассчитывали концентрацию этих элементов в жидкой фазе включений. (Табл.2, библи.7, илл.1).

Автореферат

УДК 548.4

Связь температуры и состава жидкой фазы включений в процессе кристаллизации блокового кварца редкометалльного пегматита. Орлова Л.М., Аргаматов И.Г., Базаров Л.Ш. "Термобарогеохимия и генетическая минералогия". Новосибирск, 1975.

Исследован блоковый кварц колумбит-бериллового пегматита методами термодинамической геохимии. Проведено детальное микроскопическое исследование включений в кварце из блоковой зоны пегматита, определены интервалы температур гомогенизации. Методом последовательных водных вытяжек изучен состав жидкой фазы включений в процессе кристаллизации блокового кварца. Выявлен характер изменения химического состава растворов от начальных, высокотемпературных этапов кристаллизации кварца последовательно к конечным, низкотемпературным. Методом фракционного вымораживания определены содержания воды и CO_2 во включениях для различных температурных групп. (Табл.1, библи.6, илл.1).

Автореферат

УДК 549.1

Состав газовой фазы включений в минералах из сульфидных месторождений Рудного Алтая. Гибшер Н.А., Шохонова Л.А. "Термобарогеохимия и генетическая минералогия". Новосибирск, 1975.

Исследован состав газовой фазы газовой-жидких включений из сульфидных месторождений, принадлежащих медно-пирротинному, колчеданно-полиметаллическому и барит-полиметаллическому типам.

В составе газов присутствуют и преобладают газы сернистой

группы и двуокись углерода; азот, водород, углеводороды и окись углерода присутствуют не повсеместно..

На колчеданно-полиметаллическом месторождении газы рудной стадии, во время образования которой отлагаются наиболее крупные промышленные рудные тела, обеднены CO_2 и особенно сернистыми газами (Табл. I, библиография I).

Автореферат

УДК 553. 21/24

Физико-химические условия формирования золоторудного месторождения Каульды (УзССР). Проскураков А.А., Сотников В.И., Коробейников А.Ф. "Термобарогеохимия и генетическая минералогия". Новосибирск, 1975.

Рудные тела месторождения приурочены к зоне кластолава, подвергшихся гидротермальным изменениям (окварцеванию, серицитизации, аргиллизации и др.) и локализуемых среди карбоновых вулканогенных пород андезит-дацитового состава. По данным изучения газозо-жидких включений в кварце рудных зон температурный интервал основного рудного этапа составляет $300-50^\circ\text{C}$. По химическому составу растворы, участвовавшие в рудообразовании, являлись слабоконцентрированными щелочно-хлоридно-углекислотными со значительной ролью магния и повышенными содержаниями O_4 . С глубиной увеличивается содержание Cl .

Проводится сравнение с высокотемпературным медно-молибденовым с золотом месторождением Кальмакыр, для которого характерна общая хлорная специализация и высокие концентрации хлоридов a и K в гидротермальных растворах. Характерно постоянное присутствие золота в растворах включений Каульдинского месторождения ($\text{p} \cdot 10^{-6}$ г/л), что может быть использовано в качестве поискового критерия.

Автореферат

Физико-химические условия формирования Вавилонского медно-пирротинового месторождения (по включениям минералов). Гибшер Н.А., Шохонова Л.А. "Термобарогеохимия и генетическая минералогия." Новосибирск, 1975.

Исследование газовой-жидких включений в кварце, антофиллите и мусковите позволило выявить, что Вавилонское месторождение формировалось в интервале температур 300-550°C из пневматолитово-гидротермальных растворов. Рудообразующие растворы были концентрированными (14-34 вес.% $-K^+ + M^{+2} + Ca^{+2}$), насыщенными большим количеством сернистых газов, двуокиси углерода, водорода и азота, находящихся под давлением 800-1000 атм. В процессе формирования месторождения шло остывание растворов от нижних горизонтов месторождения к верхним, палеотемпературный градиент при этом составлял 150-200°/км. (Библ.7).

Автореферат

К вопросу о физико-химических условиях формирования молибденовых месторождений Монголии. Берзина А.П., Шугурова Н.А., Сотников В.И. "Термобарогеохимия и генетическая минералогия." Новосибирск, 1975.

Приводятся результаты изучения газовой-жидких включений в минералах месторождений медно-молибденовой и молибдено-редкометалльно-вольфрамовой (грейзеновой) формации. Для включений в минералах медно-молибденовых месторождений отмечается высокая концентрация растворов. Газовая фаза включений в минералах медно-молибденовых месторождений характеризуется высоким содержанием кислых газов, а грейзеновых месторождений - высоким содержанием азота и углекислоты.

Автореферат.

УДК 548.4

Исследование газово-жидких включений при нагревании выше температур гомогенизации. Долгов Ю.А., Симонов В.А. "Термобарогеохимия и генетическая минералогия". Новосибирск, 1975.

Исследовались герметичные малоплотные газово-жидкие включения в области температур существования расплавов (1000–1400°C). В результате проведенных экспериментов выяснилось, что остается почти неизменной после перегрева до 1350°C начальная температура гомогенизации. Безосновательными оказались попытки преувеличить значение диффузии вещества из вакуоли включения в виде ионов водорода или каким-либо иным способом. (Табл. I, рис. 5, библ. 8).

Автореферат

УДК 549:552.6(517.5)

Включения газов в импактитах. Долгов Ю.А., Вишневский С.А., Шугурова Н.А. "Термобарогеохимия и генетическая минералогия". Новосибирск, 1975.

Изучались включения газов в различных импактных стеклах. Делается попытка объяснить наблюдаемые особенности этих включений и производится предварительное сравнение с пузырьками газов из вулканических стекол и тектитов. (Табл. 2, илл. 3, библ. 8).

Автореферат

УДК 552.11+548.4

О включениях в оливинах дунитов. Коновалова О.Г. "Термобарогеохимия и генетическая минералогия". Новосибирск, 1975.

В оливинах дунитов дунит-гарцбургитовой формации содержатся закономерно ориентированные инкрустированные пустоты, напоминающие газово-жидкие или расплавные включения. В статье приводятся некоторые результаты изучения инкрустированных пустот.

ОПЕЧАТКИ

Стр.	Строка	Напечатано	Следует читать
34	15 сверху	Отсюда значение удельного объема азота во включениях понижается до 0,4-0,7 кбар	Отсюда значение удельного объема азота во включениях понижается до 21,1-9,2 дм ³ /кг, а давление, развиваемое азотом, повышается до 0,4-0,7 кбар

Технический редактор *Л. А. Панина*

Подписано к печати 21.УП.1975г. МН 03121
 Бумага 60x84/16. Печ.л. 10,0. Уч.-изд.л. 9,5.

Тираж 500. Заказ 251. Цена 70 коп.

Институт геологии и геофизики СО АН СССР
 Новосибирск, 90. Ротапринт.

Цена 70 коп.

1936